



Посвящается столетию  
со дня рождения  
М.В. Гзовского

# ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ

ПЯТАЯ  
ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ  
КОНФЕРЕНЦИЯ В ИФЗ РАН

Материалы докладов всероссийской  
конференции с международным  
участием, 5-9 октября 2020 г



ЛЕКЦИИ И  
ДОКЛАДЫ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ  
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю.Шмидта  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ  
ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТониКИ И ГЕОДИНАМИКИ

**ПЯТАЯ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ  
КОНФЕРЕНЦИЯ В ИФЗ РАН**

**ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ  
ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ**

**Посвящается столетию М.В. Гзовского**

Материалы докладов всероссийской конференции с  
международным участием, 5-9 октября 2020 г.,  
Институт физики Земли РАН,  
г. Москва

**Москва  
2020**

**УДК 551.2.3**  
**ББК 26.324**

**Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН.  
Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле:  
Материалы докладов всероссийской конференции с  
международным участием – М.: ИФЗ. 2020. – 602 с.**

В сборнике публикуются материалы, представленных на Пятую тектонофизическую конференцию в ИФЗ РАН. В докладах рассматривается широкий круг научных проблем в области геодинамики и структурной геологии, горного дела и поиска месторождений, геофизики недр, сейсмологии и физики очага землетрясений, в решении которых используются тектонофизические методы и подходы. Конференция впервые проводилась в онлайн формате из-за сложной эпидемиологической ситуации в России.

**Ответственный редактор:**  
д. физ.-мат. н. Ю.Л. Ребецкий,

**Редакционная коллегия:**  
к. геол.-мин. н. А.В. Маринин, Д.С. Мягков, Н.А. Гордеев,  
И.В. Бондарь, Р.С. Алексеев, А.С. Лермонтова

Публикация материалов конференции осуществлялась при финансовой помощи ИФЗ РАН

В оформлении обложки использована фотография тектонофизического отряда в период работ на Ферганском хребте (1960 г., во главе отряда М.В Гзовский). При оформлении шмуцтитлов были использованы рисунки из материалов конференции

## ПРЕДИСЛОВИЕ

«Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН», которая прошла в октябре 2020 года, запомнится тем, что она все же **состоялась!** Состоялась вопреки эпидемии Ковид-вируса, вопреки тому, что РФФИ не поддержало финансово ее проведение, несмотря на то, что большая часть запланированных научных конференций было отменено. Это был наш первый опыт проведения конференции в он-лайн формате. Многое было для нас непонятно, и многое приходилось делать в первый раз. Но наши молодые сотрудники быстро освоили новые для них технологии и смогли обеспечить необходимый уровень телекоммуникации.

Конференция в этот раз была не такой обширной по составу как предыдущие, прошедшие в 2008, 2012, и 2016 годах. На первоначальном этапе, в мае, когда уже стало понятно, что формат ее проведения должен будет изменен, в ней планировали принять участие более 150 ученых из разных городов России и ближнего зарубежья. В итоге, в сентябре подтвердило свое участие в конференции около 90 ученых. Но из них проверку на преодоление всех препятствий прошло только 75 участников.

Большое спасибо всем нам за наше упорство, благодаря которому пятая тектонофизическая состоялась!

Известно, что кризисы – это не только пришедшая беда, но это и новые возможности. Оказалось, что уже давно существующие технологии телекоммуникации позволяют нам не только экономить на переездах, но и существенно увеличить интенсивность и качество научных работ. В нашей конференции сделали свои доклады коллеги из Узбекистана, Казахстана, Украины, которые из-за финансовых трудностей в предыдущие годы могли только прислать свои материалы для публикации в трудах конференции. Мы предполагаем, сохранить возможность участия иностранных и иногородних ученых в он-лайн формате в наших конференциях и в последующем.

В этом году, как и на предыдущих конференциях главными являлись следующие темы:

- 1) Современная геодинамика; природные напряжения и деформации земной коры; механизмы генерации напряжений и энергия коровых тектонических процессов; глобальная геодинамика и энергетические источники движения литосферных плит.
- 2) Тектонофизика в познании процессов складкообразования и горообразования; роль эрозионно-аккумулятивных процессов в деформациях коры; механизмы неустойчивости стратифицированных пород и складки в осадочных бассейнах; неотектонические движения; процессы течения горных масс; развитие методов тектонофизики и структурной геологии.
- 3) Тектонофизика разломов; зонно-блоковая структура литосферы; разлом, как геологическое и физическое тело; взаимосвязь напряженного состояния земной коры с сейсмическим режимом региональных разломных зон; тектонофизика очага землетрясения и прогноза сейсмической опасности; тектонофизика и проблемы магматизма в литосфере.
- 4) Вопросы геомеханики и тектонофизического моделирования напряженно-деформированного состояния коры и литосферы; физико-механические свойства горных пород и строение земной коры; численные методы в решении проблем геодинамики и поиска коллекторов в рудной и нефтегазовой геологии.
- 5) Природно-техногенное напряженно-деформированное состояние недр в районах месторождений полезных ископаемых; результаты in-situ методов измерения напряжений; тектонофизика в решении проблем поиска и разработки месторождений полезных ископаемых; сдвиги на платформах и нефтяная геофизика.

Конференция проходила в онлайн формате с 5 по 9 октября 2020 года. В дни конференции были проведены заказные лекции и доклады ведущих ученых нашей страны и ближнего зарубежья. В день открытия конференции (5 октября) рассматривались теоретические вопросы тектонофизики – методы изучения природных тектонических напряжений и деформаций, проблемы складкообразования и другие фундаментальные проблемы тектонофизики, результаты и перспективы развития научного направления. Доклады второго дня конференции (6 октября) посвящены геодинамике и тектонофизическим исследованиям Кавказа и Центральной Азии. В третий день конференции рассматривались проблемы разрывообразования – полевые и лабораторные исследования. Доклады, сделанные 8 октября, затронули вопросы современной геодинамики и ее связи с региональными тектонофизическими работами. В последний рабочий день конференции сделанные доклады связали теоретические и методические наработки тектонофизики с практическим применением с сфере прогноза месторождений полезных ископаемых и их разведки, а также обеспечения безопасности горных выработок и инженерных сооружений. В конце дня состоялось обсуждение докладов и будущих возможных форматов проведения конференции. Высказаны предложения о проведении Общественного тектонофизического семинара в онлайн формате с привлечением в участие в них ученых из других городов России.

Полученные Оргкомитетом материалы собраны в настоящий сборник материалов (всего 89 материалов докладов). По решению Оргкомитета в нем публикуются как состоявшиеся в онлайн формате доклады, так и не прозвучавшие доклады (стендовые), Авторы которых не смогли принять участие в таком формате выступления. Для последующих конференций запланировано издание материалов уже по итогам сделанных докладов, с отбором для публикации интересных и завершенных научных работ. Перед проведением конференции будут опубликованы только аннотации докладов (на интернет-ресурсах).

Ссылки на записи докладов всех дней (секций) конференции размещены на сайте ИФЗ РАН. Также на нашем сайте опубликованы аннотации и настоящие материалы докладов. Перед проведением конференции был также подготовлен сборник материалов - Российская тектонофизика к 100-летию юбилею Михаила Владимировича Гзовского. Сборник также доступен для скачивания на сайте ИФЗ РАН.

**Оргкомитет благодарит всех участников, принявших участие в работе конференции и/или приславших материалы своих докладов. Особая благодарность авторам лекций, заказных докладов, конвинуерам секций и всем помогавшим в проведении данной конференции.**

## **ОРГКОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ**

### *Председатель оргкомитета*

**С.А. Тихоцкий** – член-корр. РАН, директор ИФЗ РАН

### *Сопредседатель оргкомитета*

**Ю.Л. Ребецкий** – д.физ.-мат.н., зав. лаб. Тектонофизики им. М.В. Гзовского, ИФЗ РАН

### *Ученый секретарь оргкомитета*

**А.В. Маринин** – к.геол.-мин.н., ИФЗ РАН

### *Помощник ученого секретаря*

**И.В. Бондарь** – ИФЗ РАН

### *Секретариат оргкомитета:*

**Р.С. Алексеев** – ИФЗ РАН

**Н.А. Гордеев** – ИФЗ РАН

**А.С. Лермонтова** – ИФЗ РАН

**Д.С. Мягков** – ИФЗ РАН

### *Программный комитет:*

**С.А. Борняков** – к. геол.-мин.н. ИЗК СО РАН, г.Иркутск

**А.А. Козырев** – д.техн.н., зам дир., ГоИ КНЦ РАН, г. Апатиты

**С.И. Кузиков** – к.геол.-мин.н. зав. лаб. НС РАН в г. Бишкеке

**Ю.О. Кузьмин** – проф., д.физ.-мат.н., зав. отд., ИФЗ РАН, г. Москва

**Ю.А. Морозов** – член корр. РАН, ИФЗ РАН, г. Москва

**В.А. Петров** – член корр. РАН, дир. ИГЕМ РАН, г. Москва

**В.А. Саньков** – к.геол.-мин.н., зав. лаб. ИЗК СО РАН, г. Иркутск

**К.Ж. Семинский** – д.геол.-мин.н., зам. дир. ИЗК СО РАН, г. Иркутск

**Л.А. Сим** - д.геол.-мин.н., ИФЗ РАН, г. Москва

**А.И. Тимурзиев** - д.геол.-мин.н., ЦГЭ, г. Москва

**А.К. Худолеев** – д.геол.-мин.н., профессор СПбГУ, г. Санкт-Петербург

**Ф.Л. Яковлев** - д.геол.-мин.н., ИФЗ РАН, г. Москва

### *Иностранные члены программного комитета:*

**А.І. Chemenda**, Prof. geol.&geophys., [Univ. de Nice-Sophia Antipolis Géosciences Azur](http://www.univ-sophia-antipolis.fr/), France

**О.Б. Гинтов** – д.геол.-мин.н., ИГФ НАН, г. Киев, Украина

**В.А. Корчемагин**, д.геол.-мин.н., профессор ДонГУ, г. Донецк, Украина

**Р.А. Умурзаков**, д.геол.-мин.н., профессор ТашГТУ, г. Ташкент, Узбекистан

**Я.М. Хазан** – д.физ.-мат.н., ИГФ НАН, г. Киев, Украина

## 100 ЛЕТ ПЕРВОМУ ТЕКТОНОФИЗИКУ РОССИИ, МИХАИЛУ ВЛАДИМИРОВИЧУ ГЗОВСКОМУ

В прошлом году 17 декабря исполнилось 100 лет со дня рождения основателя тектонофизики в СССР Михаилу Владимировичу Гзовскому. Мы посвящаем нашу конференцию этому юбилею.

Напомним основные достижения тектонофизики, полученные к началу 70-х годов прошлого века, которые М.В. Гзовский [1975] перечислил в своем фундаментальном обобщающем труде:

1. Построение новой физической теории тектонических разрывов взамен господствовавшей в геологии гипотезы Г. Беккера.

2. Разработка первого метода восстановления «полей напряжений», действовавших в отдельных участках земной коры в течение прошлых геологических периодов.

3. Разработка новой теории подобия для моделирования тектонических процессов на основе анализа реологических уравнений, а не одной лишь размерности физических величин.

4. Создание первых пластических материалов для изучения напряжений в моделях поляризационно-оптическим методом.

5. Конструирование первых приборов для изучения физических свойств материалов моделей.

6. Создание новых материалов для моделирования тектонических процессов с соблюдением условий физического подобия.

7. Использование тектонофизических исследований при рассмотрении крупных теоретических проблем, например выяснения причин образования магм различного химического состава, установления тектонической обстановки возникновения землетрясений различной энергии и др.

8. Использование результатов тектонофизических исследований при решении практических задач – поисках, разведке и разработке месторождений угля, нефти, металлов, а также при оценках сейсмической опасности на участках крупного строительства.

Опираясь на эти достижения тектонофизики, М.В. Гзовский в начале 70-х годов прошлого века выдвинул для нее новые задачи ближайших исследований:

I. Разработка количественной характеристики тектонических движений различных типов структурных элементов земной коры и стадий их развития.

II. Создание методов оценки величины и скорости деформации отдельных участков земной коры путем интерпретации данных о структуре и движениях поверхности этих участков.

III. Углубление физической теории возникновения и развития тектонических разрывов различных типов, развитие представлений об очагах землетрясений и о влиянии разрывов на формирование месторождений полезных ископаемых.

IV. Изучение реологических свойств массивов горных пород в природных условиях залегания и установление корреляционных связей между различными их свойствами, использование геоакустики.

V. Усовершенствование теории и техники моделирования тектонических процессов.

VI. Выделение главных типов тектонических полей напряжений в земной коре, выяснение зависимости полей напряжений от различных неоднородностей коры, особенно древних разрывов и глыбовой структуры.

VII. Всестороннее изучение и количественное описание физических закономерностей, свойственных главным механизмам тектонических преобразований структуры земной коры, установление соотношений между регистрируемыми на поверхности тектоническими геофизическими явлениями и физическими процессами на глубине.

VIII. Систематическое изучение энергетики тектонических процессов.

IX. Развитие методов использования тектонофизики при решении важных комплексных теоретических и практических проблем.

Михаил Владимирович полагал, что решение сформулированных перспективных задач позволит «...количественно изучать в земной коре: общую интегральную величину длительно развивавшихся пластических деформаций, дифференциальную и среднюю величину скорости пластической деформации, реологические свойства (прежде всего вязкости) больших масс горных пород в естественных условиях залегания, направление главных нормальных и касательных напряжений и отчасти их величину, энергию, потребляемую при тектонических процессах. Тектонофизика сможет выяснить, как изменялись все эти явления в течение геологического развития Земли и дать много ценных сведений, дополняющих результаты геофизического

изучения современного состояния Земли. Сочетание полевых исследований, моделирования и математического решения тектонофизических вопросов обеспечит достоверное знание физических закономерностей тектонических процессов. Эти закономерности имеют большое значение для познания глубинного развития Земли и для совершенствования методов решения важнейших инженерных вопросов.» [Гзовский, 1975, стр. 502].

Обратим внимание на тот факт, что по мере развития тектонофизики М.В. Гзовский расширял спектр решаемых ею задач. Так, в первый период ее развития (1945–1965 гг) основными являлись исследования механизмов формирования (тектонические и геодинамические обстановки) разрывов и складок не только в связи с решением фундаментальных задач геологии и геодинамики, но и для решения практических задач поиска, разведки и безопасной разработки горных выработок. Другой важной задачей этого периода развития тектонофизики являлась проблема сейсмической опасности, в рамках которой в 60-х годах прошлого века М.В. Гзовский разрабатывал геологические критерии сейсмической опасности. Во второй половине 60-х годов М.В. Гзовский сформулировал новые задачи тектонофизики, связанные с изучением энергетики тектонических процессов; установлением соотношений между регистрируемыми на поверхности тектоническими геофизическими явлениями и физическими процессами на глубине, что прямо говорило о расширении области применения тектонофизических методов.

Таким образом, советская тектонофизика хотя и зарождалась в минимальном прямом контакте с мировой тектонофизикой, прошла те же этапы эволюции своего развития. Она начиналась как расширение методов структурной геологии в изучении высокого и среднего ранга мегаскопических геологических объектов (десятки сантиметров, сотни метров, первые километры), затем фактически включила в объекты своего изучения все масштабы геологических структур. В настоящее время в европейском журнале *Tectonophysics* публикуются работы, связанные как с методами структурной геологии, так и с методами геомеханики и сейсмологии, а сама тектонофизика при применении своих методов и подходов использует геофизические данные о глубинном строении районов месторождений рудных и углеводородных залежей, а также коры и верхней мантии.

Выше были перечислены основные результаты, полученные в тектонофизике Гзовским и его учениками, а также задачи тектонофизики, сформулированные им самим в классической монографии [Гзовский, 1975]. Если каждый из пунктов этих двух разделов рассмотреть с позиций сегодняшнего дня, то можно увидеть, как далеко шагнула тектонофизика. При этом для каждого из направлений арабские цифры определяют соответствующие пункты из разделов достижений тектонофизики в период работ Гзовского, а римские — из разделов в которых он определил будущие задачи тектонофизики:

(1). Физическая теория тектонических разрывов с качественного описания взаимосвязи разрывов с осями главных напряжений перешла к рутинному использованию кулоновых напряжений в прогнозе опасностей активизации разрывов [Hoek, Brown, 1997; Morris et al., 1997; Ребецкий, Кузиков, 2016].

(2). Методы восстановления полей напряжений из разрывных смещений и мелких структурных форм сегодня опираются уже не только на статистические методы обработки, но и на алгоритмы, вытекающие из положений теории пластичности и хрупкого разрушения. При этом речь идет не просто об установлении направления действия осей главных напряжений, но и об оценке самих величин напряжений [Angelier, 1975, 1989; Reches, 1983, 1987; Ребецкий, 2003, 2005, 2009].

(3). Сформулированные Гзовским положения теории подобия получили уточнение на учет влияния многофакторности нагружения и выявление роли девиаторной компоненты гравитационного напряженного состояния (см. [Ребецкий, 2008; Ребецкий, Михайлова, 2011, 2014] и раздел 3 этой статьи).

(4). Разработаны технологии моделирования крупных геологических объектов на основе новых материалов [Шеменда, Грохольский, 1986, 1988; Дубинин и др., 1999, 2019]. Применяются новые методы изучения деформаций внутри модели с использованием методов томографии и рентгеноскопии.

(5, IV). Выполнено обобщение тысяч экспериментов по хрупкому разрушению образцов горных пород, позволившее сформулировать закон хрупкой прочности для пород кристаллической коры [Byerlee, 1967, 1978], В экспериментах на природных и искусственных материалах выявлены

микроструктурные особенности развития зон локализации деформаций, формирующихся в разных условиях нагружения [Chemenda, 2007; Chemenda et al., 2011, 2014].

(6, V). В настоящее время понимание ограниченности физического эксперимента в моделировании необходимых параметров деформационного процесса привело к расширению использования в тектонофизике методов геомеханических численных расчетов. Эти методы сегодня позволяют не только моделировать упругопластическое деформирование с реологией Друккер-Прагера и Кулона-Мора, но и создавать в моделях полосы дилатансионной и компакционной локализации на основе критериев Николаевского – Райса – Рудницкого [Стефанов, 2005, 2008, 2010].

(7). Выявлены закономерности напряженного состояния в зонах формирования мега-землетрясений [Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, 2007], создаются критерии районирования разломов по степени их опасности [Ребецкий, Кузиков, 2016].

(8). Созданы специальные методы изучения закономерности распределения напряжений в зонах плит, платформ и осадочных бассейнов [Сим, 1996]; на основе данных о природных напряжениях разработаны технологии проведения горных работ в зонах, опасных для проявления горных ударов [Козырев и др. 1996].

(I-II). В области получения данных о количественных характеристиках тектонических движений поверхности созданы методы измерения горизонтальных смещений на основе лазерных светодальномеров и спутниковой GPS-геодезии. Получены карты не только распределения векторов горизонтальных смещений, но и деформаций поверхности [Саньков и др., 2011]. Разработана технология спутниковой интерферометрии поверхности с получением площадных данных о перемещениях. В настоящее время изучение движений поверхности некоторых локальных территорий производится на базах от десятков километров (региональные объекты) до сотен метров (локальные объекты).

(III). В разряд технологии переводятся тектонофизические методы изучения развития разрывных нарушений с целью прогноза формирования месторождений полезных ископаемых [Петров и др., 2010, 2014; Войтенко, 2008; Войтенко, Задорожный, 2015].

(VI). Установлены главные закономерности внутренней структуры разломных зон и дальнедействующее их влияние на деформационный процесс [Добровольский, 1991; Шерман и др., 1991, 1992, 1994; Семинский, 2003; Кузьмин, 2004; Ребецкий, Лермонотова, 2016].

(VII). Получены и обобщены данные о закономерности напряженного состояния практически для всех основных сейсмоактивных регионов [Ребецкий, 2003а, Rebetsky et al., 2018].

По представленным здесь итогам достижений тектонофизики последних десятилетий становится совершенно очевидным, что в ней в настоящее время уже формулируются новые перспективные задачи как в области фундаментальных, так и прикладных наук. Эти задачи будут включать в себя:

*Совершенствование существующих и разработку новых методов изучения природных напряжений и деформаций.*

*Решение современных проблем региональной и глобальной геодинамики.*

*Изучение современными методами геомеханики закономерностей распределения напряжений, деформаций и вторичных структур разрушения вблизи разрывов и складок масштаба обнажения и мощности осадочного чехла.*

*Изучение закономерности и механизмы формирования природных напряжений для крупных деформационных элементов континентальной коры.*

*Моделирование мегарегиональных тектонических структур.*

*Изучение роли планетарных процессов в геодинамике и тектонике.*

*Дальнейшие исследования тектоники и геодинамики разломов, развитие тектонофизических методов оценки геологических и сейсмических опасностей.*

*Разработку новых подходов и методов тектонофизики в горном деле, рудной геологии и геологии углеводородных месторождений.*

## Литература

Войтенко В.Н. Корреляция параметров конечной деформации и анизотропии магнитной восприимчивости: сравнение результатов исследования метатурбидитов Северо-Западного Приладожья // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 1. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С. 22–25.

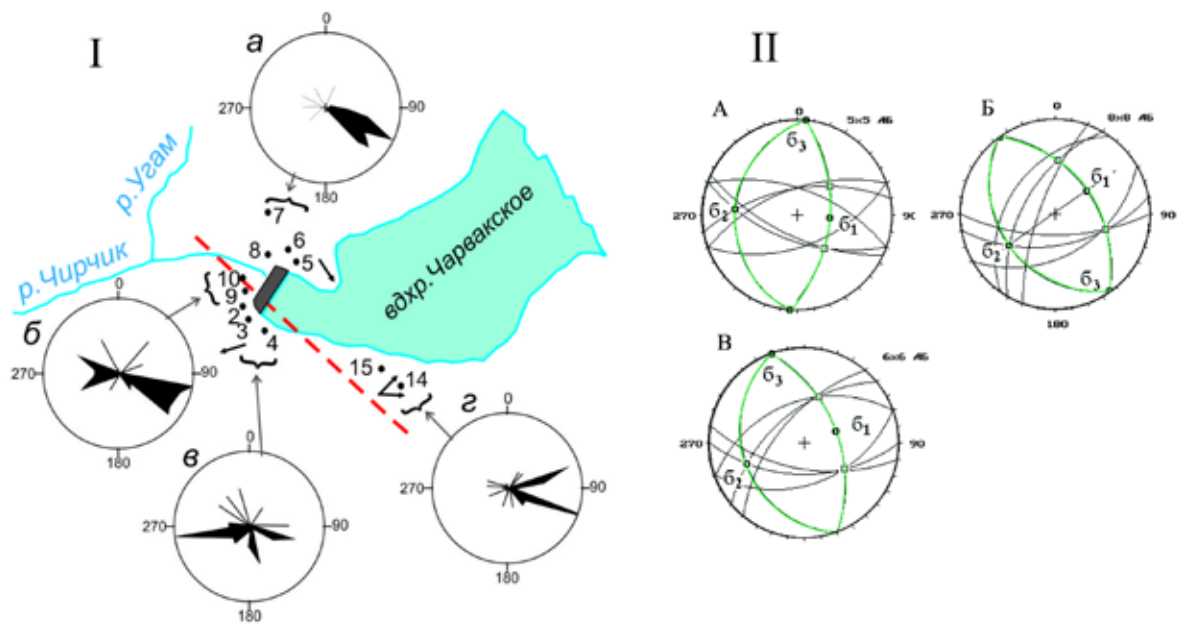


- Войтенко В.Н., Задорожный Д.Н. Анализ палеонапряжений по ориентировке трещин растяжения построением круговых диаграмм Мора (на примере жильно-прожилковых тел месторождения Базовское, Восточная Якутия) // Материалы Четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: 2015. Т. 1. С. 42–51.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ РАН. 1991. 217 с.
- Дубинин Е.П., Лейченко Г.Л., Грохольский А.Л., Сергеева В.М., Агранов Г.Д. Изучение особенностей структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования // Физика Земли. 2019. № 2. С. 76–91.
- Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1, № 5. С. 423–443. <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/rjes-roohtml>
- Козырев А.А., Панин В.И., Иванов В.И. и др. Управление горным давлением в тектонически напряженных массивах. 1996. Ч. 1. 160 с., Ч. 2. 162 с.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. № 10. С. 95–112.
- Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В. Влияние петрофизических свойств и деформаций пород на вертикальную зональность метасоматитов в ураноносных вулканических структурах (на примере Стрельцовой кальдеры, Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 2. С. 95–117.
- Петров В.А., Сим Л.А., Насимов Р.М., Щукин С.И. Разломная тектоника и неотектонические напряжения в районе Стрельцовой кальдеры, ЮВ Забайкалье // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 4. С. 310–320.
- Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008а. С. 431–466.
- Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008б. Т. 11, № 1. С. 66–73.
- Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин // Дис. док. физ.мат. наук. М.: Изд. ОИФЗ. 2003а. 455 с.
- Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 70–84.
- Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады РАН. 2008в. Т. 423, № 4. С. 538–542.
- Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады РАН. 2003б. Т. 400, № 3. С. 237–241.
- Ребецкий Ю.Л. Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // Геофизический журнал. 2007б. Т. 29, № 4. С. 92–110.
- Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007в. Т. 10, № 1. С. 25–37.
- Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007а. 406 с.
- Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И. Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1225–1250.
- Ребецкий Ю.Л., Лермонтова А.С. Учет закритического состояния геосреды и проблема дальнедействующего влияния очагов землетрясений // Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле. 2016. № 32. С. 115–123.
- Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1192–1206.
- Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А. Тектонофизическое моделирование структур сдвига // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С. 103–140.
- Ребецкий Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофизический журнал. 2005. Т. 27, № 1. Киев. С. 39–54.
- Саньков В.А., Парфеев А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.
- Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск. Изд. СО РАН, фил. ГЕОС. 2003. 241 с.

- Сим Л.А.* Неотектонические напряжения Восточно-европейской платформы и структур обрамления. Автореф. Дис. д-ра геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ. 1996. 41 с.
- Стефанов Ю.П.* Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8, № 3. С. 129–142.
- Стефанов Ю.П.* Режимы дилатансии и уплотнения развития деформации в зонах локализованного сдвига // Физ. мезомех. 2010. Т. 13. Спец. Вып. С. 44–52
- Стефанов Ю.П.* Численное моделирование процессов деформации и разрушения геологических сред. Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. д.физ.-мат.н. Томск: 2008. 30 с.
- Шеменда А.И., Грохольский А.Л.* Геодинамика Южно-антильского региона // Геотектоника. 1986. № 1. С. 84–95.
- Шеменда А.И., Грохольский А.Л.* О механизме образования и развития зон перекрытий осей спрединга // Тихоокеанская геология. 1988. Т. 5. С. 97–107
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Лобацкая Р.М., Лысак С.В., Леви К.Г.* Разломообразование в литосфере. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. 1991. Т. 1. 262 с. 1992. Т. 2. 228 с. 1994. Т. 3. 263 с.
- Angelier J.* From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J. Struct. Geol., 1989. V. 11, N ½. P. 37–49.
- Angelier J.* Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques // C. R. Acad. Sci. Paris, ser. D. 1975. V. 281, P. 1805–1808.
- Byerlee J.D.* Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res. 1968. V. 73, N 14. P. 4741–4750.
- Byerlee J.D.* Friction of Rocks // Pure and applied geophys. 1978. V. 116. P. 615–626.
- Chemenda A.I.* The formation of shear-band/fracture networks from a constitutive instability: Theory and numerical experiment // J. Geoph. Res. 2007. V. 112. B11404. doi: 10.1029/2007JB005026.
- Chemenda A.I., Balas G., Soliva R.* Impact of a multilayer structure on initiation and evolution of strain localization in porous rocks: Field observations and numerical modeling // Tectonophys. 2014. V. 631. P. 29–36.
- Chemenda A.I., Nguyen Si-H., Petit J.P., Ambre J.* Mode I cracking versus dilatancy banding: Experimental constraints on the mechanisms of extension fracturing // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. B04401. doi:10.1029/2010JB008104.
- Hoek E., Brown E.T.* Practical estimates of rock mass strength // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 1997. V. 34, No 8. P. 1165–1186/ DOI: 10.1016/S1365-1609(97)80069-X
- Morris A.P., Ferrill D.A., and Henderson D.B.* Slip tendency analysis and fault reactivation // Geology. 1996. V. 24. P. 275–278.
- Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Kuchay O.A., Sycheva N.A.* The stress state of seismic areas of the Central and Eastern Asia. Moment Tensor Solutions — A Useful Tool for Seismotectonics / Editor Sebastiano D'Amico. Springer. Cham 2018. P. 519–556. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9\\_23](https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_23).
- Reches Z.* Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition // Tectonics. 1987. V. 6. P. 849–861.
- Reches Z.* Faulting of rock in three dimensional strain fields. II Theoretical analysis // Tectonophysics. 1983. V. 95. P. 133–156.



## РАЗДЕЛ 1. ЛЕКЦИИ





## ТЕКТОНОФИЗИКА И ПРОГНОЗ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: ДОСТИЖЕНИЯ И НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ

В.А. Петров

ИГЕМ РАН, Москва, vlad243@igem.ru

Прогноз размещения рудных скоплений напрямую связан с решением проблемы эволюции рудообразующих гидротермальных систем при неоднократной активизации тектонодинамических (тектономагматических, тектонотермальных) процессов и с определением механизмов формирования флюидопроводящих каналов, по которым происходит перемещение рудоносных растворов в зону и в пределах зоны рудоотложения.

Впервые концепция минеральных систем была предложена австралийскими геологами [Wyborn et al., 1994] как мультидисциплинарный подход, ориентированный на анализ «всех геологических факторов, которые контролируют формирование и сохранность минеральных месторождений, с особым вниманием к процессам мобилизации рудных компонентов из их источника, транспортирования и аккумуляции в более концентрированной форме и сохранности в последующей геологической истории». Методология минеральных систем используется при анализе условий формирования месторождений различных генетических типов и металлов [Pirajno, 2009, 2016; Hagemann et al., 2016; Huston, 2016 и др.].

Предполагается, что на глубинах нижней-средней коры деформирование пород происходит по законам пластичности с реализацией таких механизмов, как дислокационное течение и крип, а в верхней (сейсмогенной) части земной коры реализуется механизм упруго-хрупкого разрушения пород. В этих условиях перемещение флюидов вдоль системы проницаемых каналов определяется различными параметрами, детально рассмотренными в [Шерман и др., 1991; Structural..., 2001; Летников, 2006 и др.]. Наиболее важные (критические) параметры: гидравлический градиент между нижней и верхней частями канала, температурный градиент, напряженно-деформированное состояние (НДС) пород, вариации внутривывихового флюидного давления, кольматация/разрушение минеральных агрегатов в доступном для фильтрации рудоносных растворов трещинно-поровом пространстве.

Вертикальная миграция рудообразующих флюидов из области их зарождения на больших глубинах при высоких P-T параметрах в область рудоотложения может происходить, например, по механизму всплывающих флюидных доменов на фоне гидростатической нестабильности и сейсмической неоднородности земной коры [Gold, Soter, 1985]. Однако движущие силы перемещения огромных объемов флюидов в разрезе земной коры, скорее всего, разные. В нижней «асейсмичной» части на фоне стационарного крипа и практически постоянной проницаемости матрицы вещества основная роль принадлежит, по-видимому, тепловым потокам, создающим температурный градиент. В верхней сейсмогенной части коры вариации трещинно-поровой проницаемости пород происходят на фоне резких изменений их НДС, вызванных сейсмогеодинамическими событиями [Sibson, 1988, 2001; Cox, 1995, 2005, 2016; Nguyen et al., 1998; Петров, 2010, 2011 и др.]. Как отмечено в [Злобина и др., 2020], «землетрясения с гипоцентрами на разных глубинах в разломе-проводнике могут вскрывать коллекторы флюидов разной природы; обеспечивать смешение флюидов и их перемещение по проницаемым каналам в сферу минералообразования. После крупного землетрясения (главный толчок – mainshock) резко снижается глубина рубежа хрупкопластичности пород [Cox, 2005; Sibson, 2004]. Каскады последующих более слабых толчков (афтершок – aftershock sequences) создают высокодинамичные системы, в которых все процессы: геохимического, магматогенно-метаморфогенного преобразования среды и состава флюидов; колебаний давления флюидных систем; хрупкого разрушения и дилатансионного расширения пород, взаимосвязаны».

Наряду с этим детальное изучение рудных месторождений стратегических металлов, проведенное в последние два десятилетия [Бортников, 2006; Прокофьев и др., 2010; Vikent'eva et al., 2017; Пэк и др., 2020 и др.] показало, что в процессах рудообразования могут участвовать, нередко последовательно – одновременно, флюиды магматогенной, метаморфогенной и метеорной природы. При этом «солидарное развитие процессов сейсмогенного разрушения и миграции напорных флюидов, содержащих газы и солевые растворы, происходит при неоднократном сбросе давления и дегазации флюидных систем. В свою очередь, дегазация флюидной системы приводит к нарушению соотношения концентраций газов ( $\text{CO}_2/\text{CH}_4$ ), регулирующего pH растворов, а декомпрессионное

кипение флюидов - к повышению содержаний солей в растворах. При повышенных концентрациях в растворах солей снижаются критические параметры разрушения, ускоряются процессы образования трещин, которые в условиях декомпрессии быстро заполняются флюидами» [Злобина и др., 2020].

Руководствуясь концепцией минеральных систем, для ответа на вопрос о прогнозе размещения рудных скоплений целесообразно использовать предложенный в [Skirrow et al., 2009] последовательный подход, конкретизирующий парадигму «источник → транспорт → отложение вещества» в той ее части, которая связана с тектонофизическими методами реконструкции динамики формирования каналов миграции рудоносных растворов и термобарогеохимическими методами оценки условий формирования рудных скоплений.

Наиболее полная сводка тектонофизических методов реконструкции природных напряжений и динамики формирования разломно-трещинных структур по зеркалам скольжения на плоскостях разрывов приведена в [Ребецкий и др., 2017]. Детально рассмотренные кинематический метод О.И. Гущенко, структурно-парагенетический метод Л.М. Расцветаева, структурно-морфологический метод Л.А. Сим и метод катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого нашли широкое применение в практике геологических исследований, в том числе на месторождениях твердых полезных ископаемых [Петров и др., 2010, 2014, 2015; Злобина и др., 2016, 2017; Игнатов и др., 2018; Сим, 2020; Васильев и др., 2020 и др.]. Поэтому, не рассматривая в деталях данный вопрос, следует представить некоторые комментарии, связанные с проблемой выявления пространственно-временной связи между эпизодами совокупного проявления деформаций во флюидонасыщенных массивах пород, формирования в них трещинно-порового пространства и отложения минерального вещества в этом пространстве.

В целом, применительно к месторождениям гидротермального генезиса есть все основания предполагать следующее:

а) в нестационарном поле напряжений верхней сейсмогенной зоны земной коры флюидонасыщенные массивы пород на различных этапах тектогенеза деформируются нелинейно, что приводит к изменению внутреннего строения и гидравлической активности структурных элементов разломных зон;

б) в процессе прогрессирующей деформации копланарные разрывы, составляющие разломные зоны, последовательно проходят фазы аккумуляции напряжений, которые прерываются моментами их разрядки, что сопровождается интерференцией напряжений, их «перехватом» на окончаниях разрывов и завершается слиянием эшелонированных разрывов в один магистральный проводник (сместитель);

в) в разломных зонах прослеживается взаимозависимость процессов деформации пород, фильтрации гидротермальных растворов и рудоотложения, но динамометаморфические преобразования внутриразломного вещества, выполняющего сегменты сдвига и растяжения в области влияния магистрального сместителя, могут происходить в разнообразных Р-Т условиях с формированием жилообразных тел псевдотахилитов и катаклазитов до брекчий «гидроразрыва»;

г) пульсационно-ритмичный (клапанный) механизм поступления рудоносных растворов в сегменты разломных структур, оптимально ориентированные в тектоническом поле напряжений (ТПН), задается сменой режимов сжатия и растяжения (внутриразломной декомпрессии). При наличии на момент рудообразования гидравлической связи флюидопроводящих разломов с поверхностью обеспечивается подток кислородсодержащих поверхностных (метеорных) вод на глубокие горизонты разреза и их смешение с магматогенными и/или метаморфогенными флюидами, что нередко сопровождается формированием термоконвективной ячейки;

д) гидравлическая связь флюидопроводящих разломов с поверхностью и соответственно, смешение флюидов различной природы, может многократно прекращаться и восстанавливаться в течение сейсмического цикла, состоящего из четырех стадий: досейсмической, косейсмической, постсейсмической и межсейсмической («сейсмического покоя») [Scholz, 1990]. В досейсмическую стадию происходит стремительное накопление напряжений на фоне нелинейной деформации пород и сейсмических импульсов (форшоков), предшествующих землетрясению. В косейсмическую стадию деформация пород развивается лавинообразно немедленно вслед за разрядкой накопленных напряжений (землетрясением). В постсейсмическую стадию породы в течение некоторого времени деформируются нелинейно, что сопровождается рядом толчков (афтершоков), которые могут проявляться вдоль зоны сейсмоактивного разрыва на значительном удалении от очага землетрясения. На межсейсмической стадии деформация пород описывается как линейная.

Изложенное в пункте (д) требует дополнительных пояснений относительно того, что изменения в режиме распространения потока флюидов и миграции рудного вещества происходят на протяжении

всех стадий сейсмического цикла. Наряду с этим основная фаза поступления гидротермальных растворов в разрывы, оптимально ориентированные в ТПН, приходится на косейсмическую и постсейсмическую стадии разрядки напряжений, а отложение основного объема минерального вещества происходит на межсейсмической стадии кратковременных малоамплитудных подвижек в благоприятных структурно-литологических и тектонофизических обстановках, а также физико-химических условиях. Этот процесс может быть описан следующим образом. В межсейсмическую стадию основные сместители (ядра) разрывных нарушений менее подвержены дилатансии и менее проницаемы по сравнению с зонами их динамического влияния, где происходит накопление флюидов и диффузия вещества. В косейсмическую стадию подавляющий объем флюидов «выжимается» из сдавливаемых трещин и устремляется в нарушенное ядро разрыва, где создаются благоприятные условия для дренирования и циркуляции растворов, а также осаждения рудного вещества. К тому же, досейсмические и косейсмические деформации в единичном разрыве влекут за собой изменения в окружающей обстановке, когда в зависимости от ориентировки в ТПН часть сопровождающих трещин реагирует на напряжения практически одновременно, а другая с заметным опозданием [Cowie, 1998; Семинский, 2003; Кочарян, 2016]. В результате формируются области уменьшения (рассредоточения) и/или увеличения уровня (магнитуды) напряжений, что неизбежно отражается на структурно-гидродинамических условиях рудообразования.

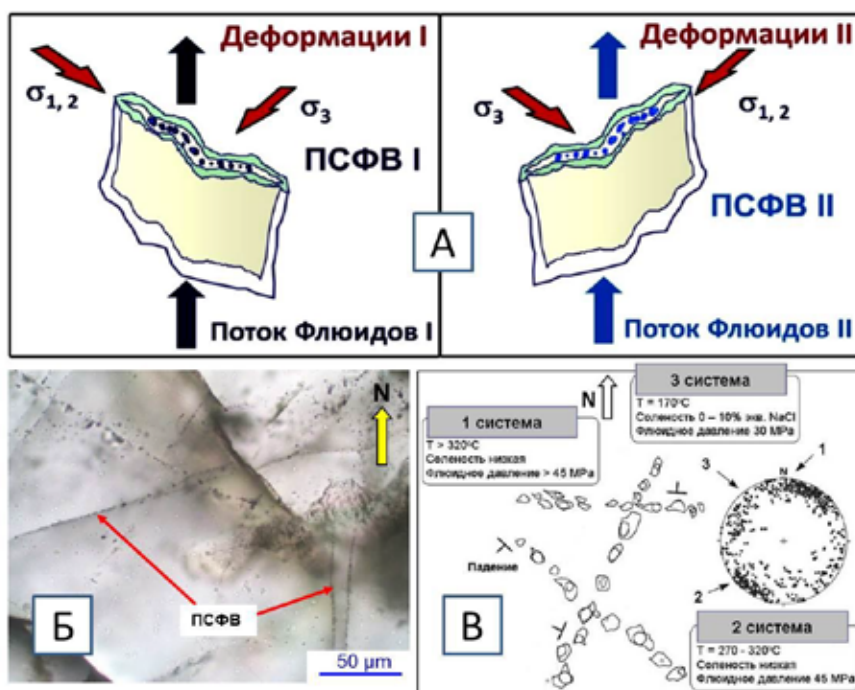
Следует отметить, что применительно к рудным месторождениям проблеме солидарного развития сейсмогеодинамических и флюидодинамических процессов до недавнего времени не уделялось должного внимания, а попытки выявления структурообразующей роли напорных флюидов сталкивались с недостаточной проработкой инструментария для оценки такой роли в рудогенезе.

Практика изучения минеральных систем рудных месторождений показывает, что один из путей решения этого вопроса – реконструкция динамики формирования деформационных микроструктур в зависимости от параметров поля напряжений в сочетании с определением свойств палеофлюидов, которые фиксируются (запечатываются) в микроструктурах (микротрещинах) как вторичные флюидные включения с газовой, жидкой и твердой фазами. Под вторичными понимаются такие включения, которые образуются в течение какого-либо процесса, имевшего место после того, как кристаллизация минерала-хозяина была завершена [Roedder, 1984]. Вторичные включения формируют отчетливо проявленные системы, свидетельствующие, что процесс прохождения флюидов через матрицу горной породы был достаточно длительным [Smith, Evans, 1984; Wilkinson, 2001] и протекал на фоне ориентированного стресса [Boullier, 1999]. Данные системы в зарубежной практике структурно-геологических исследований получили название «fluid inclusion planes» (FIP) [Tuttle, 1949; Lespinasse, 1999], а в нашей практике – «планарные системы флюидных включений» (ПСФВ) [Петров и др., 2013]. Благодаря тому, что ориентировка ПСФВ определяется вариациями параметров поля напряжений и деформаций [Lespinasse, Pecher, 1986; Cathelineau et al., 1994; Barnhoorn et al., 2010], возможно использовать их в качестве структурных маркеров для воссоздания хронологии палеопроницаемости пород, реконструкции геометрии путей миграции флюидов и установления динамики изменения термобарических и физико-химических условий на различных этапах тектогенеза геологических тел [Петров и др., 2008, 2013].

ПСФВ очень хорошо визуально отличаются в шлифе от других типов микротрещин, в том числе открытых или частично заполненных минерализацией. Кристаллографические особенности минералов практически не сказываются на ориентировке ПСФВ [Lespinasse, Cathelineau, 1990], поэтому их сохранность в породах, и, следовательно, возможности изучения, как правило, высоки [Lespinasse et al., 2005]. Это особенно характерно для кварца, который показывает наиболее соотносимую с геологическим временем скорость формирования включений [Smith, Evans, 1984]. В полевых шпатах и карбонатах сохранность ПСФВ не высока в связи с меньшей устойчивостью этих минералов к гидротермально-метасоматическим изменениям, процессам выщелачивания, выветривания и т.д.

Нами принято, что ПСФВ формируются в пороодообразующих минералах как микротрещины, пространственная ориентировка которых меняется при перестройке поля напряжений и которые в зависимости от этапа тектонического развития массива пород аккумулируют флюиды разного состава и свойств (рис. 1).





**Рис. 1.** модель формирования ПСФВ, являющихся структурными маркерами палеопроницаемости массивов пород на различных этапах тектогенеза; Б – ПСФВ различных генераций в пространственно ориентированном шлифе кварца; В – распределение в пространстве ПСФВ трех систем с установленными свойствами флюидных включений, что позволяет реконструировать динамику изменения термобарических и физико-химических условий рудообразования на различных этапах тектогенеза (адаптировано из Lespinasse, Pecher, 1986)

На начальных этапах деформаций в породах формируются микротрещины отрыва, ориентированные перпендикулярно к оси наименьшего сжатия  $\sigma_3$  (сжимающие напряжения положительные:  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ ). Вектор максимальной проницаемости структур лежит в плоскости  $\sigma_1 \sigma_2$ , вдоль которой происходит миграция флюидов [Lespinasse, 1999]. Это показано на примере разрывных структур древнего заложения, реактивация которых произошла в период мезозойской тектономагматической активизации [Petrov et al., 2013, 2015], а также на примере формирования «рудных столбов» на уникальном по запасам урановом месторождении [Петров и др., 2015] в Восточном Забайкалье. С течением времени и в результате изменения тектонической обстановки флюидопроводящие микротрещины испытывают компрессию и закрываются, «запечатывая» ПСФВ первой генерации. Смена тектонической обстановки приводит к новому этапу деформаций, что неизбежно отражается на ориентировке ПСФВ второй генерации, а изменение термобарических и физико-химических условий – на составе и свойствах включений. В случае нового этапа деформаций формируются ПСФВ третьей генерации и т.д. Как правило, планарные системы каждой последующей генерации секут системы предыдущих генераций.

Хронология развития ПСФВ и их пространственные параметры (простираение, угол падения) устанавливаются методом микроструктурного анализа (используется универсальный столик Федорова) [Лукин и др., 1965] или с помощью специального компьютерного программного обеспечения. Оно разработано для статистического анализа двумерных цифровых изображений шлифов, изготовленных из ориентированных образцов пород [Устинов, Петров, 2015], что в дополнение к пространственным параметрам позволяет рассчитать основные фильтрационные (апертура, пористость, проницаемость) характеристики пород.

Состав и свойства ГЖВ (температура, давление, соленость, содержание  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$  и т.д.), связанные с физико-химическими процессами в системе «флюид – порода» [Мельников и др., 2008], устанавливаются с помощью микротермометрических измерений и рамановской спектроскопии. Определение ориентировки осей палеонапряжений на региональном и локальном уровнях с помощью методов стресс-анализа разрывных структур [Гзовский, 1975; Angelier, 1979; Расцветаев, 1987 и др.], детально рассмотренные в [Ребецкий и др., 2017], завершает процедуру реконструкции тектонической истории региона и путей миграции рудоносных растворов.

Таким образом, можно констатировать, что применительно к генезису и прогнозу размещения рудных месторождений достигнуты несомненные успехи в использовании тектонофизических

методов исследований, прежде всего, в области реконструкции природных напряжений и динамики формирования рудоконтролирующих разломно-трещинных структур. Однако перспективы в прогнозных оценках продуктивности минеральных систем месторождений стратегических металлов на разных уровнях зоны рудоотложения лежат в плоскости сочетания тектонофизических методов реконструкции обстановок формирования каналов миграции рудоносных растворов с методами микроструктурного анализа и термобарогеохимии. Такое сочетание позволяет не только решать прикладные вопросы металлогенического анализа, но и формирует инструментарий для решения фундаментальной проблемы рудогенеза, а именно позволяет объяснить часто наблюдаемое в минеральных системах смещение рудообразующих флюидов магматогенной, метаморфогенной и метеорной природы, если учитывается структурообразующая роль напорных флюидов в контексте солидарного развития сейсмогеодинамических и флюидодинамических процессов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Бортников Н.С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // *Геология рудных месторождений*. 2006. Т. 48, (1). С. 3–28.
2. *Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А., Тверитинова Т.Ю., Тверитинов А.Ю.* Параметры прямой связи между процессами эндогенного рудообразования и объемного разуплотнения горных пород, контролируемой тектоническими деформациями взбросового типа (по реконструкциям полей напряжений регионального и локального рангов) // *Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики*. Материалы ЛП Тектонического совещания. М.: ГИН РАН, 2020. С. 118–124.
3. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
4. *Злобина Т.М., Петров В.А., Прокофьев В.Ю., Котов А.А., Мурашов К.Ю., Вольфсон А.А.* Уряхское золоторудное поле (СВ Забайкалье): формирование структурных парагенезисов в сейсмическом режиме центроидного типа // *Доклады Академии наук*. 2016. Т. 470, (4). С. 462–467.
5. *Злобина Т.М., Петров В.А., Прокофьев В.Ю., Котов А.А., Мурашов К.Ю.* Влияние напорных, насыщенных газами флюидов на напряженно-деформированное состояние среды образования орогенных месторождений золота // *Триггерные эффекты в геосистемах: материалы IV Всерос. конферен. / под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна*. ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2017. С. 274–284.
6. *Злобина Т.М., Петров В.А., Прокофьев В.Ю., Абрамов С.С., Котов А.А., Вольфсон А.А., Лексин А.Б.* Сейсмогенная природа флюидодинамических структурных парагенезисов Уряхского золоторудного поля (Северо-Восточное Забайкалье) // *Геология рудных месторождений – в печати*
7. *Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Зарипов Н.Р., Ходня М.С., Разумов А.Н., Килижеков О.К., Кряжев С.Г., Ковальчук О.Е.* Зональность тектонических нарушений и вторичной минерализации в околокимберлитовом пространстве Майского месторождения алмазов Накынского поля Якутии // *Геология рудных месторождений*. 2018. Т. 60, (3). С. 233–240.
8. *Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.
9. *Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47, (12). С. 1296–1308.
10. *Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П.* Микроструктурный анализ. М.: Наука. 1965. 124 с.
11. *Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н.* Термобарогеохимия: Учебник для вузов. М.: Академический проект. 2008. 222 с.
12. *Петров В.А., Лесинас М., Хаммер Й.* Тектонодинамика флюидопроводящих структур и миграция радионуклидов в массивах кристаллических пород // *Геология рудных месторождений*. 2008. Т. 50, (2). С. 99–126.
13. *Петров В.А.* Роль сейсмодетформаций в формировании жильно-штоковерковых гидротермальных месторождений // *Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования*. М.: ИГЕМ РАН. 2010. С. 290–291.
14. *Петров В.А., Сим Л.А., Насимов Р.М., Щужин С.И.* Разломная тектоника, неотектонические напряжения и скрытое урановое оруденение в районе Стрельцовой кальдеры // *Геология рудных месторождений*. 2010. Т. 52, (4). С. 310–320.
15. *Петров В.А.* Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы их изучения // *Современная тектонофизика: Методы и результаты*. М.: ИФЗ РАН. 2011. С. 94–108.

16. *Петров В.А., Устинов С.А., Полуэктов В.В., Прокофьев В.Ю.* Реконструкция путей и условий миграции рудоносных гидротермальных растворов: структурно-геологический и термобарогеохимический подход // Вестник РФФИ. 2013. (1). С. 27–33.
17. *Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В.* Влияние петрофизических свойств и деформаций пород на вертикальную зональность метасоматитов в ураноносных вулканических структурах (на примере Стрельцовой кальдеры, Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, (2). С. 95–117.
18. *Петров В.А., Ребецкий Ю.Л., Полуэктов В.В., Бурмистров А.А.* Тектонофизика гидротермального рудообразования: пример молибден-уранового месторождения Антей, Забайкалье // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, (4). С. 327–350.
19. *Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Винокуров С.Ф., Зорина Л.Д., Чернова А.Д., Кряжев С.Г., Краснов А.Н., Горбачева С.А.* Золоторудное месторождение Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия): химический состав, распределение редких земель, изучение стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатах рудных жил // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, (2). С. 91–125.
20. *Пэк А.А., Мальковский В.И., Петров В.А.* Минеральная система урановых месторождений Стрельцовой кальдеры (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62, (1). С. 36–54.
21. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Наука. 1987. С. 173–230.
22. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: Изд-во ГЕОС. 2017. 234 с.
23. *Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: СО РАН, Филиал «Гео». 2003. 244 с.
24. *Сим Л.А.* Тектонофизические критерии прогноза мест локализации горного хрусталя (на примере Полярного Урала) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. Т. 11, (1). С. 31–38.
25. *Устинов С.А., Петров В.А.* Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // *Геоинформатика*. 2015. (2). С. 33–46.
26. *Шерман С.И., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И.* Вертикальная зональность и флюидная проницаемость зон развивающихся разломов // Геология рудных месторождений. 1991. (5). С. 13–20.
27. *Angelier J.* Determination of the mean principal stresses for a given fault population // *Tectonophysics*. 1979. (56). P. 17–26.
28. *Barnhoorn A., Cox S.F., Robinson D.J., Senden T.* Stress- and fluid-driven failure during fracture array growth: implications for coupled deformation and fluid flow in the crust // *Geology*. 2010. V. 38, (9). P. 779–782.
29. *Boullier A.M.* Fluid inclusions: tectonic indicators // *Journal of Structural Geology*. 1999. (21). P. 1229–1235.
30. *Cathelineau M., Lespinasse M., Boiron M.C.* Fluid inclusions planes: a geochemical and structural tool for the reconstruction of paleofluid migration. *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications*. Virginia Technology. 1994. 158 p.
31. *Cowie P.A.* A healing-reloading feedback control on the growth rate of seismic faults // *Journal of Structural Geology*. 1998. V. 20, (8). P. 1075–1087.
32. *Cox S.F.* Faulting processes at high fluid pressures an example of fault-valve behaviour from the Wattle Gutly Fault Victoria, Australia // *Journal of Geophysical Research*. 1995. (100). P. 12841–12859.
33. *Cox S.F.* Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust // *Econ. Geol.* 100th Ann. V. 2005. P. 39–75.
34. *Cox S.F.* Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: implication for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes // *Economic Geology*. 2016. V. 111, (3). P. 559–587.
35. *Gold T., Soter S.* Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes // *Pageoph*. 1985. V. 122. P. 492–530.
36. *Hagemann S.G., Lisitsin V., Huston D.L.* Mineral system analysis: quo vadis // *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 76. P. 504–522.
37. *Huston D.L., Mernagh T.R., Hagemann S.G., Doublier M.P., Fiorentini M., Champion D.C., Jaques A.L., Czarnota K., Cayley R., Skirrow R., Bastrakov E.* Tectono-metallogenic systems – The place of mineral

- systems within tectonic evolution, with an emphasis on Australian examples // *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 76. P. 168–210.
38. *Lespinasse M.* Are fluid inclusion planes useful in structural geology? // *Journal of Structural Geology*. 1999. (21). P. 1237–1243.
39. *Lespinasse M., Pecher A.* Microfracturing and regional stress field: a study of preferred orientations of fluid inclusion planes in a granite from the Massif Central, France // *Journal of Structural Geology*. 1986. (8). P. 169–180.
40. *Lespinasse M., Cathelineau M.* Fluid percolations in a fault zone: a study of fluid inclusion planes (FIP) in the St Sylvestre granite (NW French Massif Central) // *Tectonophysics*. 1990. (184). P. 173–187.
41. *Lespinasse M., Désindes L., Frateczak P., Petrov V.* Microfissural mapping of natural cracks in rocks: implications on fluid transfers quantification in the crust // *Chemical Geology Special Publication*. 2005. 223. P. 170–178.
42. *Nguyen P.T., Cox S.F., Harris L.B., Powell C.McA.* Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia // *Journal of Structural Geology*. 1998. V. 20, (12). P. 1625–1640.
43. *Petrov V.A., Andreeva O.V., Poluektov V.V.* Pathways and conditions of hydrothermal solution transfer into the ore deposition zone // *Mineral resources in a sustainable world. Proc. of the Biennial 13<sup>th</sup> SGA Meeting. Nancy, France. 24-27.08.2015.* V. 5. P. 1867–1870.
44. *Petrov V.A., Lespinasse M., Poluektov V.V., Cuney M., Nasimov R.M., Hammer J., Schukin S.I.* Stress-time context of fault permeability at the Krasnokamensk Area, SE Transbaikalia // *Journal of Physics: Conference Series*. 2013. V. 416. 6 p.
45. *Pirajno F.* *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. 2009. 1250 p.
46. *Pirajno F.* A classification of mineral systems, overviews of plate tectonic margins and examples of ore deposits associated with convergent margins // *Gondwana Research*. 2016. V. 33. P. 44–62.
47. *Roedder E.* *Fluid Inclusions* // *Reviews in Mineralogy*. 1984. (12). 644 p.
48. *Scholz C.H.* *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press. 1990. 439 p.
49. *Sibson R.H., Robert F., Poulsen K.H.* High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits // *Geology*. 1988. V. 16. P. 551–555.
50. *Sibson R.H.* Seismogenic framework for ore deposition // *Rev. Ec. Geol.* 2001. V. 14. P. 25–50.
51. *Sibson R.H.* Controls on maximum fluid overpressure during conditions for mesozonal mineralisation // *Journal of Structural Geology*. 2004. V. 26, (6-7). P. 1127–1136.
52. *Skirrow R.G., Jaireth S., Huston D.L., Bastrakov E.N., Schofield A., van der Wielen S.E., Barnicoat A.C.* Uranium mineral systems: Processes, exploration criteria and a new deposit framework // *Geoscience Australia Record*. 2009/20. 2009. 44 p.
53. *Smith D.L., Evans B.* Diffusional crack healing in quartz // *Journal of Geophysical Research*. 1984. (89). P. 4125–4135.
54. Structural controls on ore genesis. *J.P. Richards and R.M. Tosdal* (eds.). *Reviews in Economic Geology*. 2001. V. 14. 181 p.
55. *Tuttle O.F.* Structural petrology of planes of liquid inclusions // *Journal of Geology*. 1949. (57). P. 331–356.
56. *Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Vikentyev I.V., Groznova E.O., Lyubimtseva N.G., Murzin V.V.* The Berezovsk Giant Intrusion-Related Gold Quartz deposit, Urals, Russia: Evidence for Multiple Magmatic and Metamorphic Fluid Reservoirs // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 91. P. 837–863.
57. *Wilkinson J.J.* Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // *Lithos*. 2001. (55). P. 229–272.
58. *Wyborn L.A.I., Heinrich C.A., Jaques A.L.* Australian Proterozoic mineral systems: essential ingredients and mappable criteria // *AusIMM Publication Series 4/94*. 1994. P. 109–115.

# МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ: РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

Работы М.В. Гзовского по изучению тектонических напряжений в природном массиве дали в СССР мощный импульс для развития методов реконструкции – инверсии напряжений и деформаций из геологических (трещины, зеркала скольжения) и сейсмологических (механизмы очагов землетрясений) индикаторов разрывных смещений, соответственно. Сохраняя историческую хронологию развития этих методов, прежде всего отметим методы структурного анализа трещин: сопряженных пар сколов Гзовского [1954б, 1956], поясов трещин Даниловича [1961] в его развитии Шерманом [Шерман, Плешаков, 1980], статистический и тектонодинамический метод Николаева [1977], квазиглавных напряжений Парфенова [1981], парагенетический метод анализа дизъюнктивных структур Расцветаева [1987], метод морфокинематического анализа Гинтова [Гинтов, Исай, 1984, Гинтов, 2005], структурно-геоморфологический метод анализа разномасштабных линеаментов Сим [1996], тройственного парагенеза трещин Семинского [1986], катакластического анализа разрывных смещений Ребецкого [1997]. Во всех этих методах инверсия напряжений производится по данным о трещинах без смещений.

Перечисленные методы пришли на смену методу, опиравшемуся на неверную гипотезу Беккера [Becker, 1883] о совпадении плоскости разрыва с плоскостью круговых сечений эллипсоида напряжений. В указанных методах структурного анализа, используя результаты экспериментов по разрушению горных пород в условиях однородного одноосного нагружения, а также в условиях локализованного сдвига (эксперименты Г. Клосса, Риделя и др.), были созданы алгоритмы определения ориентации осей главных напряжений, ответственных за формирование исследуемых трещин. Все перечисленные выше методы ориентировались на анализ геологических данных о трещинах и разрывах, формирующихся вблизи плоскости скалывания горных пород. В работах Введенской [1969] было предложен метод анализа осей главных напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений, использующий гипотезу о совпадении нодальных плоскостей с сопряженными плоскостями максимальных касательных напряжений. Позднее было показано [Костров, 1975], что данная гипотеза не отвечает природе хрупкого разрушения в горных породах, которое происходит прежде всего вдоль плоскостей, близких по ориентации к плоскости внутреннего трения [Byerlee, 1968, 1978]. Заметим, что подход, подобный Введенской, в настоящее время в приложении к совокупности средне сильных землетрясений используется М.-Л. Зобак [Zoback, 1989а] и Хардебек [Hardebeck, Hauksson, 2001]. Следует также отметить, что метод Гзовского близок к методу Андерсона [Anderson, 1951], графический метод Даниловича близок методу *M*-плоскостей Азауд [Arthaud, 1969], а метод Зобак и Хардебек ранее рассматривался в работе В.Д. Парфенова [1981]. Важно напомнить, что все эти методы позволяют определять только ориентацию главных осей тензора напряжений.

Если указанные выше методы при создании алгоритмов реконструкции напряжений опирались на закономерности механики хрупкого разрушения, то группа методов, созданная исторически позднее, использовала в своих алгоритмах уже положения механики пластичности, в частности теории пластичности Батдорфа – Будянского [1961]. К подобным методам относятся: кинематический метод Гущенко [1975, 1979] и метод Юнги [1979]. В этих методах используются данные о трещинах со смещениями — зеркала скольжения или механизмы очагов землетрясений. В рамках графических и численных алгоритмов в этих методах рассчитывается не только ориентация осей главных напряжений, но и коэффициент Лоде – Надаи, определяющий вид эллипсоида напряжений и соотношения девиаторных компонент главных напряжений. В это же время в западной Европе и США были созданы методы: Кэри [Carey, Bruneier, 1974], Анжелье [Angelier, 1975] (инверсии сколов), Эчекопара [Etchecopar et al., 1981], Рэчес [Reches, 1983], Гэфарда [Gephart, Forsyth, 1984], Майкла [Michael, 1984], Лайла [Lisle, 1987]. Из представленных здесь методов в мире сейчас наибольшее распространение получили подходы Анжелье, которые реализованы в ряде известных программных кодов [Delvaux, 1997].

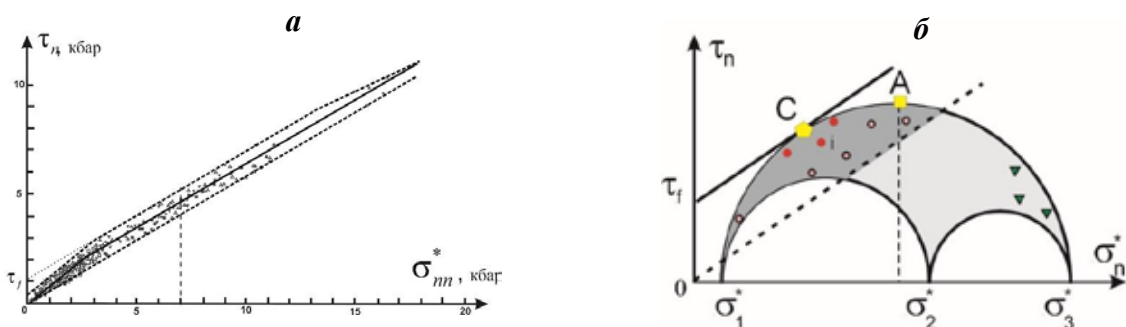
Другое направление, опирающееся на представления теории пластичности и ориентированное на расчет тензора необратимых — остаточных трещинных деформаций, развивалось в работах Ризниченко [1965, 1977], Степанова [1979], Юнги [1979]. В этих работах созданы численные

алгоритмы расчета главных осей и коэффициента Лоде-Надаи тензора приращений сейсмоструктурных деформаций, формирующихся за счет смещений по совокупностям сколовых трещин. Данное направление исследований практически в это же время начало развиваться также в работе Брюна [1968]. Заметим, что вышеперечисленные работы опирались в расчетах на сейсмологические каталоги механизмов очагов землетрясений.

В настоящее время наиболее перспективным из всех указанных методов следует рассматривать метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА) [Ребецкий, 1997, 2001, 2003а, б, 2007], развиваемый в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН, который соединил в себе основные положения расчета параметров напряжений и необратимых деформаций, следующих из положений теории пластичности. Этот метод, состоящий из четырех этапов реконструкции, последовательно определяет компоненты полного тензора напряжений и нормированный тензор приращений сейсмоструктурных деформаций. Основу алгоритма метода составляют энергетические представления теории пластичности, определяющие нахождение компонент тензора напряжений, которые доставляют максимум разгрузки (упругой диссипации) внутренней энергии упругих деформаций для тензора сейсмоструктурных деформаций. Эти положения определяют необходимость совместного расчета тензора напряжений и необратимых деформаций, чего нет ни в одном из рассматривавшихся выше методов.

Отмечу, что только в МКА и в кинематическом методе Гущенко создан алгоритм формирования однородных выборок данных о разрывных смещениях. Он базируется на требовании снижения внутренней упругой энергии массива после каждого смещения на разрыве. Это означает наличие острого угла между направлением смещения и касательным напряжением на плоскости разрыва для искомого тензора напряжений. Замечу, что ранее в методах инверсии напряжений часто упоминалось положение Ботта и Валеса [Wallace, 1951; Bott, 1959] о совпадении направления смещения и касательного напряжения как базиса расчета. Но на самом деле ни в одном из этих методов это требование не выполнялось. В каких-то методах максимальный угол между смещением и касательным напряжением ограничивался директивно, а в каких-то он вообще не ограничивался (методы Юнги, Гефарда, Майкла и др.), что могло приводить к появлению в одной выборке, по которой определялись параметры тензора напряжений или сейсмоструктурных деформаций, диаметрально противоположных механизмов очагов землетрясений.

В МКА возможность определения не только ориентации осей главных напряжений, но и величин напряжений основана на использовании кроме механизмов очагов землетрясений еще и дополнительных сейсмологических данных о сброшенных напряжениях, геофизических данных о рельефе поверхности и плотности пород коры, а также обобщающих положений экспериментальной геомеханики и теории хрупкого разрушения. Так, на втором этапе метода возможность определения нормированных величин максимальных касательных напряжений и эффективного давления связана с использованием полосы хрупкого разрушения на диаграмме Мора (рис. 1). Математический алгоритм этого этапа реализует замеченный и хорошо понятный факт о большей вариабельности сколов в однородной выборке в случае низкого уровня всестороннего давления в сравнении со случаем высокого давления.



**Рис 1.** Полоса хрупкого разрушения на моровской области:

*a* — Результаты лабораторных экспериментов по исследованию роли трения при разрушении образцов горных пород при высоком давлении [Byerlee, 1978] с дополнениями в виде предельных линий внутренней прочности и минимального поверхностного сопротивления; *б* — Расположение точек, отвечающих разному расположению участка плоскости разрыва по отношению к осям главных напряжений (пояснение в тексте)

Следует заметить, что положение о взаимосвязи касательных напряжений с эффективными нормальными напряжениями на плоскостях сколов, вытекающее из геомеханического эксперимента,

использовалось в работах [Angelier, 1987; Raches, 1983]. Дополнительные сейсмологические данные о величине сброшенных напряжений в очаге сильного землетрясения Ландрес (1992 г) использовала при оценке напряжений Хардебек [Hardebeck, Hauksson, 2001]. Положение о равенстве величины вертикальных напряжений весу столба горных пород, впервые использовавшееся Сибсоном [Sibson, 1974], являлось также базисом при оценке предельного уровня девиаторных напряжений в коре в работах [Govers et al., 1992; Cloethingh, Burov, 1996]. Методически наиболее близким к МКА является метод [Angelier, 1987], ориентированный на геологические данные о совокупностях борозд скольжения. Отличие МКА от метода Анжелье состоит в алгоритме оценки прочности сцепления массивов горных пород и связано с привлечением данных о сброшенных напряжениях и отсутствием постулата о гидростатическом законе распределения по глубине флюидного давления. Отметим, что последняя гипотеза также используется в работах [Angelier, 1989; Sibson, 1974; Govers et al., 1992; Cloethingh, Burov, 1996]. Таким образом, заключаем, что МКА соединил в себе большинство ранее уже известных алгоритмов, связав их в единый комплекс на базе определяющих принципов механики разрушения и теории пластичности.

Как показано в работах [Ребецкий, Войтенко, 2017, 2018; Ребецкий и др., 2015], этот алгоритм можно применять и для данных без смещений, что позволяет переходить к определению соотношения между шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений. Данный подход является примером для дальнейшего развития методов инверсии напряжений.

Отдельно следует отметить структурно-геоморфологический метод Сим, который ориентирован на изучение неотектонических напряжений на платформах и в тех регионах, где сдвиговая тектоника представлена наиболее сильно. Этот метод в его исходных положениях был ориентирован на определение ориентации оси максимального сжатия. В самое последнее время он получил свое развитие на определение величин напряжений с использованием некоторых положений и алгоритмов МКА в работе [Ребецкий и др., 2015].

### **О некоторых проблемах и дискуссиях в технологии инверсии тектонических напряжений**

В настоящее время часто от экспертов различных научных фондов и рецензентов журналов (особенно зарубежных) можно услышать мнение, что данные о закономерности пространственного распределения коровых напряжений в глобальном масштабе вполне хорошо представлены на интернет ресурсах проекта World Stress Map (*WSM*) [Zoback, 1992; Heidbach, et al., 2007 2010]. Поэтому требуется некоторое пояснение о содержательной части этого проекта.

**О проекте World Stress Map.** Работы по проекту *WSM* начинались в конце 80-х годов прошлого века под руководством М.-Л. Зобак [Zoback, 1989b, 1992]. В настоящее время руководит проектом Хейдбач из исследовательского центра Потсдама.

На сайте проекта *WSM* представлены как карты, показывающие ориентацию осей максимального сжатия (пользователь может самостоятельно их построить для интересующего его региона), так и исходные данные о главных напряжениях в виде файла данных формата Эксель. Однако внимательное рассмотрение содержания указанного интернет-ресурса показывает, что в нем около 26% данных получены из ин-ситу методов, где напряжения определяются путем прямых измерений упругих деформаций или другими прямыми методами. Остальные определения напряжений (около 74%) отвечают результатам интерпретации сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений.

Отметим несопоставимость масштаба данных о напряжениях, получаемых ин-ситу методами и из сейсмологических данных. В первом случае масштаб усреднения напряжений изменяется от десятков сантиметров (тензометрия) до первых метров (гидроразрыв). Во втором размер очага землетрясения характеризует минимальный характерный размер усреднения напряжений. Поскольку в файлах проекта *WSM* минимальные магнитуды составляют около 3, то, соответственно, минимальный масштаб усреднения напряжений составляет минимум несколько сотен метров. Основное число данных о землетрясениях представлены каталогом Global CMT ( $M_w > 4.0$ ), поэтому в большинстве своем эти данные отвечают масштабу усреднения от первых километров до десятков километров. Когда речь идет о приложении данных о природных напряжениях к решению фундаментальных проблем геодинамики и физики очага землетрясений, использоваться должны данные о напряжениях, получаемых из механизмов очагов землетрясений.

В базе данных *WSM* существует пять градаций точности определений ориентации осей напряжений наибольшего горизонтального сжатия. Первые три (*A*, *B*, *C*) имеют, соответственно, точность 12, 20 и 25 градусов. Они связаны не с технологией перехода от ориентации осей главных напряжений к направлению действия напряжения наибольшего горизонтального сжатия, а с методом получения данных об осях главных напряжений. При этом наивысшей точности *A* в *WSM* отвечают данные о напряжениях, полученные из методов инверсии по совокупности механизмов очагов нескольких землетрясений (в базе данных *WSM* им соответствует аббревиатура *FMF*). К таким методам относятся методы Анжелье, Гущенко, Кари-Гальпхардис, Юнги, Гефарда, Майкла, Ляля, Ребецкого и др. К точности *B* относятся напряжения, полученные путем усреднения осей *P* и *T* для совокупности механизмов очагов землетрясений (в базе данных *WSM – FMA*) — средние механизмы по С.Л. Юнге [1990]. Соответственно, к точности *C* относятся напряжения, полученные из данных об одиночных событиях (в базе данных *WSM – FMS*), т.е. оси *P* и *T* этих событий.

В руководстве [Barth et al., 2016] по использованию базы данных *WSM* отмечено, что только данные качества *A* и в некоторой мере качества *B* следует воспринимать как достоверные. В то время как *C* следует рассматривать как неуверенные определения, которые в случае получения для исследуемых регионов данных методом инверсии следует отбросить. Точность *D* и *E* определений напряжений составляет более 30 градусов (около 400 определений), и поэтому их не следует принимать в расчет.

Теперь самое главное! В базе данных *WSM* наивысшей точности *A* определения главных напряжений отвечает только 2.8 % данных (904 из 31768). Еще 0.3 % отвечает средним механизмам (точность *B*). Точности *C* отвечает 84.2 % определений, а низшей точности около 2.7 % определений.

Таким образом, заключаем, что база данных *WSM* мало информативна в случае использования данных качества *A* и *B* и поэтому работы по получению данных о природных напряжениях из методов инверсии должны рассматриваться как приоритетное направление в сейсмологии и тектонофизике. Этот вывод крайне важно осознать научной общественности, т.к. часто приходится отвечать на рецензии некоторых экспертов, которые искренне не понимают, зачем тратить время на получение данных о напряжениях в регионах, когда уже существуют карты *WSM*.

Еще одно замечание, относящееся к качеству данных *WSM* проекта. В версиях этого проекта 1992 и 2008 годов за направление напряжений наибольшего горизонтального сжатия принималась проекция оси главного напряжения наибольшего сжатия на горизонтальную плоскость в топоцентрической системе координат, связанной с эпицентром определения напряжений (азимут оси наибольшего сжатия). Только в версии 2016 года в руководстве *WSM* появилось указание на необходимость использовать правило тензорного анализа для расчета направления наибольшего горизонтального сжатия из данных об ориентации осей главных напряжений и формы эллипсоида напряжений (коэффициент Лоде – Надаи). При этом в самой базе данных до сих пор для этого напряжения указывается азимут оси главного напряжения наибольшего сжатия.

И последнее замечание. Обращаю внимание, что в базе данных *WSM* определения напряжений, полученные из каталога механизмов очагов Китая представлены в виде векторов восстания (верхняя полусфера), а не падения (нижняя полусфера), как это принято, например, в проекте *Global CMT* и в проекте *WSM* для других данных. Эта ошибка не отразится на направлении оси наибольшего горизонтального сжатия, но может оказаться принципиально важной в случае оценки других параметров тензора напряжений.

**Об основной проблеме методов инверсии напряжений.** К концу 80-х годов прошлого века обсуждение методических вопросов в области инверсии напряжений в целом было завершено. Здесь прежде всего имеется в виду та часть проблемы, которая касалась получения данных об ориентации осей главных напряжений и форме эллипсоида напряжений (коэффициент Лоде – Надаи или Рэйтио). Большая часть геологов, занимавшихся этой проблемой (Анжелье, Ляль, Бержерат, Кэри-Гальпхардис, Гущенко, Николаев, Сим и др.), понимали, что ключевым моментом здесь является умение выделить из общей совокупности зеркал скольжения или данных по трещиноватости такой ее части, которая характеризует однородную фазу деформирования массива. У этих геологов были разные подходы непосредственно к инверсии напряжений и в способах выделения однородной



выборки трещин (зеркал скольжения), но без этого этапа работ положительный результат не мог быть достигнут.

Что из себя представляет однородная выборка зеркал скольжения? Это совокупность сколов, сформировавшихся (в большей части реактивированных) в некотором объеме среды за период нагружения, при котором *вариации напряженного состояния* были незначительными. Здесь также важно то, что взаимное влияние трещин было ограниченным, позволяющим их рассматривать как структуры одного этапа нагружения.

В подходах к формированию однородных выборок трещин, созданных разными геологами, всегда реализовывался принцип упругой разгрузки массива за счет смещения вдоль каждой трещины из однородной выборки. Наиболее ясно этот принцип можно проиллюстрировать для методов инверсии из зеркал скольжения. Он требовал, чтобы на плоскости каждой трещины угол между векторами смещения и касательного напряжения для искомого тензора напряжений был острым (рис. 2). В методах Анжелы и Лайля это условие дополнялось требованием минимума суммы этих углов. На основании этого требования единственным образом определялись три угла Эйлера для трех главных осей напряжений и коэффициент формы эллипсоида напряжений.

Развитием методов инверсии из сейсмологических данных занимались математики и физики (Юнга, Гепхард, Майкл и др.). Они пошли несколько иным путем. Считалось, что статистика вытянет все, и предварительной фильтрации исходных данных о механизмах очагов землетрясений не производилось. Создавался функционал, определявший сумму углов между смещением и касательным напряжением (были и др. подобного рода функционалы), и на основе нахождения экстремума этого функционала определялись параметры эллипсоида напряжений (ориентация трех главных его осей и коэффициент, характеризующий его форму).

Замечу, что при таком подходе в расчете напряжений могут участвовать землетрясения, для которых угол между направлением смещения в очаге и направлением касательных напряжений будет тупой. Это означает, что в результате подвижки внутренняя для таких событий упругая энергия массива не уменьшается, а, наоборот, увеличивается. Понятно, что такое физически невозможно. Влияние таких землетрясений в выборке на расчет напряжений минимизировалось за счет статистики и перевеса числа событий, где обсуждаемый угол был острым. Но этот момент был принципиальным и в конечном итоге не позволил тем, кто избрал этот путь, далее развить методы инверсии на оценку величин напряжений. Также важно отметить, что этот подход содержит в себе физическое противоречие, которого в методах первой группы авторов нет.

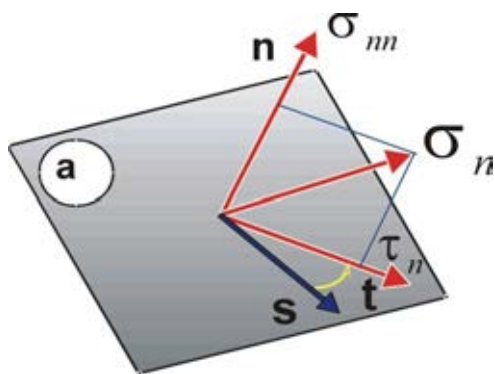


Рис. 2. Схема соотношения на плоскости разрыва в лежащем крыле направления касательных напряжений (вектор  $t$ ) и направления смещения висячего крыла (вектор  $s$ )

К сожалению, существует большая группа исследователей, работающих с сейсмологическими данными, которые пошли еще дальше и стали использовать для нахождения главных осей напряжений чистую статистику. На единичной сфере очагов землетрясений, попадающих в исследуемый участок коры, строились оси  $P$  и  $T$  отдельных фокальных механизмов, и центру облака точек присваивали направления соответствующих осей главных напряжений. Заметим, что в этом случае определить форму эллипсоида уже невозможно. Результатом такой инверсии будут только данные об ориентации главных осей тензора напряжений. В этом подходе нет правила формирования однородной выборки, и здесь также может нарушаться правило упругой разгрузки для событий, принимающих участие в расчете напряжений.

Но самая большая проблема имеет место в тех исследованиях, когда за ориентацию осей главных напряжений принимают оси  $P$  и  $T$  отдельных фокальных механизмов. Здесь имеет место прямое нарушение физических основ хрупкого разрушения. Из такого подхода автоматически вытекает, что очаг землетрясения совпадает с плоскостью действия максимальных касательных напряжений.

При инверсии природных напряжений по геологическим и сейсмологическим индикаторам мы должны всегда помнить, что деформированию подвергается массив, существенно неоднородный на разных масштабах (слоистость, трещиноватый и др.). Если оперировать терминами механики (напряжение в бесконечно малой точке среды), то в таком массиве не может существовать однородного напряженного состояния для масштаба объекта, отвечающего характерному размеру структур.

Достаточно близкое расположение трещин в таком массиве, их взаимное пересечение подсказывает нам, что они могут влиять друг на друга. Т.е. поле напряжений в разных точках такого массива изменяется после активизации каждой следующей трещины. Поэтому прежде чем приступать к реконструкции напряжений, мы должны договориться, а что собственно будем называть напряжениями в таком неоднородном массиве.

Что-то нам подсказывает, что эти напряжения будут зависеть от масштаба геологических структур, с помощью которых мы будем решать поставленную задачу. Следовательно, искомые напряжения должны определенным образом усреднять неоднородности массива.

Таким образом, при обработке геологических индикаторов напряжений нам необходимо сформулировать принципы выделения однородной выборки зеркал скольжения. При этом подобная сепарация данных должна выполняться на параметрической области пространство – время – масштаб зеркал скольжения. В зависимости от выбранных характерных параметров будет изменяться результат реконструкции (инверсии) напряжений.

Вот здесь мы приходим к сформулированному выше положению о незначительной *вариации напряженного состояния* для сколов из однородной выборки. Речь идет о вариации во времени, пространстве и линейном масштабе усреднений.

Уже только из этого положения становится понятно, что тезис Валлеса о совпадении на плоскости разрыва касательного напряжения с направлением смещения [Wallace, 1951; Bott, 1958] применим к отдельному разрыву и напряжениям в момент его активизации, но не применим напряжениям, которые мы будем связывать со совокупностью разрывов. Можно конечно действовать исходя из идеи поиска минимума специального функционала. Однако подобные математические построения требуют, чтобы отклонения в данных были достаточно малые. Как это обеспечить в автоматизированном режиме является главной проблемой в инверсии напряжений.

На самом деле, мы должны взять какие-то ясные, наиболее общие физические принципы, которые бы могли обеспечить создание однородных выборок данных в такой неоднородной среде и сказать, что полученный в результате тензор мы будем именовать тензором напряжений данного масштаба усреднения [Ребецкий, 2007а].

Получаемые в инверсии напряжения имеют масштаб усреднения либо макроскопический (десятки сантиметров), либо мегаскопический (метры – сотни метров – десятки километров). Здесь мы не можем сказать, что получены напряжения в точке среды. Результатом инверсии являются напряжения, характеризующие объем. Даже в геомеханике пористых сред [Николаевский, 1996] речь все-таки идет о микроскопических масштабах неоднородностей. В проблеме инверсии напряжений линейный масштаб усреднения напряжений достаточно часто сопоставим с толщиной коры. Вероятно, в таком масштабе усреднения, когда граничные силовые условия фактически входят в объем усреднения, определяемые параметры эллипсоида достаточно условно можно именовать как параметры напряжений. Но у нас нет других возможностей определить силовые факторы воздействия на кору кроме как из геологических и сейсмологических индикаторов разрывных смещений.

Здесь я хотел бы воспроизвести цитату Кострова в рецензии одной из первых моих работ, развивающей положения метода катакластического анализа разрывных смещений [Rebetsky, 1996]. Он написал, что автор (Ребецкий) фактически предлагает систему положений и формализмов, которые позволяют называть восстанавливаемый им тензор как тензор напряжений. Напомню, что МКА, так же как и метод Анжелье, использует требование острого угла для каждой трещины и максимума упругой разгрузки для совокупности зеркал скольжения или механизмов очагов землетрясений из однородной выборки. Все эти формализмы соответствуют основным положениям теории пластичности о снижении упругой энергии после активизации каждой трещины и достижению минимума упругой энергии после реализации совокупности трещин скалывания (принцип Гамильтона).

**Альтернативное предложение.** В работе Мухамедиева [2018] утверждается, что положений, лежащих в основе всех вышепредставленных методов инверсии, недостаточно для того, чтобы полученный в результате тензор именовать тензором напряжений. Он считает, что напряжениями можно именовать только такой тензор, который удовлетворяет уравнениям сохранения импульса силы в классической их форме, используемой в механике сплошных сред. В рамках подхода Мухамедиева [1991, 1993] результаты инверсии напряжений в виде ориентации осей главных напряжений должны быть входными параметрами для решения системы из трех дифференциальных уравнений равновесия. При этом неизвестными параметрами, которые из этих уравнений должны быть определены, являются максимальные касательные напряжения, давление и коэффициент Лоде – Надаи или любой другой параметр, определяющий форму эллипсоида напряжений. Т.е. разрешающая система уравнений является замкнутой, требующей только формулировки граничных условий.

Замечу, что впервые предложение использовать уравнения равновесия при развитии обратной задачи тектонофизики — инверсии напряжений — на оценку величин напряжений было высказано в работе [Ребецкий, 1991]. В отличие от подхода Мухамедиева в ней предлагалось использовать систему уравнений равновесия для отыскания только двух скалярных параметров — максимального касательного напряжения и давления. В этом случае система определяющих уравнений переопределенная, что позволяет создавать регуляризирующие операторы по минимизации ошибок в экспериментальных данных. В дальнейшем в алгоритм МКА было введено требование выполнения уравнения сохранения импульса сил в вертикальном направлении. Это позволило уточнить соотношения для определения величин напряжений в сравнении с условием Сибсона [Sibson, 1974], где вертикальные напряжения считаются равными весу столба горных пород.

Реализация подхода Мухамедиева была выполнена в работе [Галыбин, 2017]. Прежде всего отметим, что автор этой работы сам не занимается получением данных об ориентации осей главных напряжений. В приложении к проблемам инверсии современных напряжений он использует базу данных *World Stress Map*, где, как это было показано выше, большая часть (около 84 %) определений отвечает осям  $P$  и  $T$  отдельных фокальных механизмов. Т.е. это те данные, которые сами авторы базы данных *WSM* [Barth et al., 2016] рассматривают как крайне некондиционные. Отставим это без комментариев и пойдем дальше.

Решение системы дифференциальных уравнений с коэффициентами, которые определены в экспериментальных измерениях, является некорректной задачей, рассмотренной в работах [Тихонов, 1965; Тихонов, Арсенин, 1979]. В них была показана необходимость построения регуляризирующего оператора на основе данных об амплитудах ошибок. При этом ошибки должны удовлетворять некоторым ограничениям по амплитудам. **Регуляризация** — метод добавления некоторых дополнительных ограничений к условию с целью решить некорректно поставленную задачу. Замечу, что созданный в рамках МКА, а также методов Анжелле и Гущенко алгоритмы создания однородных выборок можно рассматривать как регуляризацию т.к. они позволяют избавиться от экспериментальных данных с заведомо большими ошибками.

Вероятно, столкнувшись на практике с соответствующей проблемой, но до конца не понимая ее сущность, авторы указанной выше работы приходят от трехмерного тензора напряжений к двумерной его аппроксимации. В рамках такого подхода речь уже идет о трех неизвестных компонентах тензора напряжений, которые можно представить через азимут простирания оси наибольшего горизонтального сжатия (которая рассматривается как известный параметр), максимальное касательное напряжение и двумерное давление. Поскольку ориентация оси наибольшего горизонтального сжатия берется как исходное данное, то для определения двух оставшихся неизвестных имеются два дифференциальных уравнения. Обратная задача становится значительно более простой, но сущность ее некорректности остается. Она даже усугубляется из-за несоответствия искомого двухмерного и реально трехмерного тензора напряжений.

Обратим также внимание на тот факт, что применение представленной выше аппроксимации фактически соответствует введению гипотезы о том, что форма эллипсоида напряжений всегда отвечает чистому сдвигу с нулевым значением коэффициента Лоде – Надаи. Это также осталось незамеченным у авторов данного подхода.

При рассмотрении области решения в виде горизонтальной плоскости (сферической поверхности) в работе [Галыбин, 2017] фактически предполагается равенство нулю касательных

напряжений на горизонтальных площадках. Такой подход был реализован Галыбиным для расчета напряжений в зоне субдукции восточного фланга Зондской дуги. Как известно, в зонах субдукции идет пододвигание океанской плиты под субконтинентальную плиту. В таких зонах в субконтинентальной плите имеет место режим горизонтального сжатия, а в океанской плите за тальвегом желоба — горизонтального растяжения [Ребецкий, Полец, 2014]. Здесь оси главных напряжений отклоняются на углы более  $30^\circ$  от вертикальной оси, что определяет наличие больших касательных напряжений на подошве коры [Ребецкий, 2007a]. В работе [Галыбин, 2017] эти касательные напряжения имеют нулевые значения. И это опять никак не комментируется в работах Галыбина и Мухамедиева.

На самом деле предлагаемый Мухамедиевым подход может быть реализован только в областях с геодинамическим режимом горизонтального сдвига в условиях, когда вид тензора напряжений отвечает чистому сдвигу. Это достаточно частный случай напряженного состояния, который на больших площадях в основном реализуется для платформ и плит. Применение его в других условиях деформирования коры будет приводить к артефактам.

### **Достижения в области изучения природных напряжений**

Созданные методы определения параметров эллипсоида напряжений и приращений сейсмоструктурных деформаций сыграли очень важную роль в интерпретации и обобщении как сейсмологических, так и геологических данных о разрывных смещениях. Эти данные позволили районировать тектонически активные регионы по режиму напряженного состояния (горизонтальное сжатие или растяжение, горизонтальный сдвиг и сочетание этих режимов). Их дополнение информацией об отношении девиаторных компонент тензора напряжений (коэффициент Лоде – Надаи) использовалось при постановке задач тектонофизического моделирования при решении задач геодинамики для структур разного масштаба, а также для решения практических задач горного дела и поисковой геологии.

Однако самые перспективные результаты с целью их использования для задач геодинамики и практической геологии были получены после развития методов реконструкции на оценку величин напряжений. Так, расчеты максимальных касательных напряжений, средних для верхней части коры в районе землетрясения Ландрес 1992 г, выполненные в работе [Hardebeck, Hauksson, 2001], показали их значения всего *в первые сотни бар*. Данный результат сильно отличался от значений для этих компонент тензора напряжений, полученных в работах [Sibson, 1974; Govers et al., 1992; Cloethingh, Burov, 1996] (первые килобары на глубинах 10–15 км в зонах горизонтального сжатия). Расчеты напряжений, выполненные в рамках МКА для различных сейсмоактивных районов [Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, 2009; Ребецкий и др., 2013], показали, что снижение уровня значений максимальных касательных напряжений обеспечивается повышенным уровнем флюидного давления [Иванов, 1992; Киссин, 2015], значения которого превышают гидростатический закон распределения по глубине.

Применение МКА для реконструкции напряжений в областях подготовки катастрофических землетрясений позволило впервые увидеть особенность распределения тектонических напряжений перед сильным землетрясением [Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, 2009; Ребецкий, Полец, 2014]. В результате этих исследований было установлено, что относительно сильные землетрясения происходят в областях среднего и пониженного уровня эффективного давления, в которых в соответствии с теорией Кулона наблюдается и пониженный уровень максимальных касательных напряжений. Заметим, что в работе [Райс, 1982] делался прогноз на большую эффективность хрупкого разрушения в областях пониженного уровня девиаторных напряжений. Выявленная закономерность позволила сформулировать критерии выделения в сейсмоактивных участках земной коры областей, опасных для формирования аномально сильных землетрясений [Ребецкий, 2007б].

За последние 2–3 десятилетия в области изучения природного напряженного состояния выполнены реконструкции напряжений для многих регионов. К сожалению, в России и за рубежом уже практически не осталось тех исследователей, которые создавали методологию и алгоритмы инверсии напряжений. Большой частью исследования ведутся новым поколением ученых, использующих алгоритмы и программы, созданные пионерами тектонофизики.

Большой вклад в исследования напряжений в России и стран бывшего СССР дают данные о геологических индикаторах разрывных смещений — палеонапряжения. Эти работы, как правило, региональные, связанные с изучением небольших по площади структур. Здесь кроме сотрудников лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН (Сим, Маринин) наиболее известны результаты тектонофизиков ИЗК СО РАН, а также Украины (Гинтов, Бубняк) и Узбекистана (Умурзаков). В

настоящее время в Санкт-Петербурге успешно работают молодые тектонофизики Войтенко и Москаленко. Есть надежда, что здесь возникнет своя тектонофизическая школа.

Далее будут проанализированы результаты инверсии природных напряжений для крупных структур земной коры, вносящие наибольший вклад в исследования фундаментальных проблем геодинамики.

### Заключение

Практика использования тектонофизических методов инверсии показала, что для решения фундаментальных и прикладных задач критически важным является возможность оценивать величины напряжений. Также необходимо в рамках тектонофизической инверсии уметь оценивать параметры предельного состояния массивов. Вторым важным фактором, о котором необходимо помнить при создании методов инверсии напряжений является расчет приращений деформаций, с которыми связаны изучаемые напряженные состояния. Именно изучение соотношений между характерными параметрами тензоров напряжений и необратимых деформаций, ими обусловленными, дает возможность создания актуальной модели сейсмических опасностей и достоверной интерпретации результатов тектонофизической инверсии в целях поисковой геологии. Теперь в повестке развития теоретических вопросов тектонофизики необходимо:

1). Разработать методы автоматизированной инверсии напряжений на основе комплекса исходных данных различного генетического типа (дилатансионные сдвиги, отрывы, компакционные полосы, структуры сжатия) с возможностью оценки прочностных и деформационных параметров;

2). Создание методов оценки величин напряжений по данным о трещиноватости на основе привлечения дополнительной информации об амплитудах раскрытия трещин или степени их шероховатости;

3). Разработать подходы к интерпретации данных о совокупности многофазных палеостресс-состояний, характеризующих неоднородное в пространстве, но единое поле напряжений;

4). Создание методов прогноза параметров глубинных разрывов фундамента (простирающие и углы погружения) взбросового и сбросового кинематических типов по данным о вторичных разрывах поверхности;

5). Развитие в методах инверсии напряжений из разрывных смещений алгоритмов, определяющих единственность решений, при использовании вариационных принципов механики бездиссипативных систем (Гамильтон) и экстремальных принципов диссипативных систем (Онзагер).

### ЛИТЕРАТУРА

1. *Батдорф С.Б., Будянский Б.* Математическая теория пластичности, основанная на концепции скольжения. Изд. Ин. лит. Механика. 1961. Т. 171, № 1. С. 24–29.
2. *Введенская А.В.* К дискуссии по поводу теоретической модели очага землетрясения // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. № 2. 1961. С. 261–263.
3. *Галыбин А.Н.* Некорректные задачи теории упругости для реконструкции полей напряжений в земной коре. Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Москва. 2017. 320 с.
4. *Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1954. № 3. С. 390–410.
5. *Гзовский М.В.* Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре // Разведка и охрана недр. 1956. № 11. С. 7–22.
6. *Гинтов О.Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс. 2005. 572 с.
7. *Гинтов О.Б., Исай В.М.* Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. журнал. 1984. Т. 6, № 3. С. 3–10.
8. *Гущенко О.И.* Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР. Сер. геофиз. 1975. Т. 225, № 3. С. 557–560.
9. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.
10. *Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Иркут. политехн. ин-т, 1961. 47 с.
11. *Иванов С.Н.* Реологическая зональность литосферы, природа и значение границы  $K_1$  // Метаморфогенная металлогения Урала. УрО РАН. Екатеринбург: 1992. 44 с.

12. *Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. 2-е изд. М.: Наука. 2015. 328 с.
13. *Мухамедиев Ш.А.* К проблеме восстановления поля тензора напряжений в блоках земной коры // Физика Земли. 1991. № 5. С. 29–38.
14. *Мухамедиев Ш.А.* Реконструкция тектонических напряжений по разрывным сдвиговым смещениям: математические и физические ограничения // Доклады АН. 1993. Т. 331, № 4. С. 500–503.
15. *Мухамедиев Ш.А.* Методы локальной реконструкции тектонических напряжений по кинематическим данным: физическая несостоятельность и ложные цели. Часть I // Физика Земли. 2018. № 6. С. 3–36.
16. *Николаев П.Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений. // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1977. № 12. С. 113–127.
17. *Николаевский В.Н.* Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 446 с.
18. *Парфенов В.Д.* Анализ напряженного состояния в ангидридовых тектонитах // ДАН СССР. 1981. Т. 260, № 3. С. 695–698.
19. *Райс Дж.* Механика очага землетрясения. Сер. Механика. Новое в зарубежной науке. М.: Мир. 1982. 217 с.
20. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173–235.
21. *Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 271–291.
22. *Ребецкий Ю.Л.* Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, Вып. 4. С. 437–466.
23. *Ребецкий Ю.Л.* Реконструкция тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии Океании // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101–104.
24. *Ребецкий Ю.Л.* Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // БМОИП. сер. геол. 2001. Т. 76, вып. 4. С. 28–35.
25. *Ребецкий Ю.Л.* Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин // Дис. док. физ.мат. наук. М.: Изд. ОИФЗ. 2003а. 455 с.
26. *Ребецкий Ю.Л.* Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады РАН. 2003б. Т. 400, № 3. С. 237–241.
27. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007а. 406 с.
28. *Ребецкий Ю.Л.* Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // Геофизический журнал. 2007б. Т. 29, № 4. С. 92–110.
29. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007в. Т. 10, № 1. С. 25–37.
30. *Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 70–84.
31. *Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю.* Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // Геодинамика и тектонофизика 2014. Т. 5, вып. 2. С. 469–506.
32. *Ребецкий Ю.Л., Войтенко В.Н.* Новый тектонофизический подход к изучению напряженного состояния в момент рудообразования и прогнозу оруденения // Всероссийская конференция. «Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты» Москва, ИГЕМ РАН, 20–22 ноября 2017 года. М.: ИГЕМ РАН. 2017. С. 183–189.
33. *Ребецкий Ю.Л., Войтенко В.Н.* Новый тектонофизический метод реконструкции напряжений по данным о морфологии трещиноватости // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. М-лы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2018. Т. 2. С. 137–141.
34. *Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.* Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1192–1206.
35. *Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю.* Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // Геодинамика и тектонофизика 2014. Т. 5, вып. 2. С. 469–506.
36. *Ризниченко Ю.В.* О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука. 1965. С. 56–63.

37. *Ризниченко Ю.В.* Расчет скоростей деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С. 34–47.
38. *Семинский К.Ж.* Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дизъюнктивов // Геология и геофизика. 1986. № 10. С. 9–18.
39. *Сим Л.А.* Неотектонические напряжения Восточно-европейской платформы и структур обрамления. Автореф. Дис. д-ра геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ. 1996. 41 с.
40. *Степанов В.В.* Количественная оценка тектонических деформаций // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 67–71.
41. *Тихонов А.Н.* О некорректных задачах линейной алгебры и устойчивом методе их решения, Докл. АН СССР. 1965. №3. С. 591–594.
42. *Тихонов А.Н. Арсенин В.Я.* Главная редакция физико-математической литературы, 2-е издание. М.: Наука. 1979. 284 с.
43. *Шерман С.И. Плешанов С.П.* Метод поясов в исследовании приразломной трещиноватости // Геология, поиск и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. 1980. С. 8–20.
44. *Юнга С.Л.* О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры. Изв. АН СССР сер. Физика Земли. 1979. С. 14–23.
45. *Юнга С.Л.* Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 190 с.
46. *Anderson E.M.* The dynamics of faulting. Trans. Edinburgh, Geol., Sec(8). 1951. P. 387–402
47. *Angelier J.* Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques // C. R. Acad. Sci. Paris, ser. D. 1975. V. 281, P. 1805-1808.
48. *Angelier J.* From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J. Struct. Geol., 1989. V. 11, N ½. P. 37–49.
49. *Arthaud F.* Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allogement et intermediaire d'une population de failles // Bul. Soc. geol. Fr., V. 7, 19 Anderson E.M., The dynamics of faulting, Trans. Edinburgh, Geol. 1951. Sec (8). P. 387–402.
50. *Barth A., Müller B., Reinecker J., Stephansson O., Tingay M., Zang A.* Scientific Technical Report 16-01: WSM quality ranking scheme, database description and analysis guidelines for stress indicator, Edited by Oliver Heidbach, 2016. 54 p.
51. *Becker G.F.* Finite homogeneous strain flow and rupture of rocks // Bull. Geol. Soc. America. 1893. V 4.
52. *Bott M.H.P.* The mechanics of oblique slip faulting // Geol. Mag. 1959. No 96, P. 109–117.
53. *Brune J.* Seismic moment, seismicity and rate slip along major fault zones // J. Geophys. Res. 1968. V. 73, No 2. P. 777–784.
54. *Byerlee J.D.* Friction of Rocks // Pure and applied geophys. 1978. V. 116. P. 615–626.
55. *Carey E., Bruneier B.* Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une populaton de failles // C.R. Acad. Sci. Paris, ser. D. 1974. V. 279, P. 891–894.
56. *Cloethingh S., Burov E.* Thermomechanical structure of European continental lithosphere: constraints from rheological profiles and EET estimates // Geophys. J. Inter. 1996. V. 124, P. 695–723.
57. *Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., Sankov V.* Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophys. 1997. V. 282. P. 1–38.
58. *Etchecopar A., Vasseur G, Daignieres M.* An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis // J. Sruct. Geol. 1981. No 3. P. 51–65.
59. *Gephart J.W., Forsyth D.W.* An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, No B11. P. 9305–9320.
60. *Govers R., Wortel J.R., Cloethingh S.A.P.L, Stein C.A.* Stress Magnitude estimates from earthquakes in oceanic plate interiors // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, No B8. P. 11749–11759.
61. *Hardebeck J.L., Hauksson E.* Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // J. Geophys. Res. 2001. V. 106, N B10. P. 21859–21882.
62. *Heidbach O., Reinesker J., Tingay M., Muller B., Sperener B., Fuchs K., Wenzel F.* Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress pattern highlighted in the World Stress Map database // Tectonics. 2007. V. 26. TC6014.
63. *Heidbach O., Tingay M., Batrth A., Reinesker J., Kurfieb D., Muller B.* Global crustal stress pattern based on the Word Stress Map data base release 2008 // Tectonophysics. 2010. V. 482. P. 3–15.
64. *Lisle R.* Principal stress orientation from faults: an additional constrain // Ann. Tectonicae. 1987. No 1. P. 155–158.

65. *Michael A.J.* Determination of stress from slip data: faults and folds // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89, No B11. P. 11517–11526.
66. *Reches Z.* Faulting of rock in three dimensional strain fields. II Theoretical analysis // *Tectonophysics.* 1983. V. 95. P. 133–156.
67. *Sibson R.H.* Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // *Nature.* 1974. V. 249, No 5457. P. 542–544.
68. *Wallace R.E.* Geometry of shearing stress and relation to faulting // *J. Geol.* 1951. No 59. P. 18-130.
69. *Zoback M.L., Zoback M.D.* Tectonic stress field of the conterminous United State // *Mem.Geol.Soc.Am.* 1989a. V. 172. P. 523–539.
70. *Zoback M.L.* Global patterns of tectonics stress // *Nature.* 1989b. V. 341. P. 291–298.
71. *Zoback M.L.* First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The Word stress map project // *J.Geop.Res.* 1992. V. 97, No B8. P. 11703–11728.



# ТЕКТОНОФИЗИКА РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ИРКУТСКОЙ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ ШКОЛЫ

К.Ж. Семинский

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Определение тектонофизики, как науки о механизмах формирования деформационных структурных элементов земной коры, предложил Михаил Владимирович Гзовский, который по праву считается в России основателем этого перспективного научного направления [Гзовский, 1975]. В Сибири широкое применение методов и понятий механики в тектонических исследованиях связано с именем профессора В.Н. Даниловича [1953], работавшего в Иркутском политехническом институте. Одним из его учеников был С.И. Шерман, основавший в 1979 г. в Институте земной коры СО РАН лабораторию тектонофизики. Профессор С.И. Шерман организовал научный коллектив так, чтобы полноценно развивались все направления тектонофизики, заложенные М.В. Гзовским, т.е. физическое и математическое моделирование, полевая тектонофизика и создание теоретических моделей деструкции земной коры. Десятки прямых учеников С.И. Шермана (в т.ч. 5 кандидатов и 19 докторов наук) и их последователи образовали иркутскую тектонофизическую школу, которая активно развивается в Институте земной коры до настоящего времени.

Главной темой исследований иркутских тектонофизиков является выявление физических закономерностей разломообразования в литосфере и динамика важных в практическом отношении сопутствующих процессов (сейсмичность, сейсмогенные деформации, флюидодинамика, рудолокализация). Наибольшего развития получили следующие научные направления:

- исследование полей напряжений и разломно-блоковой структуры литосферы в разных масштабах для выявления тектонофизических закономерностей деструкции на различных иерархических уровнях;
- исследование механизмов деструкции литосферы в разнотипных геодинамических режимах методами физического и математического моделирования в лабораторных и природных условиях;
- исследование закономерностей проявления сейсмической и эманационной активности, локализации алмазоносных кимберлитов и рудных месторождений, связанных с разломными зонами земной коры;
- разработка теоретических моделей деструкции верхней части литосферы на базе тектонофизического анализа геолого-структурных, геофизических и экспериментальных материалов.

Коллектив иркутской тектонофизической школы с момента образования и до настоящего времени проводит полный комплекс тектонофизических исследований: геолого-структурные работы на базе оригинальной методики спецкартирования разломно- и зонно-блоковых структур и полей напряжений; геофизические исследования разломных зон верхней коры на основе применения радоновой съемки, электротомографии и георадиолокации; деформометрический и эманационный мониторинг в зонах разломов; физическое моделирование на упругих и упруго-пластичных материалах с использованием полярископа-поляриметра и оригинальной установки «Разлом»; натурное моделирование режима смещений на разломах с применением различных способов воздействия на породный или ледяной массив (взрывы, домкраты, вибрация и др.). В последние десятилетия большой цифровой фактический материал, полученный в ходе природных и экспериментальных наблюдений, оформлен в виде баз данных, в т.ч. и управляемых ГИС [Ружич, 1997; Семинский и др., 2005; Шерман, 2014; Лунина, 2016].

Результаты исследований иркутской тектонофизической школы представлены в десятках научных монографий и статей, опубликованных на русском, английском, французском, китайском, монгольском и других языках мира. Здесь в самых общих чертах представлены основные научные достижения коллектива лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН. Их подробное описание (или ссылки на оригинальные материалы) содержится в публикациях, перечисленных в списке использованной литературы.

## **Разломно-блоковая структура, поля напряжений и механизмы деструкции литосферы**

1. Многолетние исследования природных и экспериментально воспроизведенных обстановок разрывообразования показали, что объем понятия о главном элементе деструкции коры – разломе – должен быть существенно расширен. Был введен термин область динамического влияния разлома

[Шерман и др., 1983], под которой понимается часть окружающего разрыв пространства, в котором фиксируются следы деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему. В природных условиях геологи обычно имеют дело с плоским срезом этой области – разломной зоной, которая в обозначенном выше широком понимании объекта, кроме тектонитов магистрального сместителя и разрывов 2-го порядка, включает существенную по размерам периферию. Эта периферийная часть зоны разлома представлена сравнительно мелкими разрывами (обычно это трещины), которые образуют парагенезис, состав которого определяется динамической обстановкой формирования разлома [Семинский, 2003].

На основе комплексного тектонофизического подхода по изучению разломообразования в континентальной литосфере установлено, что эволюция внутренней структуры области динамического влияния разлома любого морфогенетического типа характеризуется объективным существованием трех главных стадий (ранняя и поздняя дизъюнктивные и стадия полного разрушения), каждой из которых соответствуют строго определенные деформационное поведение субстрата, его напряженное состояние, парагенезис разломов 2-го порядка, распределение их плотности и вариации количественных параметров разрывной сети [Семинский, 2003]. Главные стадии делятся на подстадии с самоподобным развитием разломной сети, которое нарушается в ходе структурных перестроек при сравнительно быстром образовании разрывов более крупного масштабного ранга. Внутреннее строение разломных зон, их тектоническая раздробленность характеризуются первичной пространственной неравномерностью, которая усиливается в условиях структурно-вещественной неоднородности литосферы и нестабильности воздействия тектонических сил. Поперечная неравномерность выражается в различной нарушенности крыльев дизъюнктива, а продольная – в чередовании вдоль его простирания участков повышенной и пониженной плотности разрывов, что в наиболее общем случае находит отражение в периодичности их распределения. Широкие участки повышенной плотности разрывов оперения, выделенные в качестве главного элемента структурной зональности разломов, получили название «деструктивные поля» и были всесторонне изучены (в т.ч. и на количественном уровне) для разломных зон разного морфогенетического типа и ранга [Лобацкая, 1987].

В целом количественный подход к исследованию разломов и зон их динамического влияния является отличительной особенностью исследований коллектива иркутской тектонофизической школы. Так, установлены соотношения между главными параметрами разломов – длиной, амплитудой смещения, глубиной проникновения, расстоянием между разрывами соизмеримой длины и др. [Шерман, 1977; Лобацкая, 1987; Саньков 1989; Леви, 1991; Ружич, 1997]. Углубленные экспериментальные исследования были посвящены ширине зоны разломов разного морфогенетического типа; на уровне множественной корреляции установлено, что она определяется мощностью нарушенного разломом слоя, его вязкостью и скоростью деформирования [Шерман и др., 1983; Борняков и др., 2014].

Кроме отдельных разломов, на основе количественного анализа их сетей установлена общая закономерность деструкции литосферы при формировании разломов, которая описывается уравнением:  $L_p = A / N_p^d$ , где  $L_p$  – длина разломов,  $N_p$  – их количество,  $A$  и  $d$  – эмпирические коэффициенты, причем  $d \approx 0.4$  [Шерман, 1977; Разломообразование..., 1991; 1992; 1994]. При этом еще на ранних этапах тектонофизических исследований было показано, что литосфера в процессе разломообразования ведет себя подобно упруго-вязкому телу, предложена модель строения разлома, учитывающая изменения физических свойств земной коры с глубиной.

Многолетними экспериментальными исследованиями были установлены закономерности миграции деформаций в сдвиговых разломных зонах, формирующихся в упруго-пластичной среде [Шерман и др., 1983; Семинский, 2003; Борняков и др., 2016]. Компьютерная обработка фотоматериалов методом корреляции цифровых изображений позволила связать процесс миграции с волновым механизмом. Так [Борняков и др., 2016], медленные деформационные волны, зарождающиеся за границами дислоцированной части модели, входят в зону разлома в виде единых фронтов, а затем по мере обособления блоков замыкаются в их пределах, приобретая разные формы и перемещаясь с разной скоростью. Это приводит к разделению межблоковых разрывов на сегменты, характеризующихся разными амплитудами движений. Таким образом, пространственно-временная динамика медленных деформационных волн зависит от уровня напряжений, накопленных в разломной зоне, и степени развития ее внутренней структуры. Волновой механизм распространения деформаций, установленный и изученный методом тектонофизического моделирования, открывает возможность для интерпретации природных сценариев деструктивного процесса, а также специфики

сейсмичности, газовых эманаций и других важных в практическом отношении явлений, контролируемых разломными зонами.

2. Существенная часть исследований иркутской тектонофизической школы была посвящена реконструкциям напряженного состояния земной коры, которые являются базовыми для создания разноуровневых геодинамических моделей ее деструкции, а также оценок состояния геологической среды в регионах интенсивного природопользования. Исследования проводились за счет обобщения данных предшественников, собственных реконструкций с использованием геолого-структурных методов, а также физического моделирования различных тектонических обстановок. Итогом этих работ стали новая карта напряженного состояния верхней части литосферы, на которой она районирована по типам полей [Шерман, Лунина, 2001], а также карты отдельных регионов, построенные на базе применения геолого-структурных методов восстановления стресс-тензоров.

Главным объектом этих региональных исследований была территория Байкало-Монгольского сейсмического пояса, характеризующаяся сложной историей тектонического развития. Широкомасштабные реконструкции полей напряжений проводились на территории Монголии [Опасные..., 2017], где в условиях сдвига и сжатия произошло несколько сильнейших землетрясений. Однако главным объектом исследований напряженного состояния верхней части коры была Байкальская рифтовая зона (БРЗ), для которой первая карта была составлена в 1989 г. [Шерман, Днепровский, 1989]. Она зафиксировала деление этой крупной структуры в продольном направлении на три сегмента: собственно рифтовый центральный, а также юго-западный и северо-восточный – левосдвиговые. Впоследствии были составлены карты разломов и полей напряжений для отдельных сухоходных впадин БРЗ (Тункинская, Баргузинская и др.) и их совокупностей (северо-восточный фланг) [Лунина и др., 2009]. Для некоторых участков рифта напряженное состояние картировалось в укрупненном масштабе, что явилось основанием для прикладных выводов об устойчивости уникальных сооружений на трассе БАМ (например, Северо-Муйского туннеля) [Саньков и др., 1991]. Той же целевой направленностью характеризовались работы по восстановлению стресс-тензоров в районе Саяно-Шушенской ГЭС [Шерман и др., 1996] или на глубоких алмазодобывающих карьерах Якутии [Гладков и др., 2008].

Исследования напряженного состояния пород геолого-структурными методами почти для каждого из изученных природных объектов проводилось в комплексе с их моделированием в упругой оптически активной среде [Шерман и др., 1993; Борняков и др., 2014]. Особый вид экспериментальных работ подобного типа был связан с отдельным классом структур – зонами сочленения разломов, встречающимися повсеместно. В большой серии экспериментов были выделены виды активизированных структур, проведено районирование каждого из них по типам напряженного состояния и наглядно показано, что характер и интенсивность напряженного состояния зон сочленения разломов определяются их геометрией и ориентацией в силовом поле. Типовые схемы распределения максимальных касательных напряжений, построенные в итоге этих лабораторных исследований для каждого из типов разломных узлов, являются основой для интерпретации природных аналогов, необходимость изучения которых обусловлена локализацией оруденения, высокой сейсмической или эманационной активностью.

4. Большой цикл работ иркутских тектонофизиков связан с именем К.Г. Леви, который задолго до современных исследований рельефа, активно использующих его цифровые модели, создал новое направление, которое можно для краткости назвать «Количественной неотектоникой» [Леви, 1991]. К представленным выше исследованиям разломно-блоковой структуры и полей напряжений К.Г. Леви и его коллеги добавили всесторонний анализ движений земной коры. Интенсивное развитие этого направления исследований привело к созданию отдельного структурного подразделения в Институте земной коры СО РАН – лаборатории современной геодинамики. Этот коллектив в дополнение к тектонофизическим методам взял на вооружение геодезические технологии (GPS и др.), поставив, тем самым, исследования движений коры на высокий современный уровень [Саньков и др., 2014].

4. Для исследования механизмов деструкции различных объемов литосферы ключевым методом в иркутской тектонофизической школе считается аналоговый эксперимент. Для его проведения используется 1) авторская установка «Разлом», позволяющая воспроизводить все основные режимы нагружения моделей, 2) оригинальная техника эксперимента, 3) глинистая паста различной влажности, для которой определены главные структурно-механические свойства, а также 4) критерии подобия с масштабными коэффициентами, соответствующими режиму разломообразования в земной коре.

В большой серии экспериментов, воспроизводящих разломные зоны в режимах сжатия, растяжения и сдвига, было установлено принципиальное подобие механизма структурообразования,

определяющегося в большинстве динамических обстановок деформацией транспрессивного скалывания [Разломообразование..., 1991; 1992; 1999]. Интерпретация результатов моделирования проводилась с применением законов неравновесной термодинамики, мезомеханики, фрактальной геометрии и теории информации, согласно которым разломные зоны относятся к категории открытых систем [Борняков и др., 2013; 2016]. Энергия тектонических напряжений, накапливающаяся и перераспределяющаяся в этих зонах под действием различных энергетических источников, расходуется главным образом на медленные (криповые) и дискретно проявляющиеся быстрые (сейсмические) диссипативные процессы. Результаты физического моделирования формирования структуры крупной разломной зоны отразили пространственно-временные взаимоотношения разнотипных диссипативных процессов, а также позволили оценить контролирующие их факторы. Установлено, что криповый и сейсмический диссипативные процессы имеют в структурной эволюции разломной зоны конкретную пространственно-временную привязку и действуют в противофазе. В большинстве случаев примаксимальной реализации одного из процессов другой характеризуется минимальным проявлением, причем эти моменты совпадают со структурными перестройками – временными границами стадий, этапов или других более мелких эволюционных периодов. Частота повторяемости последних зависит от масштабного уровня деформационного процесса и определяет периодичность активизации криповой и сейсмической диссипации.

Кроме механизма деструкции, изученного для обобщенных условий разломообразования в земной коре, существенную часть исследований иркутских тектонофизиков составляет установление условий формирования конкретных крупных и сравнительно мелких тектонических структур. В последнем случае – это перечисленные выше и многие другие работы прикладной направленности, тогда как целью изучения крупных структур является установление механизмов их формирования. Одной из них в азиатском регионе является байкальский сегмент границы между Сибирской и Амурской литосферными плитами. Это Байкальская рифтовая зона, механизм формирования которой – активный, пассивный или смешанный – в течение многих десятков лет остается предметом научных споров. Работы иркутских тектонофизиков убедительно показали, что в формировании этой межплитной границы доминирующую роль играет пассивный механизм, когда разрыв литосферы происходит в результате перемещений блоков, а активное воздействие подлитосферной мантии является вторичным. На первом этапе исследований посредством анализа комплекса данных о строении Байкальского рифта была выдвинута гипотеза образования у изогнутого южного края Сибирского кратона при в целом сдвиговом характере перемещения крупных блоков [Разломообразование..., 1992]. Впоследствии этот механизм был промоделирован на упруго-пластичном материале с соблюдением критериев подобия, причем впервые в эксперименте удалось достичь существенного геометрического сходства строения природного аналога и структуры, образующейся в модели из влажной глины [Семинский, 2009].

### **Разломообразование и сопутствующие процессы**

Закономерности разломообразования, как правило, играют определяющую роль в характере протекания связанных с деструкцией, важных в практическом отношении процессов и явлений. Это позволило применить полученные в ходе многолетних исследований результаты в практических целях – для эффективного исследования и прогноза связанных с разломами сейсмической и эманационной активности, локализации алмазоносных кимберлитов и рудных месторождений. Однако, вначале необходимо кратко остановиться на методике специального структурного картирования, которая разработана и широко применяется иркутскими тектонофизиками при проведении разнотипных прикладных исследований.

1. Спецкартирование разрывной структуры и полей напряжений земной коры основано на применении парагенезисов нарушений, развивающихся в разломных зонах в их широком тектонофизическом понимании. Его преимуществом относительно других геолого-структурных методов является возможность проводить реконструкции на базе статистического анализа «немой» (без признаков смещений) трещиноватости, которая распространена повсеместно [Семинский К., Семинский Ж., Спецкартирование, 2016]. Метод спецкартирования позволяет, используя количественную информацию о трещиноватости и формализованные операции обработки, провести детальное картирование разломной структуры изучаемого региона с выделением тектонических нарушений, зон их влияния, особенностей поперечной зональности, а также установить иерархию динамических обстановок разломообразования и этапность формирования разрывной сети. Перспективы развития метода связаны с его применением в рамках геологической съемки, что, кроме

того, поднимает ее на качественно новый уровень, т.к. открывается возможность в каждой точке наблюдения получить и анализировать данные по веществу и структуресовместно.

2. Из сопутствующих разломообразованию процессов наиболее глубоко иркутскими тектонофизиками изучается сейсмичность. Кроме общих закономерностей ее пространственно-временных проявлений в крупных разломных зонах [Разломообразование..., 1991; 1992; 1994], были проведены детальные исследования сейсмического процесса в Байкальской рифтовой зоне и на окружающих территориях.

Представленные в работе [Ружич, 1997] закономерности сейсмотектонической деструкции в БРЗ легли в основу долго- и среднесрочного прогноза сильных землетрясений в Прибайкалье. Прогнозные сводки в течение многих лет ежеквартально представлялись в ГУ МЧС по Иркутской области. Это позволило установить, что прогноз по месту возникновения сейсмического события оправдывается вероятностью более 70%. В то же время подобные исследования привели к выводу о невозможности в ближайшее время формирования такого краткосрочного прогноза, который позволяет избежать катастрофических последствий сильного сейсмического события. Эксперименты по динамике разрывообразования, проведенные в натуральных условиях на горном и ледовом массивах, привели к развитию нового научного направления [Ружич и др., 2004], в рамках которого целью исследований является разработка методов эффективного управления режимом смещений на разломах. Результаты этих тектонофизических разработок уже сегодня являются реальностью для предотвращения горных ударов, а в будущем позволяют рассчитывать на снижение ущерба от сильных землетрясений путем техногенных воздействий на опасные фрагменты разломов, находящиеся в пределах глубин, доступных для бурения.

На базе исследований в БРЗ разработана новая тектонофизическая концепция сейсмического процесса и модель континентальной сейсмической зоны в метастабильной разломно-блоковой среде литосферы [Шерман, 2014]. Нарушение её равновесия и инициация сейсмического процесса, согласно данной модели, вызываются деформационными волнами. Их фронт динамически воздействует на всю систему блоков, избирательно активизируя межблоковые разломы, подвижки по которым генерируют сейсмические события. Создан алгоритм, позволяющий по данным сейсмического мониторинга определять в реальном времени частоту и интенсивность активизаций разломов на изучаемой территории.

3. Разломные зоны являются широкими участками земной коры, в пределах которых интенсивно проявляются не только первичные, но и вторичные эффекты от проявлений сейсмической активности. Исследования иркутских тектонофизиков в тесном сотрудничестве со специалистами по сейсмостойкому строительству, направленные на снижение угрозы от подобных эффектов, отразились, во-первых, в создании шкалы сейсмической интенсивности для Прибайкалья, которая учитывает особенности строения геологической среды в регионе, позволяя более точно определять исходные параметры для строительства и снижая, тем самым, ущерб от вероятных сейсмических событий [Шерман и др., 2003].

Во-вторых, были проведены широкомасштабные исследования косейсмических эффектов, проявляющихся в разломных зонах. С этой целью для территории юга Восточной Сибири созданы карта и база данных активных(в неоген-четвертичное время) разломов с сопутствующей информацией об опасных геологических эффектах, сопровождавших умеренные и сильные землетрясения (разрывы, разжижение, воронки и провалы, склоновые движения) [Лунина, 2016]. База данных позволяет путем электронных запросов выделять сегменты разломов, отличающиеся по времени последней активизации, кинематике, степени активности и другим характеристикам. Кроме того, в рамках этого научного направления разработаны фундаментальные основы построения расчетных моделей проявления опасных процессов (вторичное разрывообразование, склоновые движения, разжижение грунтов, проседания) при землетрясениях с учетом разломно-блокового строения коры.

4. В рамках проблемы изучения взаимосвязей разломообразования и рудолоказизации была создана систематика рудных полей и месторождений, контролируемых разломными зонами, в которой главными классификационными признаками послужили стадийность их развития и неоднородность внутреннего строения [Семинский и др., 2005]. Для многих связанных с разломами месторождений рудного и нерудного сырья выявлены закономерности структурного контроля, причем в плане алмазонасных кимберлитов эта проблема разработана с высокой степенью детальности – от создания структурно-вещественных моделей трубок и выявления главных закономерностей их локализации в разломных зонах [Гладков и др., 2008; 2016] до создания тектонофизической методики поиска и подготовки к бурению новых перспективных объектов [Семинский К., Семинский Ж., 2016; Семинский и др., 2020].

5. Эманационная активность разломных зон изучалась коллективом иркутской тектонофизической школы посредством площадных и мониторинговых измерений содержания радона в почве и водоисточниках, располагающихся в разломных зонах земной коры Монголо-Байкальского региона. Установлены типы связанных с разрывами эманационных аномалий, введен показатель радоновой активности разломов, предложена их классификация на 5 групп в соответствии со значениями этого показателя, выявлены соотношения радоновой и геодинамической активности разлома, обоснованы связи эманаций с внешними и внутренними по отношению к Земле факторами, определены тренды временных вариаций, намечены предвестниковые явления по отношению к сильным землетрясениям [Семинский и др., 2014; Семинский К., Семинский А., 2016].

### **Теоретические модели деструкции верхней части литосферы и перспективы дальнейших тектонофизических исследований**

Практически в каждой из цитированных выше обобщающих работ представлены модели разломообразования, реализующегося в различных условиях и на разных иерархических уровнях деструкции литосферы. Их анализ свидетельствует, что реальная картина тектонической делимости соответствует тектонофизическим представлениям о зонно-блоковой структуре литосферы [Садовский, 1989; Семинский и др., 2013]. Ее конкретные формы и иерархия отчетливо выделяются при анализе дистанционных данных и материалов полевых геолого-геофизических съемок. В приповерхностной части и до глубин в первые десятки километров проявлено деление земной коры на относительно слабонарушенные блоки, которые контактируют по широким зонам, отличающимся повышенной дислоцированностью и флюидонасыщенностью. Динамика разломообразования в этих зонах обуславливает пространственно-временные проявления сейсмической и радоновой активности. Как следствие, в основе моделей сейсмичности и других важных в практическом отношении сопутствующих деструкции явлений должны лежать структурные особенности земной коры, а также закономерности их изменений в масштабах реального времени. Экспериментальные данные, позволяющие прогнозировать динамику разломообразования, свидетельствуют, что этот процесс сложен вследствие порождаемой деформационными волнами селективной активизации разрывов в межблоковых зонах литосферы. В то же время полученные результаты, в т.ч. и данные экспериментов по управлению режимом смещений в разломных фрагментах, позволяют рассчитывать на выявление устойчивых закономерностей в дальнейшем.

Таким образом, перспективы тектонофизических исследований в значительной мере связаны с разработкой комплексных моделей межблоковых зон, в основе которых лежат особенности разломного строения, а содержательную часть составляют обусловленные ими закономерности сейсмической, эманационной и флюидной активности. Такие модели служат современным теоретическим обеспечением создания разнотипных прикладных технологий, направленных на оценку радоноопасности территорий, прогноз сейсмической активности и опасных инженерно-геологических процессов и явлений.

### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Борняков С.А., Пантелеев И.А., Тарасова А.А. Дискретно-волновая динамика деформаций в сдвиговой зоне: результаты физического моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2016. № 2. С. 289–302.
2. Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю. и др. Основные закономерности разломообразования в литосфере и их прикладные следствия (по результатам физического моделирования) // Геодинамика и тектонофизика. 2014. № 4. С. 823–861.
3. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
4. Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.В. и др. Тектонофизические исследования при алмазопроисловых работах. М.: Научный мир. 2008. 175 с.
5. Гладков А.С., Кошкарёв Д.А., Черемных А.В. и др. Структурно-вещественная модель становления кимберлитовой трубки Нюрбинская (Средне-Мархинский район Якутской алмазонасной провинции) // Геодинамика и тектонофизика. 2016. № 3. С. 435–458.
6. Данилович В.Н. Основы теории деформации геологических тел. Учебное руководство. Иркутск: Иркутское кн. изд-во. 1953. 101 с.
7. Леви К.Г. Неотектонические движения земной коры в сейсмоактивных зонах литосферы. Новосибирск: Наука. 1991. 166 с.
8. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра. 1987. 128 с.

9. Лунина О.В. Разломы и сейсмически индуцированные геологические процессы на юге Восточной Сибири и сопредельных территориях. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2016. 226 с.
10. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2009. 316 с.
11. Опасные геологические процессы и прогнозирование чрезвычайных ситуаций природного характера на территории Центральной Монголии // К.Ж. Семинский, К.Г. Леви, В.И. Джурик и др. Иркутск: ИГУ. 2017. 325 с.
12. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига // С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. Новосибирск: Наука. 1991. Кн. 1. Зоны сдвига. 262 с.; 1992. Кн. 2. Зоны растяжения. 228 с.; 1994. Кн. 3. Зоны сжатия. 264 с.
13. Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 1997. 63 с.
14. Ружич В.В., Псахье В.В., Смекалин О.П. и др. Изучение влияния водонасыщения и вибраций на режим смещений в зонах разломов // Физическая мезомеханика. 2004. № 7. С. 257–260.
15. Садовский М.А. О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды // М.: Наука. 1989. С. 5–14.
16. Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука. 1989. 136 с.
17. Саньков В.А. Современная геодинамика внутриконтинентальных областей: инструментальные и геолого-геоморфологические оценки движений и деформаций земной коры Центральной Азии. Геодинамика и тектонофизика. 2014. № 1. С. 159–182.
18. Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Коваленко С.Н. и др. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона. Новосибирск: Наука. 1991. 111 с.
19. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео». 2003. 244 с.
20. Семинский К.Ж. Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: тектонофизический анализ // Геотектоника. 2009. № 6. С. 1–17.
21. Семинский К.Ж., Бобров А.А., Дэмбэрэл С. Вариации объемной активности радона в разломных зонах земной коры: пространственные особенности // Физика Земли. 2014. № 6. С. 80–98.
22. Семинский К.Ж., Борняков С.А., Бобров А.А. и др. Опыт применения электротомографии, радоновой съемки и микросейсмического зондирования для поиска геологических тел трубчатого типа, контролируемых разломными зонами // Геодинамика и тектонофизика. 2020. № 2.
23. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В. и др. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео». 2005. 299 с.
24. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В. и др. Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных // Геодинамика и тектонофизика. 2013. № 3. С. 203–278.
25. Семинский К.Ж., Семинский А.К. Радон в подземных водах Прибайкалья и Забайкалья: пространственно-временные вариации // Геодинамика и тектонофизика. 2016. № 3. С. 477–493.
26. Семинский К.Ж., Семинский Ж.В. Спецкартирование разломных зон земной коры и его возможности в исследовании структурного контроля кимберлитов в Алакит-Мархинском поле Якутской алмазонасной провинции. Иркутск: Изд-во ИРНИТУ. 2016. 204 с.
27. Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео. 2014. 353 с.
28. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. 1977. 102 с.
29. Шерман С.И., Адамович А.Н., Мирошниченко А.И. Оценка потенциальной сейсмотектонической активности района Спитакского землетрясения по результатам моделирования // Геоэкология. 1993. № 2. С. 66–78.
30. Шерман С.И., Бержинский Ю.А., Павленов В.А. и др. Региональные шкалы сейсмической интенсивности. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО». 2003. 189 с.
31. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. 1983. 112 с.
32. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. 1989. 157 с.
33. Шерман С.И., Лунина О.В. Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // Доклады РАН. Т. 378 (5). 2001. С. 672–674.

34. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Гладков А.С. и др.* Опыт применения тектонофизического анализа при оценке тектонической активности и сейсмической опасности района Саяно-Шушенской ГЭС (Западный Саян) // Геология и геофизика. 1996. № 5. С. 89–96.



## ВЗАИМОСВЯЗЬ НЕОТЕКТОНИКИ И ТЕКТОНОФИЗИКИ

Л. А. Сим

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, e-mail: [sim@ifz.ru](mailto:sim@ifz.ru)

Главными задачами тектонофизики М. В. Гзовский считал классификацию и изучение различных механизмов генерации напряжений в литосфере. Большое разнообразие теоретических представлений о генезисе напряжений в земной коре требовало разработки собственных – тектонофизических методов изучения природных напряжений в горных массивах в их естественном состоянии. Первым из таких методов стал метод сопряженных пар сколов [Гзовский, 1954]. Кроме предложенного метода к числу важнейших достижений М. В. Гзовского следует отнести построение новой физической теории формирования и развития тектонических разрывов, заложение основ количественной неотектоники (градиент скорости неотектонических процессов), создание классификации различных механизмов генерации напряжений.

Из этого краткого перечня достижений следует, что изучение тектонических разрывов является важнейшим для определения движущей силы в формировании неотектонических структур, т.к. они служат одними из главных индикаторов тектонических напряжений. В предлагаемой работе рассматриваются основные положения неотектоники и результаты изучения неотектонических напряжений в различных частях Северной Евразии с целью решения вопросов о распространении различных типов влияния глобального тектогенеза в новейший этап на указанной территории, а также для решения практических задач, которым М. В. Гзовский уделял значительное внимание.

Необходимо отметить, что на преобладающей площади обсуждаемой территории реконструкция неотектонических напряжений произведена структурно-геоморфологическим (СГ) методом реконструкции сдвиговых тектонических напряжений, обоснованием которого служили данные о развитии оперяющих разрывов в зоне сдвига, обобщенные М. В. Гзовским [1975].

### Неотектоника

Понятие «неотектоника» введено С. С. Шульцем; под этим понятием подразумевалось, что в этот этап созданы основные черты современного рельефа Джунгарского Ала-Тау [Шульц, 1932]. При этом С. С. Шульц подчеркивал, что нет единой нижней возрастной границы новейших тектонических движений для Земли в целом. Она является скользящей и не опускается ниже рубежа верхнего олигоцена-нижнего миоцена. В. А. Обручев понимал под неотектоникой движения позднекайнозойского (третичного и послетретичного возраста); в этом мнении прочитывается стремление рассматривать новейшие движения как один из циклов тектогенеза Ала-Тау [Обручев, 1948]. Н. И. Николаев в 1950 г. выделил неоген-четвертичный этап усиления тектонических движений под названием новейший (неотектонический) этап развития Земли [Николаев, 1962]. С самого начала развития неотектоники отмечался разный возраст начала неотектонического этапа (или скользящий график активизации неотектонических движений). А. Ф. Грачев выделил два типа неотектоники на земном шаре: атлантический и тихоокеанский, граница между которыми проходит по хребту Гаккеля (зона спрединга в Арктике), далее – по Момскому и Байкальскому рифтам, Алтае-Саянам и т.д. Эти типы отличаются началом неотектонического этапа: для атлантического типа – олигоцен-миоцен, для тихоокеанского – миоцен-плиоцен; последний отличается от атлантического более высоким уровнем вулканизма и сейсмичности [Грачев, 1996].

Специфика неотектоники заключается в методах изучения новейших движений, активно использующих результаты анализа современного рельефа. Такой анализ позволяет получать непрерывно по всей площади земной поверхности характерные особенности ее современной морфологии и изучать развитие новейших структур. При составлении неотектонических карт используются практически все данные о строении земной коры: геофизические, геотермические, данные бурения, батиметрические и т.д. Неотектоника является тем связующим звеном между тектоникой древних комплексов и современной геодинамикой, которая позволяет не только решать проблемы современной сути явлений, но и перейти к прогнозу реализации этих явлений во времени. Разработка теоретических вопросов неотектоники тесно связана с решением практических задач: проектированием долговременных инженерных сооружений (АЭС и ГЭС, плотин, карьеров и др.), водоснабжением, сооружением нефте- и газопроводов, поисками нефтяных, газовых и россыпных месторождений, прогнозом землетрясений. В свою очередь, при решении практических задач необходимо изучение неотектонических и современных напряжений. Особое значение приобретает

изучение неотектонических напряжений на обширных и наиболее густонаселенных и практически асейсмичных платформенных территориях, на которых единичны определения механизмов очагов землетрясений – источников информации о современных напряжениях. Крупнейшими достижениями неотектоники является серия неотектонических карт территории СССР (1959, 1964, 1978), Европы (1973), юга Азии и сопредельных областей (1981), мира (1984) под ред. Н.И. Николаева с соавторами (1959-1984) и последняя карта новейшей тектоники Северной Евразии под ред. А.Ф. Грачева (1997). На картах неотектоники 1959-1984 гг. районирование новейших структур производилось с учетом предыстории неотектонической активизации крупнейших структур как Северной Евразии, так и мира, в то время как на последней карте неотектоники Северной Евразии принцип отражения новейших структур базировался исключительно на учении о рифтогенезе, которое стало заменой старых представлений о геосинклиналях. В результате возникло понятие о предрифтовом режиме в ранге самостоятельной геоструктурной области и было потеряно понятие о закономерности распределения напряжений, «связанных с развитием различных структурных элементов земной коры» [Гзовский, 1975, с. 111]. Принципиально новым в изучении неотектоники является выделение экзогенно-активного слоя (ЭАС). Он рассчитывается по разнице величин между базисной и вершинной поверхностями, которые отстраиваются по гипсометрической карте [Леви, 2008, устное сообщение; Леви и др., 2016]. Анализ карты толщины ЭАС показывает интенсивность неотектонических деформаций и объем горных масс, который будет удален с континентальных массивов по завершении текущего неотектонического цикла. Это позволило К.Г. Леви с соавторами выполнить построения по оценке мощности континентальной литосферы и установить закономерности проявления неотектонических движений и сейсмичности. Значительный вклад в изучение неотектоники Евразии внесла монография В.Г. Трифонова [Трифонов, 1999]. В этой работе выявлены общие черты континентальной и океанической неотектоники на фоне преобладания сжатия континентов и растяжения океанов, показана глобальная квазисинхронность фаз и главных эпизодов неотектонической активизации, обоснована неотектоническая расслоенность литосферы и структурно-динамическая дисгармония между ее слоями. В.Г. Трифонов показал, что разнообразные новейшие структуры возникли в результате сложного взаимодействия процессов в рамках глобальной и локальной неотектонических открытых систем. Глобальная система, по мнению автора, является развитием плейт-тектонической модели, отличаясь от нее признанием тектонической расслоенности литосферы. При этом локальные системы возбуждаются процессами в глобальной системе.

### **Тектонофизика**

Для изучения новейшей тектоники принципиально важна информация о современных и неотектонических напряжениях. Первые схемы тектонических напряжений СССР были составлены [Гзовский, 1975]. Им была представлена схема расположения районов древних тектонических напряжений на территории СССР, на которой разными значками показаны механизмы формирования структур. Достоинством 1-й мелкомасштабной схемы расположения древних тектонических напряжений на территории СССР является то, что на ней показаны не только механизмы формирования разновозрастных структур, но и время действия тектонических напряжений, разделенные согласно общему тектоническому районированию, приведенному на схеме на докембрий, палеозой, мезозой и кайнозой.

На схеме отражены следующие виды полей напряжений: поперечного сжатия, поперечного изгиба, продольного сжатия, горизонтального сжатия при продольнозональном удлинении, горизонтального растяжения при продольнозональном укорочении, горизонтального продольнозонального сдвига, вертикального продольнозонального сдвига. Определения перечисленных механизмов актуальны и в современных тектонофизических исследованиях.

Помимо того, что М.В. Гзовский построил новую физическую теорию формирования и развития тектонических разрывов, он представил, как было указано выше, обобщение разрывов, формирующихся в зонах сдвигов в разных геодинамических условиях [Гзовский, 1975]. В этой работе показаны различные варианты взаимных ориентировок триады  $R$ ,  $R^1$  сколов и отрывов как между собой, так и по отношению к зоне сдвига, в которой они формируются. При этом триада оперяющих разрывов разворачивается в зависимости от приложенных по отношению к плоскости сдвига дополнительного растяжения (транстенсия) или сжатия (трансперессия). Это обобщение позволило предложить структурно-геоморфологический (СТ) метод реконструкции сдвиговых тектонических напряжений [Сим, 1991; Sim, Sergeev, 1996; Ребецкий и др., 2017]. В методе предусматривается дешифрирование по топокартам и фотоснимкам возможных разрывов-

линеаментов, вдоль которых дешифрируются мелкие прямолинейные элементы рельефа (мегатрещины) – возможные разрывы оперения. Если взаимные ориентировки мегатрещин между собой и по отношению к предполагаемому разрыву соответствуют одному из вариантов ориентировки оперяющих разрывов в зоне сдвига в обобщении М.В. Гзовского, то принимается, что линеамент и мегатрещины имеют разломную природу, определяется ориентация осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости, направление сдвига (правый-левый) и геодинамическая обстановка формирования сдвига (транстенсия или транспрессия). Особо следует отметить, что метод оказался весьма продуктивным для характеристики неотектонических напряжений платформ Северной Евразии, практически представлявших собой «белое пятно», например, на карте напряженного состояния верхней части литосферы Земли, составленной С.И. Шерманом и О.В. Луниной с использованием материалов М.А. Зобак, 1992 и серии карт и публикаций по отдельным регионам [Актуальные вопросы..., 2005]. Преобладание сдвиговых тектонических напряжений во многих регионах объясняется тем, что горизонтальные движения блоков литосферы энергетически более выгодны. «Если реальные вертикальные перемещения блоков земной коры ограничены 9-ю км (иначе горный массив просто раздавит собственное основание), то горизонтальные перемещения по своей амплитуде просто не ограничены ничем. Это утверждение подтверждает факт соотношения горизонтальной и вертикальной компонент движения в очагах землетрясений и в сейсмогенных трещинах на дневной поверхности» [Леви, 2008, устное сообщение].

По топографическим картам масштаба от 1:50 000 до 1:1 000 000 произведена реконструкция сдвиговых тектонических напряжений для решения различных задач.

Необходимо отметить, что одна из двух горизонтальных осей главных нормальных напряжений (ось сжатия  $\sigma_3$  и ось растяжения  $\sigma_1$ ), восстановленных СГ методом, может быть промежуточной осью  $\sigma_2$ . В условиях, когда на горизонтальной поверхности действуют напряжения, близкие к одноосному растяжению (т.е.  $\sigma_3 \approx \sigma_2$ ), за счет разницы абсолютных величин между горизонтальными осями  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  могут возникать парагенезы вторичных присдвиговых нарушений, т.е. на горизонтальной плоскости реконструированы промежуточная ось  $\sigma_2$  и ось растяжения  $\sigma_1$ . Соответственно, в случаях, когда напряженное состояние на земной поверхности близко к одноосному сжатию (т.е.  $\sigma_1 \approx \sigma_2$ ), то из-за разницы величин между  $\sigma_3$  и  $\sigma_2$  возможна реконструкция оси сжатия  $\sigma_3$  и промежуточной оси  $\sigma_2$  главных нормальных напряжений на горизонтальной плоскости. Каждый такой случай требует проверки дополнительными методами, например, сопоставления с механизмами очагов землетрясений, тщательным анализом неотектонических структур и т.д.

На рис. 1 представлена схема неотектонических напряжений Северной Евразии [Сим и др., 2018]. На территории Северной Евразии преобладают по площади неотектонические напряжения, восстановленные СГ методом в масштабе 1:1 000 000. К ним относятся: Западно-Европейская, Скифско-Туранская, Западно-Сибирская молодые плиты преимущественно с эпигерцинским фундаментом, Тимано-Печорская – с эпибайкальским, а Восточно-Европейская (ВЕП) и Сибирская платформа – с архей-протерозойским фундаментом. Следуя примеру М.В.Гзовского, который нанес виды различных тектонических напряжений на тектоническую схему, оси неотектонических напряжений наносились нами на тектоническую карту России, сопредельных территорий и акваторий под редакцией Е.Е. Милановского [Тектоническая карта..., 2006].

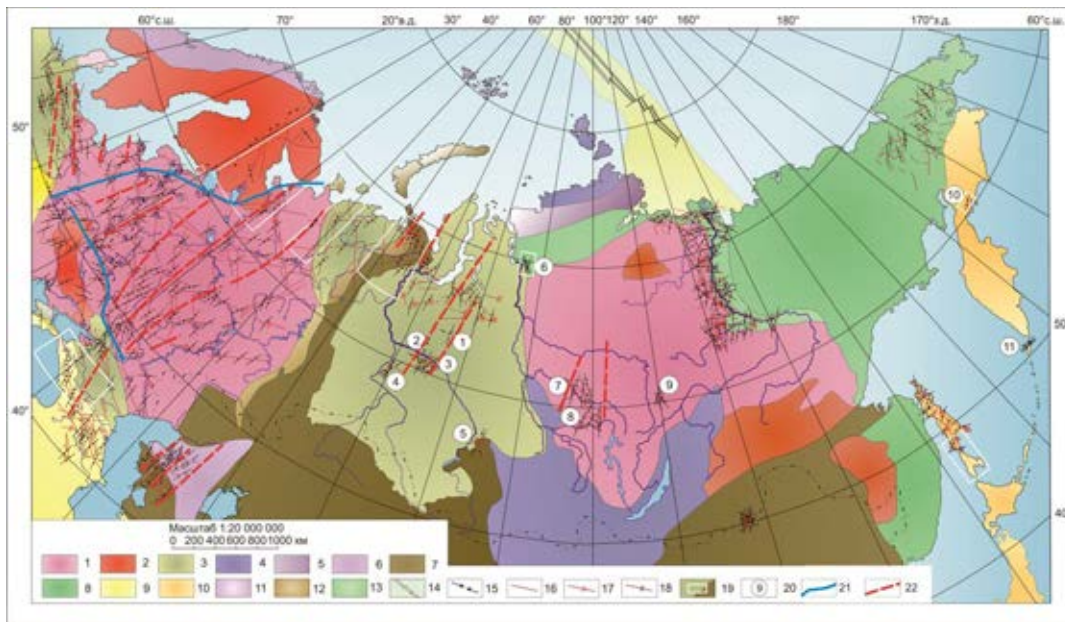
В пределах перечисленных плит/платформ СГ методом были восстановлены неотектонические напряжения в разных масштабах – от 1:50 000 и 1:1 000 000 на отдельных участках, которые выделены на схеме под номерами в кружочках, до 1:1 000 000. К участкам с детальной реконструкцией тектонических напряжений относятся площади нефтегазоносных структур, районы строительства крупных гражданских сооружений и др., подчеркивающих актуальность изучения неотектонических напряжений для решения практических задач, на что указывалось выше.

На многие районы были составлены неотектонические и структурно-геоморфологические схемы Г.В. Брянцевой, автором и Н.А. Гордеевым [Сим, Брянцева, 2011; Гордеев, Сим, 2019 и др.]; разломы, выраженные в рельефе, далее использовались для реконструкции сдвиговых тектонических напряжений, а также способствовали оценке унаследованного развития разломов в новейший этап при сопоставлении с разломами, выделенными в разные годы по комплексу геологических и геофизических данных. Этому вопросу в работах М.В. Гзовского, а также при составлении неотектонических карт под ред. Н.И. Николаева уделялось повышенное внимание.

К областям, в которых произведено картирование новейших структур, относятся: север Западно-Сибирской плиты и Полярный Урал [Сим, Брянцева, Чекмарев, 2008б], Полярный Урал и Пай-Хой [Сим, Брянцева, 2011], Иркинеево-Чадобецкий прогиб [Сим и др., 2016], Сахалин [Сим и

др., 2017], Чукотка [Сим и др., 2019] и др. районы. Изучение неотектоники совместно с реконструкцией тектонических напряжений уточняло вопросы унаследованности развития новейших структур, а также способствовало оценке вертикальных составляющих перемещений по новейшим сдвигам, которые достаточно часто оказывались сбросо/взбросо-сдвигами. При выделении поясного распределения трещин в зонах разломов [Данилович, 1966] было уточнено, что вертикальная составляющая перемещений на новейшем этапе была минимальной с углами наклона к горизонту около 10-15 градусов. Тем не менее эта вертикальная составляющая вычитывалась в современном рельефе, что давало возможность в отдельных случаях оценить амплитуду горизонтального перемещения. Кроме этого, исследование новейшей тектоники оказалось необходимым для подтверждения геодинамической обстановки формирования сдвигов. Например, зоны сдвигов, восстановленных СГ методом в обстановках транстенсии, часто разрабатывались реками с высоким меандрированием русел (Иркинеево-Чадобецкий прогиб), а сдвиги, формирующиеся в обстановке транспрессии, картировались по исключительно прямолинейным участкам речных долин и прямолинейными уступами в рельефе (Пай-Хой и др. районы). На севере Западно-Сибирской плиты была установлена перестройка новейшего структурного плана под влиянием неотектонических напряжений: субмеридиональные структуры мезозойского этапа приобрели относительно изометричные очертания на неотектоническом этапе под воздействием субширотного растяжения. На Сахалине новейшие разломы, выделенные на схеме неотектоники, послужили границами областей с разными геодинамическими типами напряженного состояния на геодинамической схеме острова [Сим и др., 2017].

На остальных территориях реконструкция неотектонических напряжений СГ методом произведена в масштабе 1:1 000 000, за исключением Вилуйской синеклизы, Центрального и Северного Сахалина, в пределах которых использовались топографические карты масштаба 1:500 000 и космические снимки. Трапециями выделены области, в которых тектонические напряжения восстановлены комплексом полевых методов: кинематическим [Гущенко, 1979], статистическим [Николаев, 1977] методами и методом выделения сколовых сопряженных трещин [Гзовский, 1954, 1975]. В этих областях активно использовалась методика выделения поясного распределения трещин в зонах разломов [Данилович, 1961].



**Рис. 1.** Схема неотектонических напряжений Северной Евразии.

1-13 – Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий по: [Милановский Е.Е., 2007г с упрощениями]. 1-2 – древние структуры: 1 -платформы; 2 – щиты и выступы фундамента; 3 – метаплатформенные области; 4-10 – складчатые пояса: 4 – байкальский, 5 – салаирский, 6 – каледонский, 7 – герцинский, 8 – киммерийский, 9 – альпийский, 10 – кайнозойский; 11- 13 – области развития крупных прогибов: 11 – каледонский, 12 – герцинский, 13 – киммерийский. 14 - Область развития Арктического спрединга. 15-18 – Неотектонические напряжения, восстановленные структурно-геоморфологическим (СГ) методом Сим Л.А.: 15 – ориентировки осей максимального сжатия в горизонтальной плоскости, 16 – новейшие сдвиги, 17-18 – геодинамические обстановки: 17 – транспрессии, 18 - транстенсии. 19 – Области с результатами реконструкции тектонических напряжений полевыми методами. 20 – Участки с результатами детального изучения неотектонических напряжений СГ методом. 21 – Граница между областями с разными типами ориентировок осей главных нормальных напряжений. 22 – Траектории осей сжатия регионального уровня. Остальное – в тексте

В результате изучения неотектонических напряжений Северной Евразии удалось установить влияние глобальных тектонических процессов на распределение неотектонических напряжений. Так, в Европе была определена сложная граница между западным и восточным типами новейшего напряженного состояния, которые обусловлены влиянием спрединга в Северной Атлантике (западный) и в Арктическом бассейне (восточный) типы [Сим, 2000; Sim L. et al, 1999<sub>2</sub>]. Сдвиговое поле напряжений западного типа характеризуется ЗСЗ и субширотными, а восточный – субмеридиональными ориентировками осей сжатия в горизонтальной плоскости. По определению в западном типе оси растяжения субмеридионального и ССВ простирания, а в восточном – субширотные; они не показаны для разгрузки схемы. Граница между разными типами напряженного состояния в Европе проходит достаточно неожиданно не по линии ТТ – границе плит с разновозрастным фундаментом, а по западному склону палеозойской Белорусской антеклизы. В целом эта граница со сложной морфологией имеет ССВ простирание. В северной половине этой границы выделена специфическая область неустойчивых ориентировок неотектонических напряжений, захватывающая структуры вблизи побережья Балтийского моря. Она характеризуется уверенно восстанавливаемыми ориентировками осей главных нормальных напряжений, допускающих то правый, то левый сдвиги по одним и тем же разломам [Сим, 2000, Sim L., 1999<sub>1</sub>]. Объяснением этому феномену предположительно может служить попеременное развитие широтного Финского и меридионального Ботнического заливов, обуславливающих то меридиональное, то широтное сжатие. Подтверждением этой версии служат механизмы Осмуссаарского и Калининградских землетрясений – очаг первого характеризуется широтным, а вторых – меридиональным сжатием.

На ВЕП выделена еще одна граница между южной частью Русской плиты и с меридиональной ориентацией оси сжатия в горизонтальной плоскости и расположенной южнее ее области, захватывающей южный склон Воронежской антеклизы и Украинский щит. Эта граница с ломаной конфигурацией в целом субширотна. Оказалось, что обе выделенные границы между новейшим напряженным состоянием ВЕП служат границами распространения на Русскую плиту сейсмичности (рис. 2), что подчеркивает связь между неотектоникой, неотектоническими и современными напряжениями.



**Рис. 2.** Влияние границ с разным типом напряженного состояния на распространение сейсмичности на Восточно-Европейской платформе

Реконструкция неотектонических напряжений на севере Русской, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит, а также на Пай-Хое и Полярном Урале позволила установить во всех перечисленных регионах доминирование регионального сдвигового поля неотектонических напряжений с субмеридиональной ориентацией оси сжатия. Такое поле напряжений обусловлено влиянием процессов рифтогенеза в Арктике [Сим, 2000]. При продвижении на восток предпринята попытка определить влияние спрединга в Арктическом бассейне на напряженное состояние северо-востока Сибирской платформы. Выяснилось, что на запад и на восток от устья р. Лены (место вхождения зоны Арктического рифта на континент) неотектонические напряжения не зависят от процессов рифтогенеза в Арктике [Гордеев, Сим, 2019]. Вероятнее всего это связано с близостью полюса вращения Северо-Американской и Евразийской плит именно к СВ окончанию Сибирской платформы, который по данным [Hindle D. and Maskey K., 2011] находится вблизи исследованного Оленекского массива.

Еще одной проблемой глобальных тектонических процессов, решенной с помощью реконструкции неотектонических напряжений, является вопрос о проведении границы между Амурской и Охотской микроплитами, выделенными в зоне конвергенции крупнейших литосферных плит: Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской, к которой приурочена широкая полоса самостоятельно вращающихся микроплит. Границу между указанными микроплитами многие авторы проводят по Центрально-Сахалинскому разлому. Неотектонические напряжения, восстановленные по комплексу полевых методов на Южном и юге Центрального Сахалина, а также СГ методом на Центральном и Северном Сахалине убедительно показали, что граница между Амурской и Охотской микроплитами проходит по Западно-Сахалинскому разлому, проходящему по Татарскому проливу [Сим и др., 2017]. Далее на север она представляет собой дугу, которая заходит на Северный Сахалин; наиболее предпочтителен вариант проведения этой границы, которая была предложена в работе [Савостин и др., 1982]

О применении результатов более детальных тектонофизических исследований на территории Северной Евразии для решения практических задач. Автором впервые было предложено учитывать для оценки проницаемости для углеводородов секторов сжатия и растяжения на местах пересечения разнонаправленных сдвигов – установлено, что в секторах растяжения и вблизи разломов, формирующихся в новейший этап в условиях трансенсии дебиты нефти и газа существенно выше, чем в секторах транспрессии [Сим и др., 2002; Сим и др., (Постников) 2016]; то же самое наблюдается и с дебитами газа в Иркинеево-Чадобецком прогибе [Сим и др., 2016]. Исследование мест постоянных аварий на железнодорожных путях на отрезке Москва – Смоленск показало, что эти неблагоприятные участки приурочены также к участкам локального растяжения на местах пересечения разнонаправленных сдвигов. К таким же секторам приурочены постоянные карстовые просадки в г. Дзержинск, приводящие к разрушению домов, транспортных магистралей и т.д. [Сим и др., 2008а]; вопросы безопасности горнопроходческих работ решались с помощью реконструкции неотектонических напряжений в Приаргунье [Петров и др., 2009]. Изучение тектонических напряжений в хрусталеносной Приполярно-Уральской провинции позволило определить новый вид напряженного состояния, названный вариацией вида напряженного состояния (ВВНС) и сформулировать тектонофизический критерий хрусталеносности [Сим, 2009]. Таким образом, разномасштабное изучение неотектонических напряжений на территории Северной Евразии способствовало решению поставленных М.В. Гзовским задач:

1) определить механизм генерации тектонических напряжений на значительной территории Северной Евразии, которые испытывают влияние глобальных тектонических процессов перемещения тектонических плит; этот вывод совпадает с выводом о том, что разнообразные новейшие структуры возникли в результате сложного взаимодействия процессов в рамках глобальной и локальной неотектонических открытых систем [Трифонов, 1999];

2) подтвердить предложенные им закономерности развития оперяющих/вторичных нарушений в зонах сдвигов, которые позволили разработать структурно-геоморфологический метод реконструкции сдвиговых напряжений. Определение сдвиговых напряжений дало возможность решить целый ряд практических задач, связанных с прогнозом устойчивости гражданских сооружений на Русской плите и установлением причин разных дебитов скважин, добывающих углеводороды. Также реконструкция тектонических напряжений способствовала установлению нового вида напряженного состояния (ВВНС), на местах возникновения которых формируются месторождения горного хрусталя и, вероятно, других гидротермальных месторождений. К местам с ВВНС по данным В.А. Корчемагина приурочены выбросы газа в Донецком угольном бассейне и гидротермальных вод во Вьетнаме [Сим и др., 2008а].

**Благодарности.** Автор искренне благодарит коллег и соавторов совместных публикаций, которые позволили представить настоящую работу: Л.М. Богомолова, Г.В. Брянцеву, Н.А. Гордеева, Д.А. Жирова, П.А. Каменева, А.В. Маринина, Ю.Л. Ребецкого, Н.А. Сычеву, В.А. Сычева, К.В. Чекмарева, Ф.Л. Яковлева, без участия которых невозможно было бы проделать представленную работу.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд. СО РАН. 2005. С. 296.
2. *Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, серия геофиз. 1954. № 5. С. 390–410.
3. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.
4. Гордеев Н.А., Сим Л.А. Новейшая геодинамика Северо-Востока Сибирской платформы и взаимосвязь с полезными ископаемыми // Тез. Докл. XIV Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле 2-5 апреля, 2019. М.: МГРИ-РГГРУ. Т. 1. С. 27–29.
5. *Грачев А.Ф.* Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.
6. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.
7. *Данилович В.Н.* Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: ИПИ. 1967. 47 с.
8. *Леви К. Г., Мирошниченко А.И., Козырева Е.А. и др.* Погодно-климатические изменения в Байкало-Монгольском регионе: анализ и прогноз до 2050 г. // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. 2016. № 5. С. 28–37.
9. *Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР: (Вопросы региональной и теорет. неотектоники). Москва: Госгеолотехиздат. 1962. 392 с.
10. *Николаев П.Н.* Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра. 1992. 263 с.
11. *Обручев В.А.* Основные черты кинетики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5.
12. *Петров В.А., Сим Л.А., Насимов Р.А.* Новейшее напряженное состояние и разломная тектоника южного Приаргуны в связи с решением вопросов безопасности горнопроходческих работ // Геологические опасности. Мат-лы XV Всероссийской конференции с международным участием. Архангельск, Ин-т экологических проблем Севера АН УрО РАН. 2009. С. 356–358.
13. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС. 2017.
14. *Савостин Л.А., Вержбицкая А.И., Баранов Б.В.* Современная тектоника плит Охотоморского региона // ДАН СССР. 1982. Т. 266, (4). С. 961–965.
15. *Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.
16. *Сим Л.А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы. // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 326–350.
17. *Сим Л.А., Фурсов А.Я., Постников Е.А., Постников А.В.* Влияние неотектонических напряжений на распределение нефтегазоносности платформенных областей. // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 244–247.
18. *Сим Л.А.* Разноранговые тектонические напряжения Северного-Полярного Урала // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы, вып.4. Сб. М-лов четвертого междунар. Симп 15-20 июня 2008. Бишкек, научная станция РАН. 2009. С. 401–405.
19. *Сим Л.А., Корчемагин В.А., Беседа А.П.* Тектонофизическое изучение разломной тектоники в связи с решением практических задач // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ. 2008а. С. 349–357.
20. *Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекмарев К.Г.* О перестройке структурного плана севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала в новейший этап // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ. 2008б. С. 301–318.

21. *Сим Л.А., Брянцева Г.В.* Новейшие структуры и напряженное состояние северных частей Урала и Пай-Хоя // Бюлл. МОИП, отдел геол. Т. 86, (5), 2011. С. 12–20.
22. *Сим Л.А., Постников А.В., Постникова О.В., Пошибаев В.В.* Влияние новейшей геодинамики на газоносность Иркинеево-Чадобецкого рифтогенного прогиба // экспозиция нефть газ. № 6 (52). октябрь 2016. С. 8–12.
23. *Сим Л.А., Богомолов Л.М., Брянцева Г.В., Саввичев П.А.* Неотектоника и тектонические напряжения острова Сахалин // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т.8, (1). С. 181–202. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0237.
24. *Сим Л.А., Маринин А.В., Брянцева Г.В., Гордеев Н.А.* Результаты изучения тектонических напряжений в регионах Северной Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, (3). С. 771–800. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0371>
25. *Сим Л.А., Селиванов Д.А., Брянцева Г.В.* Новейшая геодинамика Центральной Чукотки // Сб. Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы. М-лы Всерос. симп., посвящ. 90-летию академика Н.А.Логачева. Иркутск. 2019. С. 192–195.
26. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий // Ред. Е.Е. Милановский. МГУ. 2006.
27. *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир. 1999. 252 с.
28. *Шульц С.С.* Отчет о работах Джаркентской геологической партии летом 1930 г. (в Джунгарском Алатау) // Изв. Всесоюз. Геол.- разв. объединения. 1932. Т. LI. (3). С. 69–80.
29. *Hindle D. and Mackey K.* Earthquake recurrence and magnitude and seismic deformation of the northwestern Okhotsk plate, northeast Russia // Journ. of Geophysical Research. V. 116, (B02301). doi:10.1029/2010JB007409, 2011
30. *Sim L., Sergeev A.A.* Eine strukturell-geomorphologische Methode zur Analyse aktiver Bruche mit dem Ziel der bestimmung neotectonischer Spannungen in Tafelgebieten // Ztschr. Geol. Wiss. 1996. № 20. P. 369–375
31. *Sim L.* Neotectonic stress field of platform structures in the Baltic region // Technica Technica Poszukiwan Geol. Geosynoptica I Geotermia. Warszawa. 1999. № 1. P. 96–101.
32. *Sim L.A., Korcemagin V., Frischbutter A., Bankwitz P.* The neotectonic stress field pattern of the East European Platform. Z. geol. Wiss. V. 27, (3/4). P. 161–181.



## ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ, СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ

Р.А. Умурзаков<sup>1</sup>, М.К. Турапов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ташкентский государственный технический университет им.Ислама Каримова, umrah@mail.ru

<sup>2</sup> ГП «Институт минеральных ресурсов» Госкомгеологии Республики Узбекистан

Всероссийское совещание по проблемам тектонофизики, организуемое в Москве, давно уже приобрело статус международного. Обсуждаемые проблемы на этом форуме имеют и теоретические, и региональные аспекты, требуют охвата различных по геологическому строению и развитию регионов земного шара. Такому охвату способствует богатый научный потенциал коллектива Института Физики Земли и, в частности, лаборатории Тектонофизики – являющейся признанным лидером в области тектонофизических исследований.

Начало истории тектонофизических исследований в Узбекистане можно связывать с именами А.В. Королева, П.А. Шехтмана, Ш.Д. Фатхуллаева, которые приложили немало усилий для создания лаборатории моделирования структур рудных полей и месторождений [САИГИМС, 1952-1960 гг]. Лаборатория создавалась для решения прикладных задач по прогнозированию размещения рудных полей и месторождений в Средней Азии. Изучение напряженного состояния структурных моделей участков земной коры и определение взаимоотношений интенсивности напряженного состояния с гидротермальным рудным процессом стало главным научным направлением лаборатории. Основные полученные результаты опубликованы в работах [Фатхуллаев, Королев, 1976; Фатхуллаев, 1985]. Эти исследования физических закономерностей тектонических процессов при экспериментальном моделировании условий рудообразующих процессов были выполнены под непосредственным влиянием работ В.В. Белоусова и М.В. Гзовского.

Немногим позже стали развиваться и другие направления: инструментальные измерения давлений в массивах горных пород (ТАШГИИТИ.ГИДРОИНГЕО, МИНГЕО УзССР и др.); исследования механизмов очагов землетрясений, физических процессов разрушения в очагах землетрясений, изучение физических свойств горных пород сейсмоактивных областей (ИГиГ, ИС АН РУз). Благодаря работам академика В.Р. Рахимова (ТашПИ, ныне ТашГТУ) получили развитие теоретические и прикладные основы геомеханики. Начало нового этапа развития тектонофизических исследований относится ко времени середины и конца восьмидесятых годов, когда при непосредственном руководстве академика Г.А. Мавлянова (ИС АН РУз) были начаты исследования по изучению полей тектонических напряжений для сейсмотектонического обеспечения сейсмического районирования. Появились группы по изучению полей напряжений по комплексу сейсмологических, структурно-геологических и инструментальных данных (ИС АН УзССР – В.И. Уломов, Е.М. Безродный, Р.А. Умурзаков, Н. Каримов, К. Инояттов и др.). В это время развивались самостоятельные направления: исследования механизмов разрушения горных пород под высоким давлением (М.Х. Бакиев, А. Ибрагимов и др.), измерения давления в массивах горных пород (Е.М. Безродный, М. Инояттов и др.), полевые тектонофизические исследования деформаций горных пород и реконструкции полей напряжений по геолого-структурным данным (Р.Н. Ибрагимов, Ю.М. Садыков, А.К. Ходжаев, Р.А. Умурзаков, Т.К. Зохилов и др.). Высокая сейсмическая активность Тянь-Шаня, проблемные вопросы особенностей сочленения орогена с Туранской платформой, обнажённость разновозрастных геологических формаций на большом пространстве стало основанием для выбора этой территории в качестве полигона для тектонофизических исследований. В разное время научно-экспедиционные работы выполнялись сотрудниками Института Сейсмологии АН РУз совместно с полевыми отрядами МГУ имени М.В. Ломоносова (руководитель П.Н. Николаев-апробация метода реконструкции полей напряжений на основе статистического анализа трещин; руководитель Л.А. Сим – реконструкция полей напряжений на основе кинематического метода), института Геофизики им Субботина (Киев) (руководитель О.Б. Гинтов – применение метода структурных парагенезисов при изучении напряжённопдеформированного состояния массивов горных пород). Плодотворное сотрудничество сопровождалось подготовкой кадров - появились ученики и последователи этих известных учёных, под руководством которых подготовлены и защищены диссертационные работы (Р.А. Умурзаков и др). Следует отметить, что основной акцент тектонофизических исследований был сделан на развитие прикладных аспектов, как это было сформулировано в работе [Гинтов, 2005] – «полевой тектонофизике». Вместе с тем, в Узбекистане получило дальнейшее развитие фундаментальное понятие «тектоническая система» (ТДС), введённое П.Н. Николаевым [1984, 1992] в геотектонику и тектонофизику. Была обоснована необходимость введения временных параметров

(продолжительность «жизни») ТДС и изучения их конкретной геохронологической привязки в мезозойско-кайнозойской истории [Р.А. Умурзаков, 1996, 2008, 2012]. Более подробное изложение этих разработок приводится в опубликованной литературе [Умурзаков, 2008, 2010].

В настоящее время в различных научно-исследовательских и образовательных учреждениях Республики Узбекистан выполняются исследования, которые по видам решаемых задач и применяемым методам относятся к тектонофизическим. Это: экспериментальное моделирование структур рудных полей (ГП «Институт минеральных ресурсов» Госкомгеологии РУз - д.г.-м.н. М.К. Турапов); исследования физических свойств горных пород сейсмоактивных районов (Институт сейсмологии АН РУз - д.г.-м.н. В.А. Исмаилов); изучение механизма и физических процессов в очагах землетрясений (Институт сейсмологии АН РУз - к.ф.-м.н. А. Ибрагимов); реконструкции полей напряжений сейсмоактивных регионов по данным о механизмах очагов землетрясений (Институт сейсмологии АН РУз – Р.С. Ибрагимов и др., совместно с Ю.Л. Ребецким (ИФЗ РАН)); инструментальные измерения деформаций в массивах горных пород в связи инженерно-геологическими и техногенными процессами, а также в связи с поиском и разведкой термоминеральных и других типов подземных вод (ГП «Институт гидрогеологии и инженерной геологии» - Г.А. Бимурзаев, Р. Турсунметов и др.); изучение геодинамики, деформаций и устойчивости массивов горных пород на основе маркшейдерско-геодезических наблюдений (Ташкентский государственный технический университет – к.т.н. С.С. Сайидкасымов, доктор философии А. Казаков и др.); изучение полей напряжений, механизмов формирования тектонических элементов, кинематики и динамики массивов горных пород по структурно-геологическим данным (Ташкентский государственный технический университет – д.г.-м.н. Р.А. Умурзаков) и др. Как видно, эти исследования проводятся в различных организациях, и хотя имеют конкретную прикладную значимость, наблюдаются некоторые отставания в теоретической обеспеченности и разработок новой методологической базы исследований. Этот недостаток в значительной мере восполняется благодаря сотрудничеству с зарубежными, в особенности, российскими учёными - благодаря обмену опытом, совместным исследованиям, участиям в конференциях. Важную роль в этом играет действующий при ИФЗ РАН тектонофизический семинар (организатор лаборатория Тектонофизики, руководитель д.ф.-м.н. Ю.Л. Ребецкий), научные контакты с Отделением Разведочной геофизики и прикладной геодинамики (зав.отделением – д.ф.-м.н., Ю.О. Кузьмин), лабораторией Палеосейсмологии и палеогеодинамики (зав.лабораторией д.г.-м.н. А.М. Корженков), а также участие в тектонофизических конференциях при Институте земной коры СО РАН (активными организаторами которых были С.И. Шерман, К.Ж. Семинский и др.).

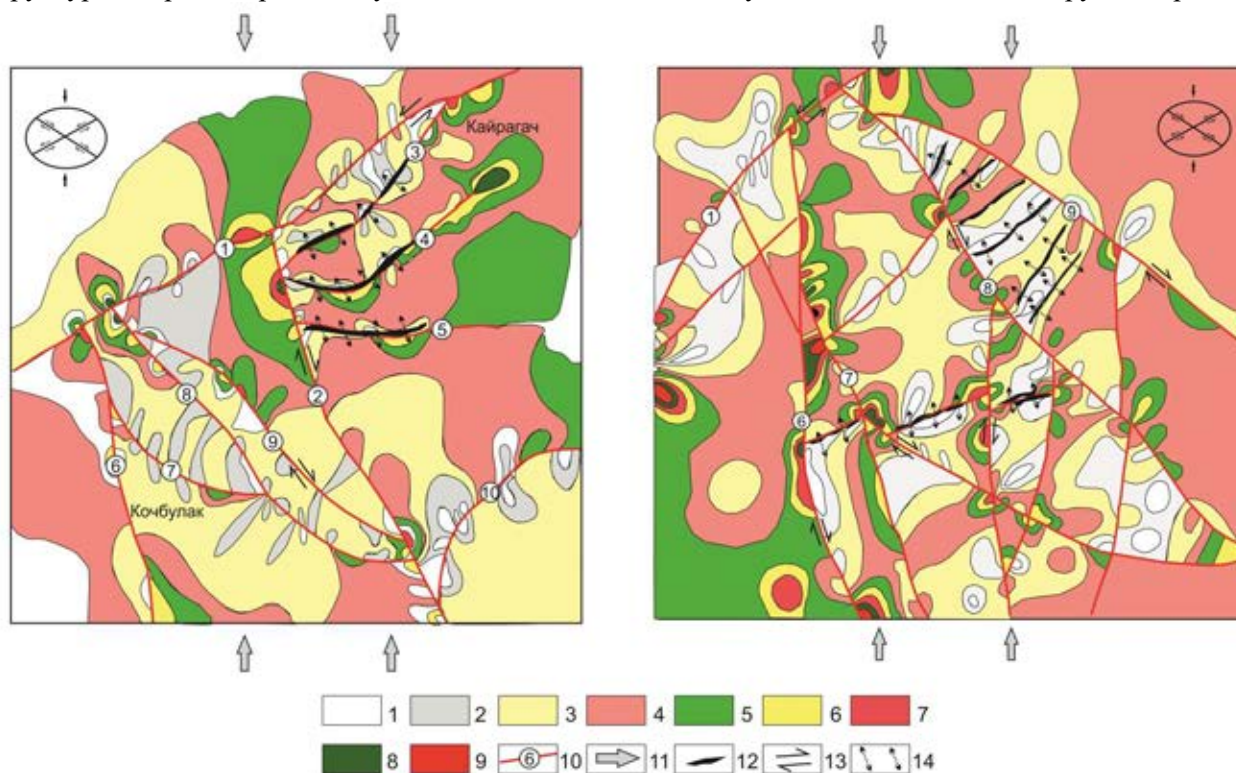
Анализ деятельности коллективов научных подразделений Республики в последние два десятилетия позволяет отметить, что тектонофизические методы в том или ином виде используются отдельными геологами или геофизиками при решении поставленных задач. Это действительно свидетельствует о том, что «тектонофизика в прикладном отношении созрела» [Гинтов, 2005] уже давно и в достаточной мере. Однако, качество использования зависит от уровня знаний и подготовленности пользователя, который должен самостоятельно изучать «основы тектонофизики» ввиду отсутствия таковой в учебных программах. В этом отношении, важным и значимым событием в Узбекистане явилось включение (впервые с 2020-21 учебного года) предмета «Основы тектонофизики» в учебную программу подготовки магистрантов по специальностям 5А311710 - «Гидрогеофизика и инженерная геофизика» и 5А311709 – «Геофизические исследования скважин». Они должны быть включены и в учебные программы бакалавриата геологических направлений образования и других специальностей магистратуры.

### **Некоторые результаты и перспективы экспериментального моделирования структур рудных полей**

Обзор отдельных аспектов развития тектонофизических исследований был приведён нами в более ранних работах [Бакиев и др, 2002]. Были отмечены основные достижения узбекских коллег, среди которых особо выделяются материалы по экспериментальному моделированию структур рудных полей. Сотрудниками лаборатории Тектонофизики (руководитель д.ф.-м.н. М.К.Турапов) Института минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз были выполнены эксперименты по созданию тектонофизических моделей механизма формирования рудных объектов. Воссозданы модели практически всех известных золоторудных месторождений этого региона - Кызылалма, Каульды, Чадак, Кочбулак, Кайрагач и др. Справедливости ради следует отметить, что основа и принципиальные моменты тектонофизического моделирования были заложены уже В.А. Королевым и Ш.Д. Фатхуллаевым [Фатхуллаев, Королёв, 1976]. Которые получили данные составившие базу для будущих исследований. В последующем Ш.Д. Фатхуллаевым [1985] были разработаны принципы

тектонофизического изучения структур рудных полей применительно к Средней Азии. Было установлено, что по ведущему фактору размещения гидротермального оруденения структуры рудных полей и месторождений можно подразделить на шесть групп: связанных с влиянием складчатых форм; разрывных нарушений; вулканоструктур; контактовых поверхностей интрузива; тектонических свойств интрузивных пород; различных сочетаний отмеченных факторов. Эти разновидности факториальных влияний были учтены при моделировании структур рудных полей.

Последующие исследования в этом направлении продолжены М.К. Тураповым и его учениками (Н. Дулабова, Б. Жонибекови др.), было осуществлено изучение тектонофизических условий формирования золоторудных месторождений Восточного Узбекистана, Центральных Кызылкумов [Турапов и др. 2013; Жанибеков и др., 2014; Janibekov, 2015]. На (рис. 1) приводится пример интерференционной картины зафиксированной при поляризационно-оптическом моделировании рудных площадей Кочбулак (правая фигура) и Кайрагач (левая фигура). Основную рудоконтролирующую роль в этом районе играет Нишбаш-Пангазская зона глубинной структуры разрывного типа. Она рассматривается в качестве рудоподводящей и рудоконтролирующей структуры второго порядка, обусловившей металлогеническую специализацию этого рудного района.



**Рис. 1.** Схема распределения зон максимальных касательных напряжений в экспериментальной модели площади Кайрагач (левая фигура) и Кочбулак (правая фигура)

*Условные обозначения:* Зоны проявления напряжений: 1- нейтральные ( $\tau_{\max} = 0 \div 5.0 \text{ г/см}^2$ ); 2 – весьма слабые (до 5.5); 3- слабые (до 10); 4 - весьма умеренные до 14.8); 5-умеренные (до 20); 6- умеренно-сильные (до 24.5); 7 – сильные (до 31.0); 8 – очень сильные (до 35.0); 9 – максимальные (до 38 и выше). Другие: 10 – направления внешне приложенных усилий; 11-разломы и их номера; 12 – рудные тела; 13 – смещения по разломам; 14 – зоны локальных растяжений

Как видно, на схеме Кочбулак-Кайрагачская площадь подразделяется на ряд блоков, границами которых служат Ангренский, Караташский, Нишбаш-Пангазский), Центрально-Писталинский разломы. Отмеченные блоки отличаются друг от друга характером распределения тектонических напряжений. Наблюдается пестрая мозаичная картина. Для блока, расположенного к северу от Ангренского разлома на площади Кайрагач (рис. 1, левая фигура), характерна слабая контрастность распределения величин тектонических напряжений. Значения их варьируют от нейтральных ( $\tau_{\max} = 0$ ) до очень сильных ( $\tau_{\max} = 18 \text{ г/см}^2$ ). Так, единственная нейтральная зона, сформировавшаяся в западной части блока и связанная с Ангренским надвигом, занимает менее 1 % площади. Более чем на 60 % площади развиты умеренные напряжения. Поля умеренных напряжений оконтуривают зоны с более высокими значениями напряжений или протягиваются в виде полос в субмеридиональном направлении. Важно отметить, что рудные тела приурочены к зонам с нейтральными, весьма слабыми и слабыми значениями касательных напряжений. При детальном рассмотрении это участки разломов, которые, как результат проявления локальных растяжений, характеризуются раскрытием.

Это создает условия для внедрения гидротермальных растворов и процесса рудообразования. На правой фигуре рисунка 1 приводится результат моделирования по площади Кочбулак. Здесь также видно, что рудные тела приурочены к зонам с нулевыми и малыми значениями максимальных касательных напряжений. Это участки разломов или контактовые зоны, где имеются условия локального растяжения на фоне регионального сжатия. Подобные результаты были получены практически для всех известных месторождений.

В целом, наиболее важные и научно значимые результаты, полученные при экспериментальном изучении тектонофизических условий структур рудных полей можно свести к следующему:

1. Установлено, что тектонофизическая обстановка является важным фактором, определяющим возможность проявления гидротермального оруденения и характера процесса эндогенной минерализации [Фатхуллаев, Королёв, 1973, 1976]. Выделены четыре основных тектодинамических обстановок, определивших характер процессов эндогенной минерализации при структурных преобразованиях объемов земной коры: 1) региональное горизонтальное растяжение; 2) локальное горизонтальное сжатие в условиях регионального растяжения; 3) региональное горизонтальное сжатие; 4) локальное растяжение в обстановке регионального сжатия.

2. Формированию большинства рудных объектов и месторождений региона характерна обстановка локального растяжения на фоне регионального сжатия. Положение и форма локального объёма растяжения различно в зависимости от сочетания структурных элементов.

3. Предложена соответствующая методическая последовательность выполнения тектонофизического анализа рудных объектов [Фатхуллаев, 1985; Турапов и др 2013].

4. Определяющим показателем размещения рудных объектов, соответствующих масштабов, является пространственное распределение зон локальных растяжений, наличие разгруженных участков разломов; структурные типы рудных полей, разнообразие их вещественного, в т.ч. и минерального состава находятся в тесном соотношении с геолого-структурными, тектоническими и тектонофизическими условиями их формирования, что обуславливает жесткие требования к исследованиям и осуществляемым построениям.

5. Достоверность прогнозных построений определяется степенью использования структурно-тектонической и тектонофизической основ и учета факторов, контролирующей размещение гидротермального оруденения.

Эти положения должны быть руководством для исследователей занимающихся поиском тектонофизических критериев размещения рудных объектов. На современном этапе исследования в этом направлении характеризуются внедрением компьютерных технологий. Соответственно, меняются и методы моделирования, требующие разработки сложных компьютерных программ. Вместе с тем, физическое моделирование сохраняет свою значимость и требует совершенствования технической оснащённости.

### **Изучение палеотектонических напряжений и этапов перестроек тектонодинамических систем в мезозойско-кайнозойской истории региона**

Основным показателем качественного (целостного) проявления определённого ранга тектодинамической системы (ТДС) является изменение поля напряжений. Это заявление впервые было озвучено П.Н. Николаевым в 1982 г в Таллинена научной конференции, посвящённой проблемам новейшей геодинамики. Основанием для этого послужили выявленные закономерности в распределении разрывных нарушений в зависимости от их длины, а также зависимость взаимного расположения очагов землетрясений от их энергетического класса. В 1989 году Д.Н. Осокиной было установлено, что линейные размеры однородного локального поля напряжений находятся в зависимости от линейного размера неоднородности примерно  $3L-4L$  [Осокина, 1989]. На основе этой зависимости для территории Узбекистана и прилегающих районов были определены масштабные параметры новейших тектодинамических систем: условно первый ранг – 300-800 км; второй ранг - 150-240 км; третий ранг - 60-100 км. Линейный размер глубины охвата может составлять, соответственно, 22 и более км, от 10 до 20-22 км, до 10 км [Умурзаков, 2007б]. Для территории западной части Тянь-Шаня была выполнена реконструкция полей тектонических напряжений трёх рангов [Умурзаков, 2007а], выявлены связанные с ними особенности деформаций и тектонических движений трёх ранговых составляющих. Они были положены в основу нового рангового подхода к сейсмическому районированию с составлением сеймогенных зон трёх рангов тектодинамических систем [Умурзаков, 2007б]. По существу такой подход является генетическим и была получена высокая информативность используемых критериев, которая возросла в 40-50 раз [Умурзаков, 2007а].

Тектодинамический подход требовал изучения поведения тектодинамических систем во времени, оценки их продолжительности. Получение этой информации позволило бы по-новому

определить историю геологического развития региона. Для решения такой задачи была разработана методика и выполнена оценка длительности ТДС во времени [Умурзаков, 2013] - в мезозойско-кайнозойской истории региона выделены иерархически соподчиненные тектодинамические системы трех рангов: три ритма первого ранга (90-110 млн. лет); десять ритмов второго ранга (20-22 млн. лет); 19 ритмов третьего ранга (8-10 млн. лет). Они имеют конкретную геохронологическую последовательность. Для первого ранга ТДС активные и пассивные фазы, соответственно, приурочены к интервалам геологического времени:

$$J_1 - J_2; J_3 \text{ cl} - \text{ox}; J_3 \text{ t} - K_1 \text{ nc}; K_1 \text{ apt} - P_{1-2}; \\ P_{1-2} - Q \text{ (незавершённый)}.$$

Основным преимуществом такого ранжированного тектодинамического анализа является то, что изучаются одноранговые элементы выделенных ТДС – поле напряжений, особенности проявления тектонических деформаций и движений, взаимодействие между соседними системами и соседними ранговыми составляющими. Все данные могут быть объединены в качестве тектодинамической модели тектоносферы и использованы при решении различных задач. Такое изучение палеотектодинамических систем геологической истории регионов было представлено в качестве нового научного направления в геотектонике и геодинамике, названное как *историко-тектодинамический анализ* [Умурзаков, 2008, 2013]. Для реконструкции палеотектонических напряжений отмеченных временных интервалов была разработана комплексная методика, основанная на поэтапном выделении плотности трещин соответствующих геологических интервалов с последовательным отсеком трещин более молодых генераций [Умурзаков, 2008].

Для региона западной части Тянь-Шаня и прилегающих районов Туранской плиты были получены данные о тектонических полях напряжений различных временных интервалов, отмеченных выше [Umurzakov, 2012; Умурзаков, 2016 б]. При этом установлено, что подобные современным тектонодинамические условия (взбросового и взбросо-сдвигового характера) имели место в раннемезозойское время (триас-ранняя-средняя юра) и в поздней юре-раннем мелу. В промежутках между ними происходила смена поля напряжений на сбросовое с субгоризонтальной субмеридиональной ориентировкой оси нормального напряжения растяжения, субвертикальным положением оси главного нормального напряжения сжатия, и наклонным положением оси промежуточного напряжения. Такая тектодинамическая обстановка проявилась в конце средней юры – келовейоксфорде поздней юры, и в период от середины поздней юры до середины раннего мела. Границы смены тектодинамических режимов (первой ранговой составляющей) приходятся к следующим временным рубежам: 1) поздний палеозой - ранний мезозой (пермо - триас); 2) средняя – поздняя юра; 3) киммеридж-титон поздней юры и валанжин раннего мела; 4) конец позднего мела (апт) - начало палеогена (палеоцена); 5) конец эоцена - начало олигоцена.

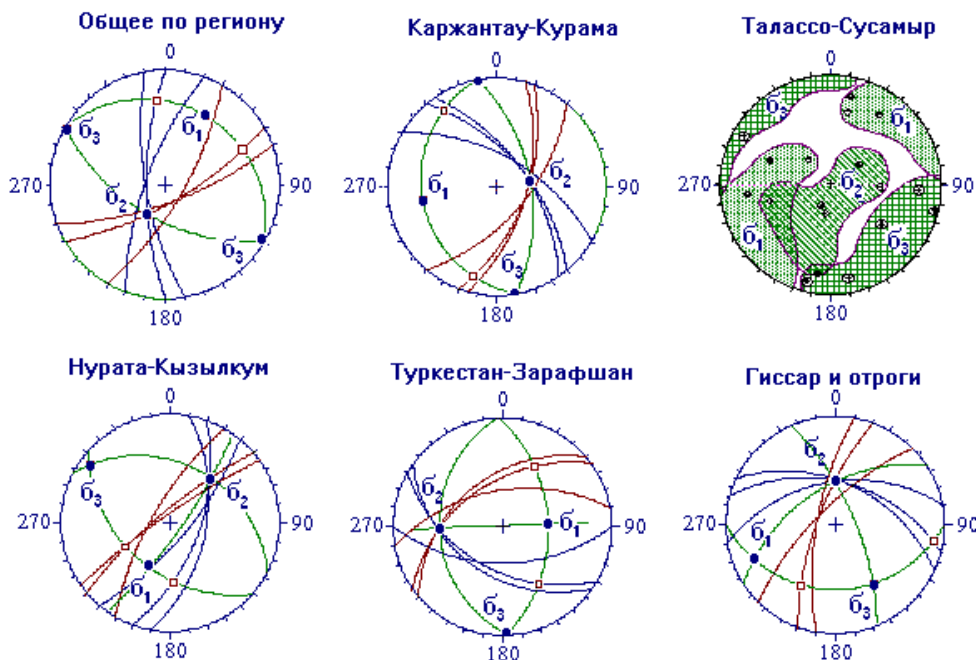
Таким образом, придерживаясь основной идеи П.Н. Николаева о том, что тип поля напряжений и ориентация главных осей напряжений определяет ранг и масштабные параметры ТДС, для ТДС разных рангов были разработаны ранжированные карты деформаций и тектонических движений за отмеченные интервалы геологического времени, проведён их анализ и, на их основе получены соответствующие результирующие карты и схемы: по оценке сейсмической опасности [Умурзаков, 2016а], по прогнозу перспективных на нефть и газ площадей и показана эффективность тектонофизического анализа.

### **Некоторые результаты реконструкции полей напряжений сейсмоактивных регионов и механизмов очагов землетрясений по геолого-структурным данным**

В большинстве работ по Тянь-Шаню отмечалось о субмеридиональном сжатии. Наши результаты показывают, что хотя общий тип мегарегионального поля напряжений низшего (первого) ранга практически совпадает с описаниями предыдущих авторов, ось напряжения сжатия приурочена к северо-западному и юго-восточному секторам (рис. 2). Это поле является взбросо-сдвиговым. Главнейшие дизъюнктивы, образующиеся в этом поле напряжений ориентируются в северо-восточном и субмеридиональном направлениях. При более детальном рассмотрении в отдельных областях соотношение осей имеет различный характер. Субмеридиональное сжатие наблюдается только в Каржантау-Кураминском и Туркестано-Зарафшанском регионах (рис. 2).

В пределах отдельных изученных регионов при неизменном типе и соотношении осей нормальных напряжений, отмечается небольшое отклонение ориентации оси сжатия в ту или иную сторону. Это отклонение при продвижении с востока на запад происходит в сторону от

субмеридионального, в восточной части территории, до северо-западного в западной и южной (рис. 2). В пределах Гиссарской горной области и его Юго-Западных отрогов, Нурата-Кызылкумской и Талассо-Сусамырской областей ориентация оси главного напряжения сжатия приурочена к северо-западному и юго-восточному секторам стереографической диаграммы. Положение двух других осей практически совпадает – они тяготеют к северо-восточному и юго-западному секторам, соответственно (рис. 2). Основное отличие напряженно-деформированного состояния отдельных горно-складчатых областей начинает проявляться на уровне второй ранговой составляющей.



**Рис. 2.** Диаграммы поля напряжений низшего (первого) ранга отдельных областей западной части Тянь-Шаня по геолого-структурным данным

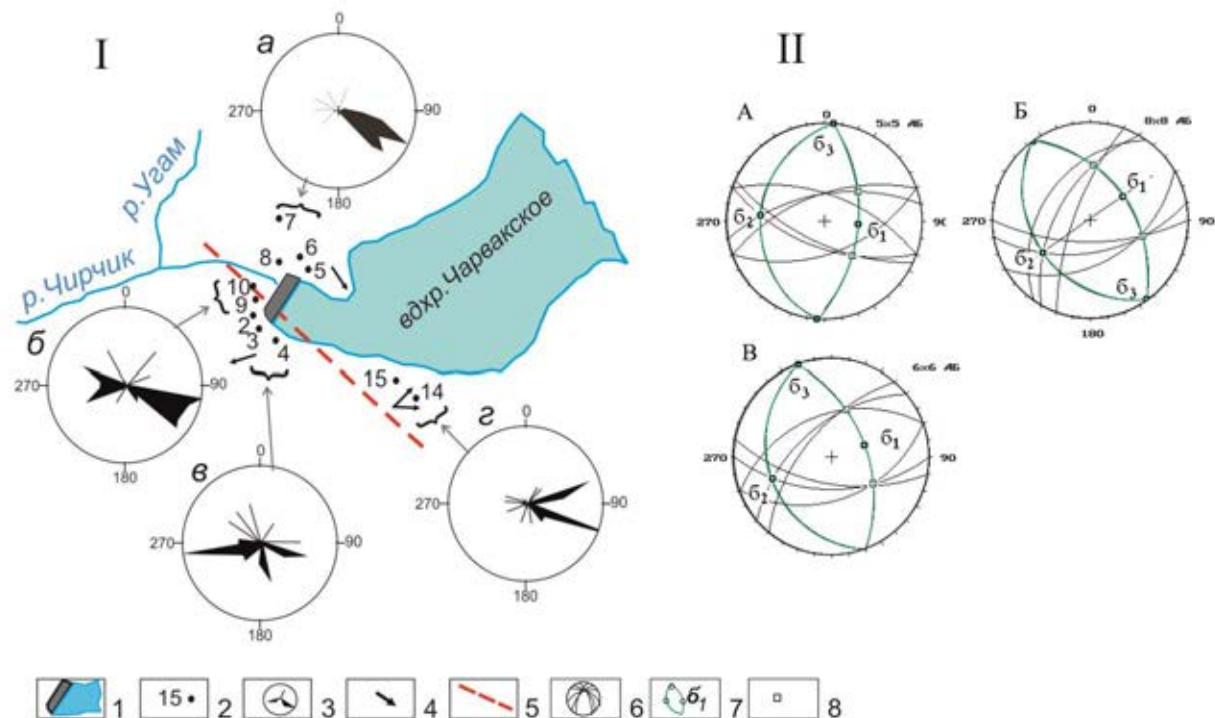
Условные обозначения: В светлых диаграммах жирными точками обозначены точки выходы осей главных напряжений на верхнюю полусферу:  $\sigma_1$ -растяжения,  $\sigma_2$ -промежуточного,  $\sigma_3$ -сжатия; дуги: синие и красные – следы сколовых поверхностей с разбросом по методике П.Н. Николаева, зелёные – плоскости главных напряжений; в диаграмме Талассо-Сусамыра обозначены области разброса осей главных напряжений, восстановленных по кинематическим данным)

Поле напряжений второго ранга в горных областях проявляется по-разному. В каждой области (кроме Нурата-Кызылкумской) отмечается два типа поля напряжений – взбросового (в районах поднятий) и сбросового (в районах опусканий). В Нурата-Кызылкумской области преобладает региональное близгоризонтальное растяжение (северо-восточного простирания), ось сжатия ориентирована близвертикально. Поля напряжений третьего ранга разнообразны, имеют местное, иногда локальное значение. Общее напряженное состояние и механизм деформационных процессов этих областей определяется взаимодействием иерархии полей напряжений различных рангов.

### **Изучение деформаций и напряжений в массивах горных пород оснований плотин и окрестностей горных выработок**

Комплекс структурно-геологических наблюдений с привлечением методов полевой тектонофизики был выполнен в пределах прибортовой части и основания плотины Чарвакского водохранилища. Отмечено резкое увеличение количества зеркал скольжения в прибортовой части и основания вблизи плотины. Для выявления особенностей смещений блоков горных пород была разработана методика кинематического анализа смещений тектонических блоков [Умурзаков, 2004, 2006], которая сводится к следующему. Исходными данными являются замеры зеркал скольжений в пункте наблюдения (техника измерений и форма записи те же, что и в методике О.И. Гущенко). При нанесении на стереографическую сетку полюсов поверхности зеркала скольжения в компьютерной программе предусмотрен расчёт азимута направления (для краткости будем называть «вектора») смещения и определение её «векторной» суммы (на рисунке представлены розы азимут простирания «векторов»). Полученные диаграммы для различных участков отражают общую направленность смещений соответствующих блоков горных пород, где выполнены измерения зеркал скольжения (рис. 3, Г). Видна картина разнонаправленных смещений северного и южного бортов

вблизи плотины. Участки с разным направлением подвижки разделены линией, которая в реальности соответствует разрывному нарушению. На рис. 3, II диаграммы полей напряжений соответствуют: А – полученная по данным трещиноватости (по методике статистического анализа трещин); Б – полученная по данным крупных зон дробления и разрывов, секущих обнажение в пунктах наблюдений вблизи плотины и В – по крупным зонам дробления и разрывам на отдалённых пунктах от плотины.



**Рис. 3.** Схема кинематики (I) и диаграммы полей напряжений бортов Чарвакского водохранилища  
*Условные обозначения:* 1–акватория водохранилища, 2–пункты наблюдений, 3–розы азимутов простираций «векторов» смещений по зеркалам скольжений в отдельных участках, 4–направления смещения блоков, 5–линия, разделяющая разнонаправленные смещения (разрывное нарушение); 6– стереографические проекции круговых диаграмм ориентировок осей напряжений( полученные: А-по сводным данным трещиноватости; по данным крупных зон дробления и разрывов, секущих обнажения; Б -пунктов вблизи плотины, В - пунктов вдали плотины); 7 – положения точек выхода на верхнюю полусферу осей главных нормальных напряжений сжатия ( $\sigma_1$ ), промежуточного ( $\sigma_2$ ) и растяжения ( $\sigma_3$ ); 8 – положение выходов на верхнюю полусферу осей максимальных касательных напряжений

Как видно, и по трещиноватости (рис. 3, IIА), и по зонам дробления и крупным трещинам, секущим обнажения (рис. 3, IIБ и В) поле напряжений характеризуется субгоризонтальной и субмеридиональной ориентировкой оси главного нормального напряжения сжатия присубвертикальной оси растяжения. Это поле напряжений совпадает с полем напряжений Чаткало-Кураминского региона с незначительными изменениями в ориентации оси растяжения и промежуточного. Реконструкция поля напряжений по геолого-структурным данным в сопоставлении с наблюдаемыми деформационными элементами массива горных пород и цементационной потерны плотины позволило получить структурно-динамическую картину исследуемого участка и явлений, связанных с эксплуатацией водохранилища. Было отмечено, что в основании плотины происходят деформационные процессы, характер признаков остаточных смещений которых свидетельствует о связи их с техногенными процессами заполнения и разгрузки водохранилища.

Таков краткий обзор основных результатов. Помимо отмеченных выше работ выполнены реконструкции и уточнены механизмов очагов сильных землетрясений по геолого-структурным данным для Суусамырского (18.08.1992), Ташкентского (26.04.1966), Таваксайского (7.12.1977), Папского (17.02.1984) землетрясений. Получены схемы напряжённо-деформированного состояний площадей и участков разработки месторождений полезных ископаемых. Следует отметить, что ограниченность объёма настоящей статьи не позволила охватить все виды и результаты исследований, в надежде, что при устном докладе удастся ознакомить с ними.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Бакиев М.Х., Каримов Н., Турапов М., Умурзаков Р.А.* Развитие тектонофизических исследований в Узбекистане / «Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского)». Москва: ОИФЗ РАН. 2002. С. 293–298.
2. *Жанибеков Б.О., Турапов М.К., Умматов Н.Ф.* Тектонофизические состояние и геодинамика золоторудных проявлений гор Ауминзатау. Горный вестник Узбекистана. Навои. 2014. (1). С. 81–83.
3. *Janibekov B.O., Turapov M.K., Dulabova N.Ju., Ummatov N.F., Shofaiziev H.H.* Tektonophysic conditions and geodynamic condition of formation of Daugyztau gold ore deposit (Central KyzylKum) // Moscow International School of Earth Sciences -2016. Москва. 2016. С. 68–69.
4. *Осокина Д.Н.* Моделирование тектонических полей напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника: (Методы, результаты, перспективы). М.: Наука. 1989. С. 163–197.
5. *Турапов М.К., Жанибеков Б.О., Дулабова Н.Ю., Сагдуллаев Ш.Х., Вахитов А.А.* Структурные позиции как поисковые критерии золотого оруденения Центральных Кызылкумов (на примере Тамдытау-Бельтауского рудного района) // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент. 2013. (2). С. 29–33.
6. *Умурзаков Р.А.* Методика и некоторые результаты кинематической реконструкции региональных позднекайнозойских смещений тектонических блоков / Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии. Новосибирск. 20-24 сентября 2004 года. С. 267–268
7. *Умурзаков Р.А.* Формализация процедуры построения векторов смещений по кинематическим данным трещинных структур / «Проблемы сейсмологии в Узбекистане». Ташкент. 2006. (3). С. 151–152.
8. *Умурзаков Р.А.* Региональные особенности поля тектонических напряжений отдельных сейсмоактивных областей Западного Тянь-Шаня // Проблемы сейсмологии Узбекистана. Ташкент. 2007а. (4). С. 133–137.
9. *Умурзаков Р.А.* О критериях структурно- иерархической систематизации в сейсмогеологии / Проблемы сейсмологии Узбекистана – Ташкент. 2007б. (4). С. 137–145.
10. *Умурзаков Р.А.* Историко-тектонические особенности и механизм новейшей деструкции земной коры Западного Тянь-Шаня. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин.наук. Ташкент: ИМП. 2008. 45 с.
11. *Умурзаков Р.А.* Опыт историко-тектонического анализа при изучении эволюции геодинамических условий деформирования Земной коры нефтегазоперспективных областей Туранской плиты и Западной части Тянь-Шаня / 2-е Кудрявцевские чтения - Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти. Москва, ЦГЭ, 21-23 октября 2013. Научный электронный журнал «Глубинная нефть» <http://journal.deeroil.ru>.
12. *Умурзаков Р.А.* Тектонодинамические исследования и системно-иерархическое изучение сейсмической опасности / Актуальные проблемы современной сейсмологии. Материалы международной конференции 12-15 октября 2016 г. Ташкент. 2016 а. С. 115–122.
13. *Умурзаков Р.А.* О состоянии проблемы изучения и методике реконструкции палеотектонических напряжений земной коры отдельных этапов геологической истории / Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием, 3-8 октября 2016 г. М.: ИФЗ. 2016 б. Т. 2. С. 605–611.
14. *Фатхуллаев Ш.Д., Королев В.А.* Характеристика эндогенной рудоносности главнейших рудовмещающих формаций Средней Азии, их методы изучения и разведки. Труды САИГИМС. Ташкент. 1972. С. 4–17.
15. *Фатхуллаев Ш.Д., Королев В.А.* Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений. В кн.: Эксперимент и моделирования в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука. 1976. С. 9–22.
16. *Фатхуллаев Ш.Д.* Принципы тектонофизического изучения структур рудных полей Средней Азии. В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М. 1985. С. 147–150.
17. *Umurzakov R.A.* Late Cenozoic tectonic stresses and focal mechanism of some of the largest earthquakes of the Tien Shan Region // Comptesrendus – Geoscience, France. Parij. March–April 2012. V. 344, (3–4). P. 239–246. Online publication complete: 25-APR-2012 DOI information: 10.1016/j.crte.2012.03.003. Article is now published online at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2012.03.003>.



# ШИРОКИЕ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫЕ ЗОНЫ СДВИГА: МЕТОДИКА АНАЛОГОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ БАИМСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ

Н.С. Фролова<sup>1</sup>, А.Ф. Читалин<sup>2</sup>, Т.В. Кара<sup>3</sup>

<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, n.s.frolova@mail.ru

<sup>2</sup>ПАО "Полюс", Москва, taras\_kara@mail.ru

<sup>3</sup>ООО «Институт геотехнологий», Москва, a.chitalin@igeotech.ru

## Введение

Моделирование сдвиговых зон началось с известных экспериментов Г. Клооса и В. Риделя в 1928 и 1929 годах. Это были зоны, которые формируются в осадочном чехле над *единичным* разломом фундамента; для их воспроизведения используют две жесткие плиты, перекрытые эквивалентным материалом. При сдвигании плит друг относительно друга в чехле возникает *неоднородное по латерали и вертикали* поле напряжений. Формирующийся в этой обстановке сдвиговый структурный парагенез хорошо изучен множеством исследователей. В настоящее время подобного рода эксперименты усложняются путем введения различного рода неоднородностей, использования криволинейной формы разлома, имитацией осадконакопления или денудации и т.п.

Позже обратили внимание на сдвиговые зоны с более или менее *однородным* полем напряжения, не связанным с движениями непосредственно по разлому в фундаменте. Экспериментов, воспроизводящих такую обстановку (distributed strike-slip shear experiments), немного. Первый опыт осуществил в 1955г. Е. Клоос [Cloos, 1955], укладывавший образец из влажной глины на широкую подвижную металлическую сетку, одна сторона которой была закреплена, а вторая смещалась вдоль нее. Позже М.А. Нейлор с соавторами [Naylor et al., 1986] помещали чехол из сухого песка на широкую резиновую пластину и сдвигали ее. Другой подход использовал Г. Шреурс [Schreurs, 2003]. Его прибор состоял из двух параллельно лежащих пластин, представляющих плиты фундамента, на которых покоились 50 уложенных вплотную плексигласовых реек шириной 5 мм. При движении одной из пластин конструкция, первоначально прямоугольная, превращалась в параллелограмм; специальное приспособление позволяло сохранять высоту параллелограмма неизменной. Таким способом осуществлялся сдвиг в широкой зоне. На рейки наносился слой силикона, а на него – сухой кварцевый песок с прослоем стеклянной пудры. Н.С. Фроловой между двумя вертикальными или горизонтальными досками с наклеенным на них шипованным материалом помещался брикет из влажной глины и производилось сдвигание этих досок. Во всех перечисленных экспериментах воспроизводилась обстановка простого однородного сдвига, а формирующиеся трещины (R- и R'-сколы) равномерно заполняли всю площадь сдвиговой зоны.

В природе, однако, существуют широкие зоны сдвига, состоящие из *нескольких* разломов сдвиговой кинематики. Одна из таких зон была экспериментально воспроизведена А.В. Черемныхом с соавторами [Черемных и др., 2016]. Фундамент состоял из серии линейно вытянутых блоков с ровными границами, имитирующими разломно-блоковую структуру Вилуйско-Мархинской зоны Якутской алмазоносной провинции. Каждый из блоков был соединен с остальными и перемещался относительно соседних с постоянной скоростью; в качестве чехла служила влажная глина.

Наконец, встречаются сложные сдвиговые зоны с несколькими *криволинейными пересекающимися* разломами. Такова, в частности, Баймская рудная зона Западной Чукотки. Примеры моделирования таких зон мы в литературе не нашли, поэтому перед нами стояла сложная задача – изготовить специальный прибор и предложить оригинальную методику проведения экспериментов.

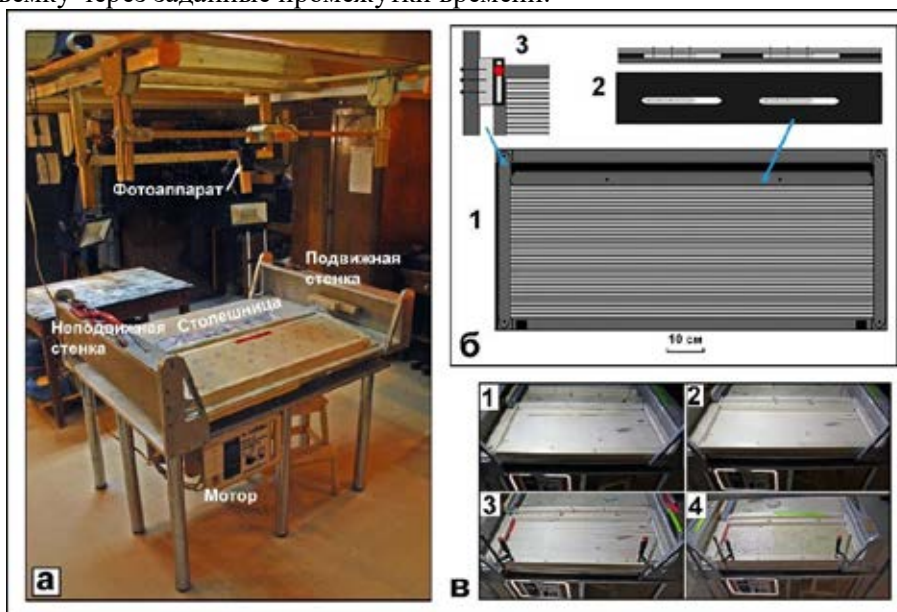
## Краткая характеристика Баймской рудной зоны

Баймская рудная зона (БРЗ), содержащая крупнейшее в России Au-Cu-порфировое месторождение “Песчанка”, расположена в Алазейско-Олойском складчатом поясе Западной Чукотки и ассоциирует с позднеюрско-раннемеловым островодужным вулканоплутоническим комплексом. Зона простирается более чем на 170 км в северо-западном направлении параллельно Южно-Ануйской сuture. БРЗ сформировалась благодаря влиянию одноименного глубинного разлома, контролирующего локализацию раннемеловых интрузивных тел и связанных с ними Cu-порфировых систем, Au-Ag-полиметаллических проявлений. Ширина БРЗ около 20 км; на юго-востоке она перекрывается верхнемеловыми вулканитами Охотско-Чукотского магматического пояса. Гипабиссальные интрузии диоритового и монцонитоидного комплексов прорывают смятые в складки вулканогенно-осадочные отложения верхней юры-нижнего мела. Главными деформационными

структурами близ поверхности являются несколько протягивающихся вдоль зоны слабоизвилистых, пересекающихся между собой разломов. БРЗ формировалась в два этапа – в течение поздней юры и раннего мела. На первом этапе в конце юры в зоне левого сдвига СЗ-простираения сформировались позднескладчатые продольные сдвиги Баймской зоны. На втором этапе в начале раннего мела в обстановке правого сдвига разломы СЗ-простираения были реактивированы как правые сдвиги. Заложились вторичные структуры растяжения – меридиональные сбросы и сдвиги-сбросы, трещины. Сдвиги и структуры растяжения контролировали внедрение раннемеловых линейных интрузивов и формирование наложенных на них полихронных линейных штокверков медно-порфировых месторождений. Пострудные правосторонние смещения по сдвигам СЗ простираения и сопряженные левосторонние смещения по сдвигам СВ-простираения, а также связанные со сдвигами локальные надвиговые перемещения происходили и позже, по крайней мере до начала альбского века [Читалин, 2019].

### Методика моделирования

Эксперименты проводились в лаборатории тектонофизики и геотектоники геологического факультета МГУ на приборе для тектонофизического моделирования, изготовленного по индивидуальному заказу и представляющего собой стол с двумя стенками, одна из которых движется вместе со столешницей (рис. 1а). Прибор оснащен мотором, позволяющим устанавливать нужный скоростной режим, который может меняться в широких пределах. К этому прибору можно прикреплять различные устройства для моделирования конкретных обстановок деформации. Поверхность стола освещается двумя прожекторами. Фотосъемка производится фотоаппаратом, который закреплен над прибором и соединен с компьютером. Специальная программа позволяет производить съемку через заданные промежутки времени.



**Рис. 1.** Устройства, используемые для экспериментов: а – общий вид прибора для тектонофизического моделирования; б – схема приспособления, предназначенная для моделирования сдвига в широкой зоне: 1 – рама с плексигласовыми рейками; 2 – схема крепления подвижного борта прибора: сверху – вид сбоку, внизу – вид сверху (вне масштаба); 3 – принципиальная схема крепления борта приспособления к стенке основного прибора, вид сверху (вне масштаба); в – приспособление, помещенное в прибор для тектонофизического моделирования: 1 – приспособление со снятым брусом, который может перемещаться вправо и влево, видны прорезы с бегунками; 2 – подвижный брус прикреплен к бегункам болтами; 3 – на дно приспособления уложена 31 плексигласовая рейка; 4 – на рейки нанесен слой эластичного силиконового герметика

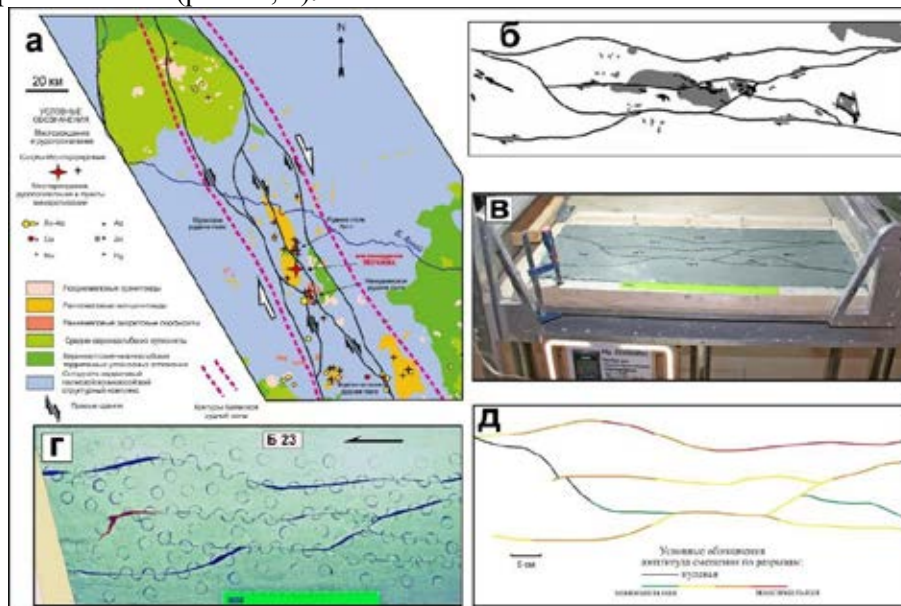
Для моделирования сдвига в широкой зоне нужно было создать специальное приспособление. Для этого мы воспользовались идеей Г. Шреурса [Schreurs, 2003] – скольжении многочисленных плексигласовых реек друг относительно друга. Наше приспособление представляет собой прямоугольную деревянную раму, которая сконструирована таким образом, что она имеет возможность искажаться до формы параллелограмма, сохраняя исходное расстояние между длинными сторонами. Последнее достигается за счет того, что подвижный брус рамы, образующий одну из длинных сторон исходного прямоугольника, обладает лишь одной степенью свободы, двигаясь в пазах, которые выбраны в основании описываемой конструкции. Второй длинный брус неподвижно прикреплен к основанию приспособления. Правый и левый короткие брусы рамы шарнирно соединены с неподвижным брусом с одного конца, а с другого сопряжены коромыслом

(третий деревянный брус), которое обеспечивает их параллельность. Рама имеет возможность наклона как в правую, так и в левую сторону, а также обратного движения из крайних положений (максимальная амплитуда 16 см в каждую сторону). В раму на лист фанеры укладываются плексигласовые рейки (31 штука) шириной 10 мм, которые таким образом становятся дном приспособления (рис. 1б). Рейки свободно скользят друг относительно друга; сверху они покрываются слоем силикона или эластичного силиконового герметика для равномерного сдвигания вышележащего материала. Фанера с рамой помещается на столешницу основного прибора. Ближний брус рамы струбцинами прикрепляется к столешнице; один конец дальнего бруса с помощью рельсы соединяется с неподвижной стенкой прибора. При движении столешницы вправо осуществляется левый сдвиг. Сдвигание может происходить в обе стороны и изменяться в любой момент по мере необходимости.

В раму на основание из реек может быть помещен любой эквивалентный материал. Мы не повторяли эксперименты Г. Шреурса (см. выше). Перед нами стояла задача предложить методику проведения такого эксперимента, в котором сдвиг происходил бы сразу по *нескольким криволинейным разломам*. В такой обстановке могут осуществляться два варианта структурообразования. В первом варианте движение происходит по разломам в фундаменте, а в чехле над ними происходит формирование сдвигового структурного парагенеза – напряженное состояние здесь неоднородно как по латерали, так и по вертикали. Во втором варианте нет разделения на фундамент и чехол – имеет место латеральная неоднородность поля напряжения. Мы моделировали оба варианта. Всего в рамках описанной проблемы было получено 29 удачных экспериментов.

Следует добавить, что в природных зонах сдвига нередко осуществляются две фазы деформации – сначала сдвигание идет в одну сторону, а через некоторое время в противоположную. Такие деформации описаны, например, [Черемных, 2016; Kim et al., 2001]. Двухфазная деформация доказана и в БРЗ [Читалин, 2019]. Сдвиговые деформации с реверсом редко моделируют, один из удачных примеров можно найти в статье [Черемных, 2016]; в наших экспериментах мы предусмотрели и эту возможность.

Для разработки методики моделирования сдвига в широкой зоне можно было бы использовать любую конфигурацию нескольких сдвиговых разломов, но мы решили воспроизвести конкретную сеть крупных разломов БРЗ (рис. 2а, б).



**Рис. 2.** Принцип моделирования широкой сдвиговой зоны с несколькими разломами: а – структура и минерализация Баймакской рудной зоны [Читалин и др., 2013]; б – схема, по которой сделан трафарет, с главными разрывами БРЗ; в – трафарет, помещен на образец из влажной глины в приспособлении для моделирования; г – образец из вязкой глины, имитирующий фундамент, с прорезанными по трафарету разрывами – результат деформации левого сдвига в опыте Б 23; д – относительная амплитуда смещения по разрывам в том же опыте

### Модели «фундамент-чехол»

Если разрывы в широкой зоне сдвига криволинейны, а тем более пересекаются друг с другом, для имитации фундамента уже нельзя использовать жесткие пластины или бруски – материал для него должен быть слабо податливым деформации. Мы использовали очень вязкую зеленую кембрийскую глину смешанного состава (каолинит + монтмориллонит) 25% влажности. Такая глина

укладывалась в описанный выше короб на слой силикона или силиконового герметика, уплотнялась и сверху тщательно выравнивалась. Затем на поверхность помещался шаблон с контурами искомым разломов. Мы использовали два варианта шаблона. Первый изготавливался из плотного материала, например, из толстой полиэтиленовой пленки или бумаги, разрезался на блоки вдоль разломов, а затем эти блоки укладывались на поверхность образца из глины (рис. 2в). После этого тонким ножом, смазанным машинным маслом, образец прорезался насквозь. Во втором варианте контуры разломов наносились на очень тонкую полиэтиленовую пленку, вся пленка помещалась на поверхность модели, очень острым тонким ножом пленка разрезалась вдоль разломов, на глине оставались следы, по которым и прорезался образец. Второй способ точнее и удобнее. После снятия трафарета поверхность еще раз разглаживалась и на нее при необходимости наносились маркеры в виде окружностей. Далее рама с помощью двух трубочин и рельсы крепилась к основному прибору (рис. 1в).

Прежде чем воспроизводить систему «фундамент-чехол», мы проверили, как ведет себя *фундамент* при деформации. В опыте Б23 он изготовлен описанным выше методом. Его размеры составляли 88x31x3 см. На поверхность нанесены маркеры – окружности, диаметром 2 см. Был осуществлен левый сдвиг с амплитудой  $\gamma=0,37$  и скоростью сдвига 3 см/час. Результат деформации при максимальном сдвигании показан на рис. 2 г. Видно, что деформация всего образца заключалась преимущественно в скольжении вдоль границ блоков. На одних участках оно было больше, на других меньше, а на участках, наклоненных в противоположную от направления сдвига сторону, вовсе отсутствовала. Величина перемещений была измерена, а затем эти данные обработаны в программе ArcGIS. На рис. 2д цветами показана относительная величина смещений на разных участках разломов в фундаменте. Перемещения по сдвигам вызвали образование небольших зияний – пулл-апартов (черное на рисунке) на участках благоприятно ориентированных колленообразных изгибов сместителей. Лишь в одном месте – там, где смещение по разрыву было невозможным – образовалась трещина отрыва (показана красным цветом на рисунке).

После проверки реакции фундамента на сдвиг осуществлялось моделирование деформаций в условиях, когда на фундаменте лежит чехол. Последний можно изготовить из разных эквивалентных материалов. Чаще всего используют сухой песок и влажную глину. Поведение этих материалов при деформации в разных аспектах было детально изучено многими исследователями, обзор этих работ дан в статьях [Naylor et al., 1986; Atmaoui et al., 2006; Dooley, Schreurs, 2012]. Авторы пришли к выводу, что и сухому песку, и мокрой глине присущи определенные характеристики, которые не позволяют им стать идеальным материалом для аналогового моделирования. Кроме того, некоторые их свойства не определены или плохо известны. Несмотря на эти ограничения и неопределенности, аналоговые модели, построенные из сухого песка или мокрой глины, воспроизводят модель естественной деформации в породах верхней коры на удивление хорошо [Dooley, Schreurs., 2012].

Для наших экспериментов мы использовали преимущественно влажную глину, поскольку, в отличие от песка, в ней наблюдается весь спектр разрывов сдвигового структурного парагенеза (в песке развиваются только сколы R под небольшим углом к направлению сдвига, а также сколы Y (L)). Кроме того, характер структурного парагенеза меняется благодаря изменению содержания воды в глинистых пастах [Atmaoui et al., 2006]. При моделировании процессов, связанных с разрывообразованием, одними из главных параметров эквивалентного материала, будь это песок или глина, являются угол внутреннего трения и сцепление (когезионная прочность), так как именно эти параметры фигурируют в критерии разрушения Кулона-Мора. Считается, что когезионная прочность песка слишком мала, по сравнению с горными породами, а глины – слишком высока. С другой стороны, углы внутреннего трения песка и влажной глины могут быть близки к таковым горных пород, хотя отмечается, что данных об углах внутреннего трения при скольжении по разрыву и при реактивации разрыва в мокрой глине не хватает [Dooley, Schreurs, 2012].

Фундамент во всех опытах изготавливался так же, как это описано выше, из зеленой глины смешанного состава влажностью 25-27%. Мощность фундамента составляла 2,5-3,5 см. Для чехла использовалась чистая каолиновая глина влажностью 35-40%. Глина равномерным слоем распределялась на нарезанном на блоки фундаменте, уплотнялась, а ее поверхность разглаживалась. Сдвигание проводилось с небольшой скоростью (2,7-4,5 см/час), как в одном направлении, так и с реверсом. При описании деформации в данном тексте, прорезы, сделанные по трафарету аналогично сдвиговым разломам Баймской зоны, будут именоваться «разломами», а вновь образованные дизъюнктивные структуры – «трещинами».

В качестве примера на рис. 3а, б приведены две модели. На рис. 3а показана структура, сформировавшаяся в опыте Б 24 при левом сдвиге. Относительно большая амплитуда сдвига ( $\gamma=0,45$ ) и медленная (2,7 см/час) скорость сдвига привели к формированию хорошо выраженных R-сколов

(R'-сколы единичны). Зеленые линии проведены примерно через центры сколов. Сравнение с конфигурацией разломов фундамента и величиной смещения по ним (см. рис. 2г и д) показывает, что сколы Риделя развиваются на участках с ненулевым смещением. На рис. 3б изображен результат опыта БА 39. Условия эксперимента немного отличаются от Б 24 – влажность глины чуть меньше, а скорость сдвига чуть больше (4,5 см/час). В этом эксперименте моделировалась двухфазная деформация. После сдвига влево ( $\gamma=0,32$ ), сформировались сколы Риделя (показаны сиреневым цветом на рисунке) – преимущественно вдоль разломов в фундаменте. Во время второй фазы деформации (конец этой фазы и показан на рис. 3б) – правого сдвига амплитудой  $\gamma=0,55$  – также сформировались сколы Риделя, но противоположного направления (светло-коричневые на рисунке). Голубыми линиями показана проекция разломов фундамента на поверхность. Можно видеть, что если расстояние между разломами меньше или сравнимо с мощностью (3,5 см) чехла, то имеют место не две самостоятельные сдвиговые зоны, а одна. Этот эффект был изучен [Richard et al., 1995; Schellart and Nieuwland, 2003]. Чехол в их экспериментах имитировался сухим песком. Эти исследователи показали, что если отношение расстояния между разломами фундамента к мощности чехла больше 0,5, то формируются независимые зоны разломов, если меньше – то одна. В глине, видимо, этот показатель близок к 1, но этот вопрос требует специального изучения. Кроме сколов Риделя, во время второй фазы деформации сформировались трещины отрыва (показаны красным на рисунке). Надо сказать, что трещины отрыва никогда не формировались во время первой фазы деформации, и почти всегда имели место после осуществления сдвига в противоположном направлении (об исключениях речь пойдет ниже). Это нужно иметь в виду при интерпретации природных сдвиговых зон, особенно с рудопроявлениями. В природе могут иметь место не собственно трещины отрыва, а зоны декомпрессии, куда, например, могут внедряться интрузивные тела или что-то иное.

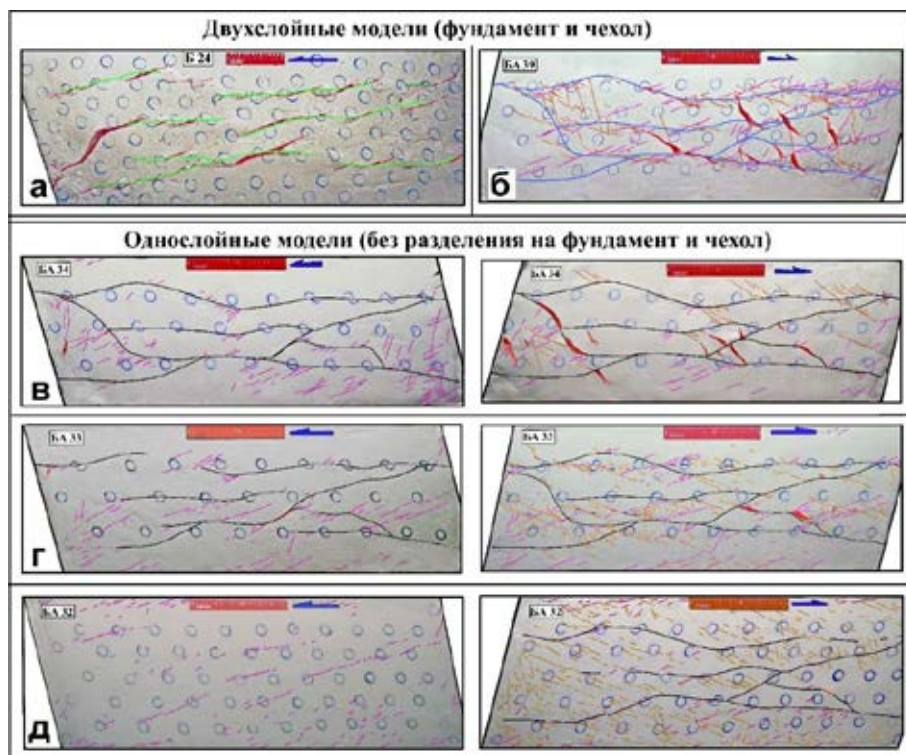
### Однослойные модели

Не всегда в природе можно разделить деформируемые толщи на фундамент и чехол. Именно так дело обстоит в Баимской рудной зоне. Для выяснения особенностей развития трещинного структурного парагенеза в этой обстановке был проведен ряд экспериментов. Известно, что характер такого парагенеза зависит как от вязкости материала (в данном случае влажности глины), так и от скорости деформации. Влияние скорости деформации на специфику разрывообразования при сдвиге в моделях из влажной глины показано в работе [Черемных и др., 2016]: увеличение скорости приводит к уменьшению шага между образующимися разрывами и уменьшению ширины разрывных зон. В другой работе [Bellahsen, J.M. Daniel, 2005] сравнивались эксперименты по растяжению образцов из влажной (40%) глины при скорости 3,96 см/час и 18 см/ч. Авторами сделан вывод, что чем медленнее скорость растяжения, тем более неоднородное и локализованное распределение разломов в пространстве имеет место.

Образцы для однослойных моделей изготавливались так же, как фундамент для двухслойных, только в этом случае мы использовали более влажную каолиновую глину. Были выбраны два значения влажности: 32-33% (в образцах с меньшей влажностью происходит лишь перемещение блоков) и 43-45% влажности (глина с большей влажностью становится липкой и текучей и с ней трудно работать); несколько экспериментов были проведены с глиной промежуточной влажности. Также мы использовали два значения скорости: «низкую» – около 3-3,8 см/час и «высокую» - 15,5-17,3 см/час. Разброс скорости в некотором диапазоне связан с особенностями прибора. Мощность образцов составляла 3 и 5 см, но выяснилось, что такая небольшая разница мало сказывается на результатах эксперимента. Во всех опытах размеры образца в плане составляли 88x31 см. Осуществлялась двухфазная деформация.

На рис. 3в-д представлены результаты лишь некоторых экспериментов с однослойными образцами. Фотографии экспериментов с *небольшой влажностью* (высокой вязкостью) глинистой пасты здесь не приводятся; во время первой фазы деформации (при любой ее скорости) происходило лишь смещение по разломам фундамента с образованием небольших редких сопутствующих трещин скалывания. Во время второй фазы деформации внутри блоков формировались трещины отрыва. При малой скорости деформации эти трещины выражены лучше, чем при высокой – они длиннее и шире.

На рис. 3в показан результат эксперимента с «*промежуточной*» влажностью глины (36%) и низкой скоростью сдвига. В результате левого сдвига ( $\gamma=0,32$ ) сформировались сколы Риделя, причем преимущественно на свободных от разломов участках. Правый сдвиг с амплитудой  $\gamma=0,66$  привел к образованию как сколов Риделя, так и трещин отрыва.



**Рис. 3.** Примеры моделей: а, б – опыты, в которых на основание с разломами помещен чехол; а – опыт Б 24. Результат левого сдвига. Зеленые линии соединяют примерные центры сколов Риделя; б – опыт БА 39, совокупность трещин, образовавшихся после двухфазной деформации. Голубые линии – проекция разломов фундамента на поверхность; в – г – опыты без разделения на фундамент и чехол: в – опыт БА 34, левый и правый сдвиг, «средняя» вязкость глинистой пасты, низкая скорость деформации; г – опыт БА 33, левый и правый сдвиг. Малая вязкость глинистой пасты, низкая скорость деформации; д – опыт БА 32, левый и правый сдвиг. Малая вязкость глины, высокая скорость деформации. Сиреневым показаны сколы Риделя, сформировавшиеся в условиях левого сдвига, светло-коричневым – в условиях правого сдвига. Красным – зияющие трещины, на рис. б-в это трещины отрыва второй фазы деформации. Черные линии – заранее нарезанные разломы, они не везде видны вследствие разглаживания поверхности образца

На четырех нижних фотографиях (рис. 3г и д) можно видеть результат деформации в опытах с *большой влажностью* глины (42 и 43%), но разной скоростью деформации. В опыте, изображенном на рис. 3г, скорость сдвигания составляла 3 см/час ( $\gamma=0,32$  при сдвиге влево и 0,66 при сдвиге вправо); на рис. 3д – 16,7 см/час ( $\gamma=0,32$  и 0,55, соответственно). Структурообразование в этих и других экспериментах с пониженной вязкостью глины развивается сходным образом. Кроме смещения вдоль благоприятно ориентированных границ блоков, развиваются сколы Риделя. Это преимущественно R-сколы, реже R'-сколы. Трещины развиваются как при левом сдвигании, так и при правом. Это приводит к тому, что на поверхности можно наблюдать сетку таких сколов, причем последние формируются преимущественно между разломами. При большой скорости деформации сеть сколов Риделя гуще и расположены они более равномерно. Малая скорость деформации приводит к тому, что сколы формируют более редкую сетку, но проявлены они четче. Трещины отрыва при реверсе в глине с пониженной вязкостью в данных опытах практически не возникали.

### Обсуждение результатов

Анализ экспериментов показал следующее:

*Модели с фундаментом и чехлом.* Вдоль разломов фундамента формируются сколы Риделя – на тех участках, где происходит смещение блоков. Причем, если это расстояние в первом приближении больше, чем мощность чехла, формируются независимые сдвиговые зоны (области динамического влияния разлома), если меньше, то объединенные зоны.

*Модели без разделения на чехол и фундамент.* В условиях повышенной вязкости глины (влажность глины 32-33%) трещины скалывания присутствуют в минимальном количестве – это сопутствующие сколы, формирующиеся вследствие трения при движении по разломам. При пониженной вязкости глины (влажность 42-45%) формируются трещины скалывания (преимущественно R-сколы), которые развиваются во время обеих фаз деформации. Чем ниже вязкость, тем больше трещин, при этом они располагаются более равномерно, но все они тяготеют к

участкам внутри блоков, то есть сдвиговая деформация реализуется либо путем смещения вдоль разломов, либо путем сдвигания по сколам Риделя.

*Скорость* влияет на результат деформации следующим образом: при маленькой скорости (около 3 см/час) трещины располагаются реже, они крупнее и четче; при большой скорости (15-17 см/час) развиваются более частые и мелкие трещины. Влияние повышенной скорости деформации и пониженной вязкости глины на характер трещиноватости отчасти сходно.

*Структурообразование при реверсивных движениях.* Для второй фазы деформации характерно формирование трещин отрыва, которые располагаются между границами блоков. Это происходит во всех экспериментах – однослойных, двухслойных, независимо от скорости деформации. Исключение составляют опыты, в которых образцы изготовлены из глинистой пасты наименьшей вязкости.

## Выводы

- Для моделирования широких сдвиговых зон с несколькими извилистыми пересекающимися разломами сконструировано специальное приспособление и предложена методика проведения экспериментов.
- С помощью этой методики проведено несколько серий опытов: с двухслойными и однослойными образцами, с разной вязкостью глинистой пасты и разной скоростью деформации, с реверсом и без. Сделаны выводы о влиянии условий и параметров экспериментов на развитие сдвигового структурного парагенеза.
- Эксперименты проводились с использованием геометрии разломов Баимской сдвиговой зоны, но данную методику можно использовать для любых сложных сдвиговых зон.
- Результаты экспериментов могут способствовать пониманию структурообразования в БРЗ. Возможно сравнение сети трещин с разрывами, изображенными на геологической карте или с разрывами, выявленными путем линеаментного и структурно-геоморфологического анализа. Места локализации зон растяжения можно соотносить с участками внедрения интрузий или участками повышенной раскрытой трещиноватости, благоприятными для циркуляции флюидов. Также проведенные эксперименты позволяют подобрать наиболее подходящие параметры для моделирования БРЗ с интрузивными массивами, с которыми связаны рудопроявления и месторождения данной зоны.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Черемных, А.В., Гладков А.С., Черемных А.С. Экспериментальное исследование разрывообразования в чехле платформы при активизации разломов фундамента (Накынское кимберлитовое поле Якутской алмазонасной провинции) // Материалы Четвертой Тектонофизической конференции. 2016. Т.2 (3). С. 188–195.
2. Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е. В. Баимская рудная зона - кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление: научно-технический журнал. 2013. (6). С. 68–73.
3. Читалин А. Ф. Структурные парагенезы и рудная минерализация Баимской сдвиговой зоны, Западная Чукотка // Российская тектонофизика. К 100 летнему юбилею М.В. Гзовского. Апатиты: РИО КНЦ РАН. 2019. С. 333–349.
4. Atmaoui N., Kukowski N., Stöckhert B., König D. Initiation and development to pull-apart basin with Riedel shear mechanism: insights from scaled clay experiments // International Journal of Earth Sciences. 2006. V. 95 (2). P 225–238.
5. Bellahsen N., Daniel J.M. Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study // Journal of Structural Geology. 2005. V. 27 (4). P. 769–780.
6. Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns // Geological Society of America Bulletin. 1955. V. 66. P. 241–256.
7. Dooley T. P., Schreurs G. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // Tectonophysics. 2012. V. 574–575. P. 1–71.
8. Kim Y.-S., Andrews J. R., Sanderson D. J. Reactivated strike-slip faults: examples from north Cornwall, UK // Tectonophysics. 2001. V. 340 (3-4). P. 173–194.
9. Naylor M.A., Mandl G., Sijpesteijn C.H.K. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // Journal of Structural Geology. 1986. V. 8. P. 737–752.

10. *Richard P., Naylor M.A., Koopman A.* Experimental models of strike-slip tectonics // *Petroleum Geoscience*. 1995. V.1. P. 71–80.
11. *Schellart W.P., Nieuwland, D.A.* 3-D evolution of a pop-up structure above a double basement strike-slip fault: some insights from analogue modeling // *Nieuwland, D.A. (Ed.), New insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society, London, Special Publication. 2003. P. 169–179.
12. *Schreurs G.* Fault development and interaction in distributed strike-slip shear zones: an experimental approach // *Storti F., Holdsworth R.E., Salvini F. (Eds.) Intraplate Strike-slip Deformation Belts*. Geological Society, London, Special Publications. 2003. V. 210. P. 35–52.



# ПРОБЛЕМА СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ, СОВРЕМЕННОЕ ЕЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ф.Л. Яковлев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, yak@ifz.ru

## Введение. Значение проблемы и элементы истории вопроса

Современное состояние проблемы складкообразования внутри тектоники и геодинамики является крайне парадоксальным, если его рассматривать с позиций «значение проблемы для направления науки» и «внимание к проблеме со стороны исследователей». С одной стороны, складкообразование, наряду с магматизмом и метаморфизмом, является одним из основных процессов формирования или преобразования блоков континентальной земной коры, и справедливость этого утверждения одинакова в рамках любых теоретических концепций геодинамики, а с другой стороны, основные части этой очень разветвленной и длительно существующей проблемы в настоящий момент остаются вне поля внимания геологической общественности. Во всяком случае, количество публикаций в мировой литературе на эти темы крайне незначительно. Однако, именно потому, что без понимания этих процессов не могут быть решены многие актуальные проблемы геодинамики, перспективы получения в этой области важных результатов представляются весьма оптимистичными.

Подробное рассмотрение проблемы складкообразования невозможно провести без хотя бы краткого анализа истории развития исследований, поскольку информация о результатах, полученных на разных стадиях этого развития, в каком-то виде продолжает присутствовать почти во всех теоретических положениях тектоники и геодинамики, а также в используемых методах исследований или в общепризнанных обобщающих моделях строения тех или иных регионов.

Геология как наука, зародилась в XVII веке, когда было понято значение осадочных слоев горных пород. В последующие века и десятилетия были описаны складки в Альпах, составлены первые геологические карты, показана связь складчатых систем с горными сооружениями. В середине XIX века была предложена гипотеза контракции, первая из глобальных концепций, в которой различались жесткие и податливые блоки (см. обзор в [Белоусов, 2018]). Следующие примерно сто лет работы большого числа ученых привели к накоплению наблюдательного геологического материала, обобщение которого обусловило появление целого ряда эмпирических и умозрительных концепций развития Земли – геосинклинальной, подкоровых течений, пульсационной, расширяющейся Земли и дрейфа континентов [Белоусов, 1989]. В это же время были разработаны важнейшие методы исследований в тектонике, которые позволили накопить обширный эмпирический материал – метод мощностей и метод фаций, перерывов и угловых несогласий, геоморфологические методы и другие. Для объяснения движений, приводящих к формированию собственно складок и складчатости, до середины XX века привлекались в основном умозрительные модели, научная достоверность которых, если их оценивать с современного уровня знаний, оставалась очень слабой.

К середине XX века стало понятно, что сумма накопленных знаний о строении и истории развития многих структур земной коры, как подвижных, так и стабильных, не может быть описана в терминах энергетики процессов преобразования и законов механики при изменении формы геологических тел, если опираться только на чисто геологические методы. Для решения этих задач потребовалось привлечение методов физики и механики; это послужило толчком к развитию тектонофизики, как важного направления тектоники. В СССР начало исследований в этой области связано с именами В.В. Белоусова и М.В. Гзовского [Ребецкий и др., 2004]. В рамках тектонофизики проблема механизмов складкообразования должна была перейти к этапу созданию количественных моделей.

## 2. Структура проблемы

С современных позиций легко увидеть, что проблема механизмов складкообразования имеет характер многогранной задачи, одной из самых сложных в тектонике и геодинамике. Даже простое перечисление, весьма неполное, основных ее аспектов, которое дается ниже, показывает сложность внутренних связей самого явления и необходимость комбинирования разных методов исследования.

1) Прежде всего, следует указать на существование нескольких классов складчатых структур, обусловленных некоторыми **общими** для них **тектоническими условиями формирования** – это (а) крупные складки на платформенных пространствах; (б) диапировые и коробчатые складки, а также дуплексы в предгорных и межгорных новейших прогибах (складчатость форландов); (в) линейная складчатость сланцевых и флишевых толщ большой мощности в центральных областях подвижных

поясов; (г) сложная метаморфическая складчатость в кристаллических ядрах подвижных поясов фанерозоя и в кристаллическом фундаменте платформ. Эти типы складок имеют мало общего друг с другом, в том числе по морфологии, по методам исследования и по механизмам формирования.

2) Использование для анализа складчатой структуры **методов механики сплошной среды** затруднено тем, что аналитические решения обычно не являются эффективными при описании больших деформаций. Такие деформации моделируются в основном методами конечных элементов, в которых используются некоторые задаваемые априорно функции и коэффициенты, а также условия внешнего нагружения (и/или внутренних сил). На практике это означает, что любые тектонические задачи решаются методом перебора при неизвестности тех самых начальных условий, а также при слабо разработанных процедурах контрольного сравнения результата с природными структурами.

3) Наличие в областях линейной складчатости деформированных объектов очень разного размера – от миллиметров (минеральные зерна и включения) до мегантиклинорий (десятки километров) подразумевает **предварительное деление таких объектов на некоторые иерархические уровни**, внутри которых объекты должны обладать определенными специфическими свойствами, причем такие разномасштабные объекты существуют не изолированно, а в связи друг с другом. Это означает, что нельзя просто изучить каким-то методом крупный объект, игнорируя происхождение более мелких объектов, его составляющих. Последующее изучение этих мелких объектов может показать, что некоторые принятые в первом исследовании начальные условия в реальности оказываются другими, поэтому первоначальную задачу потребуется потом пересчитать.

4) Общая задача описания формирования крупных структур, формирующихся внутри циклов развития длительностью по 50-200 млн. лет, не может быть сведена к решению какой-то одной простой задачи (например, в рамках механики сплошной среды), поскольку **в геотектоническом развитии такого объекта явно существует несколько этапов** с существенно разными условиями формирования одних и тех же структур. Соответственно, полное описание механизмов структур длительного формирования должно быть комплексом разных, но связанных друг с другом задач.

5) Поскольку математическое моделирование имеет свои сложности, при изучении складчатости в тектонофизике широко используется **физическое моделирование на эквивалентных материалах** с соблюдением условий подобия. Но в логике исследования на этом пути далее возникает пока слабо разработанная задача сравнения получаемых результатов с природными структурами, что в заметной степени ограничивает возможности и перспективы этого важного направления исследований.

6) Проблема механизмов складкообразования не может решаться только абстрактно, теоретически. Обязательным этапом работы является апробация моделей и методов исследования на природных объектах. Но тогда встает **задача систематического сбора природного материала** для конкретных объектов, которая обычно реализуется в ходе многолетних детальных полевых работ.

7) В проблеме складкообразования могут быть выделены (а) **задача описания связи формирования складчатых структур с механизмами формирования крупнейших структур**, например, описание того, как нескольких фаз складчатости на Большом Кавказе соотносится с гипотетической коллизией континентальных блоков и закрытием океана Тетис (сколько раз он «закрывался?»), и, наоборот, (б) **задача выявления и описания процессов формирования крупных структур по результатам исследования относительно небольших складчатых комплексов**.

8) В соответствии с известной общей тенденцией развития каждой науки, важным аспектом является переход от качественного словесного описания к количественным моделям явления и измерениям разных параметров объектов. В связи с этим в отношении многих аспектов проблемы складкообразования может быть выделена **задача разработки количественных моделей явлений, а также измерения численных параметров в природных объектах и их обобщения**.

Для полноценного описания современного состояния проблемы, кроме указанных аспектов, имеет смысл также оценивать состояние дел в области исследований складчатости в разных странах и регионах. Здесь сразу надо отметить, что в России пока сохраняется очень богатая традиция исследований, заложенная еще в позднем СССР, и в этом отношении наша страна на данном этапе по ряду направлений исследований значительно опережает ведущие западные страны.

### 3. Классификации и систематика складок и складчатости; состояние работ в конце XX века

Первоначальное накопление информации о складчатых структурах повлекло за собой в первую очередь появление в середине века нескольких классификаций, в которых основными можно считать морфологические и кинематические. Из многочисленных версий таких классификаций наиболее

известным является деление всех складок В.В. Белоусовым на три основных вида кинематической классификации – глыбовой, нагнетания и общего смятия с добавлением к ним глубинной [Белоусов, 1975]. В методическом отношении важным, хотя и неоднозначным, шагом здесь являлось указание на прямую связь кинематики и морфологии складок, т.е. соответствие друг другу двух классификаций – «прерывистые» или «идиоморфные» складки являются глыбовыми, складки «промежуточные» считаются диапировыми (нагнетания), складчатости «голоморфного» или геосинклинального типа соответствует тип «общего смятия». В качестве конкретных механизмов формирования складчатости «общего смятия» назывались несколько, включая соскальзывание пород с тектонических поднятий, разваливание верхней части поднятого блока и его давление на соседний, внедрение глубинного диапира, но главной чертой этих механизмов являлось отсутствие общего сокращения структуры. Позже В.В. Белоусов для объяснения этой складчатости оставил только механизм «адвекция».

В.Е. Хаин выделяет в осадочной оболочке экзогенные и эндогенные складки по несколько видов в каждом разделе; при описании взаимодействия чехла и фундамента он выделяет «отраженные» складки также нескольких видов [Хаин, 1973]. Сюда же у него попадает в качестве конкретного вида складчатость «общего сжатия», почти по В.В. Белоусову. «Глубинные складки» у В.Е. Хаина расписаны подробно и подразделяются на метаморфогенные и магматогенные [Хаин, 1973]. Первые широко распространены в гранито-гнейсовых куполах фундамента древних платформ, а также в областях амфиболитового и зеленокаменного метаморфизма; для них характерны структуры течения и многоэтапные наложенные складки.

М.В. Гзовский [Гзовский, 1963; 1975] предлагал использовать три независимые классификации складок: морфологическую, физико-генетическую и геолого-генетическую. Морфологическая классификация им не рассматривалась, поскольку считалась уже разработанной. Независимость двух других в данном случае предполагала необходимость проведения специальных исследований для аргументации отнесения объекта к определенному виду внутри классификации. Эти классификации объединяли складки очень разного размера. Безусловным достижением М.В. Гзовского было успешное разделение крупных складок конкретного региона на складки «продольного» и «поперечного изгиба» с использованием специальных методов анализа напряженного состояния по трещинам, методов структурного анализа, а также аналогового, физического моделирования [Гзовский, 1963]. Эта работа положила начало тектонофизическому, т.е. количественному изучению складчатости и переходу от «классификационного» периода к этапу разработки более строгих численных моделей и соответствующих методов исследования природных и модельных структур.

Обсуждая классификации складчатых структур, нельзя не заметить полное отсутствие в литературе какой-либо общепринятой классификации. Во всех учебниках по структурной геологии или по геотектонике авторами обязательно приводится какая-то своя классификация объектов, или, по меньшей мере, – со своими названиями. Очень показательным, что в Геологическом Словаре [Геологический, 1978] приводится около 110 терминов, связанных со складками и складчатостью и имеющих в своем толковании морфологические или генетические аспекты. В методологическом отношении, разумеется, это указывает на полное исчерпание перспектив «классификационного» подхода к решению проблемы механизмов складкообразования.

Если в оценке текущей ситуации в исследованиях складчатости опираться на классификацию В.В. Белоусова, то надо заметить, что механизмы формирования структур (из трех основных ее видов) относительно хорошо известны для типов «прерывистой» на платформах и «промежуточной» в предгорных прогибах. «Прерывистая» складчатость «глыбовой» кинематики достаточно уверенно регистрируется методами фаций и мощностей, а также по материалам анализа тектонических напряжений (в работах М.В. Гзовского). Надо только добавить, что не все изолированные крупные складки в пределах плит и платформ имеют такую кинематику – часть структур сформирована в результате сокращения пространства. Складчатость предгорных и межгорных прогибов в настоящий момент можно подразделить на два основных типа – (а) с участием соляной тектоники (или глиняного диапиризма), при которой в формировании структур участвует инверсия плотности («складчатость нагнетания» по В.В. Белоусову), и (б) структуры сокращения с образованием крупных складок, надвигов (дуплексов) и шарьяжей. Формирование структур первого типа может происходить как при сокращении пространства, так и при его отсутствии, структуры второго типа образуются при сокращении. Сложные комплексы складок и надвигов с общим detachmentом в пределах предгорных прогибов в современной литературе обычно отождествляются с аккреционными призмами, что должно указывать на их формирование в зоне субдукции. Структуры предгорных прогибов в многочисленных случаях очень хорошо изучены с опорой на данные детальнейших сейсмических исследований, при этом успешно используются методы построения сбалансированных разрез.

Изученность складчатости метаморфических комплексов сложно охарактеризовать однозначно. С одной стороны, есть достаточно единодушное мнение исследователей по морфологии складчатых структур разного размера – все сходится в том, что слоистость и сланцеватость метаморфических комплексов испытывают в типичном случае несколько этапов развития, включая многократное изменение направления укорочения (сжатия), формирующее складки нескольких генераций («наложенные складки»). Используя структурный анализ, исследователям обычно удается выделять большое число этапов формирования структуры, в том числе – связывая эти этапы с проявлениями метаморфизма. В.В. Эз [Эз, 1985] относил формирование этих комплексов к механизму «глубинного диапиризма» как разновидности конвективных структур, охватывающих значительную часть кристаллического слоя земной коры, что в целом согласуется с существованием гранито-гнейсовых куполов. В последние годы в таких структурах описаны явления, свидетельствующие о влиянии на их формирование крупных сдвигов («транспрессионные» структуры). Если рассматривать механизм формирования здесь конкретных небольших складок, то чаще всего о них говорят как о «складках течения». То есть по морфологии этих структур и по общим механизмам их формирования в качественном виде как будто есть достаточно полное согласие всех исследователей. С другой стороны, практически отсутствуют работы, в которых была бы определена величина деформации блоков коры с метаморфической складчатостью (хотя бы для одного этапа) и в которых было бы восстановлено их доскладчатое положение по примеру построения сбалансированных профилей в предгорных прогибах. Такая постановка задачи, несомненно, теоретически может сейчас обсуждаться, но ее реализация для конкретных структур будет встречать очень большие сложности. Например, очень часто геолог вынужден регистрировать складчатые структуры, возникшие по сланцеватости, а не по первичной слоистости, которая была полностью переработана. То есть, если рассматривать решение проблемы складкообразования как описание формирования структуры от осадконакопления до современного состояния с указаниями на величины деформации (при восстановлении первичной геометрии) и на механизмы реализации такой деформации, то следует признать, что такое описание в отношении метаморфических комплексов пока не создано.

Задача количественной характеристики деформаций в складчатых структурах как часть проблемы механизмов складкообразования возникла с момента обнаружения еще в XIX веке деформированной фауны и после известных измерений деформаций оолитов [Cloos, 1947]. Постепенно, в основном работами Дж. Рэмзи, Р. Лизла, Д. де Паора, Н. Фрая, Е. Эрслева к началу 70-х годов прошлого века сложилось крупное направление «стрейн-анализа», в рамках которого появилась возможность корректно определять величину и тип деформации в масштабе образцов горных пород. В позднем СССР и в России это направление работ не является сильно развитым, хотя ряд структурных геологов выполнили несколько серьезных исследований (см. обзор направления в [Войтенко, Худолей, 2008]). В применении к работам в области складкообразования отметим исследования по стрейн-анализу Е.И. Паталахи, А.В. Вихерта, В.Н. Шолпо. Последний привлек данные по деформациям сидеритовых конкреций в Большом Кавказе для решения задачи обоснования существования "глубинного диапира [Шолпо, 1978]. В.Н. Шолпо также принадлежит идея использовать морфологию небольших складок для определения величины сокращения по ним, что открыло новый класс задач. Заметим здесь же, что к началу последней четверти прошлого века единственным методом, который позволял определять сокращение пространства крупных структур, оставались палеомагнитные исследования (например, [Баженов, 1988]), точность которых оставляет желать лучшего.

Завершая обзор этапа предварительного накопления материала и первичной разработки теоретических моделей, важно отметить возникшее в конце прошлого века у сотрудников В.В. Белоусова понимание того, что не существует универсальных механизмов, которые одинаково проявляют себя в структурах любого размера, во всяком случае – в полной линейной складчатости. Отсюда вытекала необходимость иерархического подхода к самим объектам исследования, при котором, ограничивая размер или тип структуры, исследователь получал возможность изучать конечный ряд возможных механизмов. В показанных далее работах используется система иерархии складчатых структур, включающая в себя семь уровней (таблица 1), охватывающих по объему слоистости объекты от внутрислойных включений до всей литосферы [Яковлев, 1997; 2008]. Это позволило последовательно создать серию кинематических моделей для большей части выделенных типов структур. Используя эти кинематические модели, были разработаны соответствующие методы анализа деформаций, результаты применения которых показаны ниже. Важно, что иерархические связи объектов обуславливают возможность корректного использования результатов, полученных для мелких объектов, в исследованиях объектов крупных. Заметим, что

известны две другие системы деления структур на иерархические уровни: «иерархия структурных уровней» В.Г. Талицкого и В.А. Галкина [1989], а также «компенсационная организация тектонического течения (КОТТ)» М.А. Гончарова [Гончаров, 1997]. В развитых странах Европы и Северной Америки какая-либо иерархия структур, связанных со складчатостью хинтерланда, не

**Таблица 1.** Выделение уровней иерархии объектов линейной складчатости в соответствии с масштабом слоистости, которая охвачена этими структурами (по [Яковлев, 2015])

<i>ранг</i>	<i>Название/объект</i>	<i>Объем слоистости, типичные размеры по вертикали</i>
I	Внутрислойный	Минеральные зерна, разного типа включения (мм, см)
II	Складки	Слой, два соседних слоя в ритме – компетентный и некомпетентный (см, метры, первые десятки метров)
III	Складчатые домены	Пакеты слоев и свиты как часть осадочного чехла (сотни метров, первые километры)
IV	Структурная ячейка	Осадочный чехол целиком (5-10-15 км)
V	Тектоническая зона	Земная кора или ее часть с осадочным чехлом (30-50 км)
VI	Складчатая система	Литосфера с земной корой (выше астеносферы?), 200 км
VII	Подвижные пояса	Верхняя мантия и земная кора (?), 660 км

используется. С нашей точки зрения, именно с этим аспектом связано фактическое отсутствие прогресса в исследованиях складок и складчатых структур (в том числе – крупного размера) в этих странах начиная примерно с 1970 г. (см. обзор [Hudleston, Treagus, 2010]).

Дальнейший обзор в соответствии с этой иерархией будет последовательно охватывать несколько уровней складчатых структур, при этом будут использоваться результаты моделирования складчатых структур разными методами, полевые данные и некоторые модели механики сплошной среды или разработанные ранее кинематические модели их формирования. Основные кинематические модели, позволившие получить конкретные результаты, были в разные годы разработаны автором данной статьи, т.е. обзор будет основан в значительной мере на собственных работах. И здесь надо сделать очень важное замечание: все указанные разработки возникли на богатейшей базе теоретических исследований и полевого материала, который был накоплен в коллективах сотрудников В.В. Белоусова фактически за последние 75 лет, и в этом смысле автору обзора принадлежит скорее завершение исследований, чем авторство полного их цикла от постановки задачи до сбора материалов, моделирования и получения результатов. Более того, здесь же правильно будет высказать мысль, что фактический дефицит значимых результатов исследований складчатости хинтерланда в западных странах как раз и связан с отсутствием у них опыта многолетнего последовательного изучения этой проблемы в крупных исследовательских коллективах.

#### **4. Описание современного состояния исследований по типам структур хинтерланда**

Состояние исследований структур хинтерланда будет удобно рассматривать последовательно от мелких структур к крупным в соответствии с принятой системой иерархии структур линейной складчатости, опираясь при этом на диссертационную работу [Яковлев, 2015] и на более поздние публикации. Работы по иерархическому уровню «внутрислойных деформаций» отдельно и специально мы рассматривать здесь не будем, поскольку они уже хорошо описаны. Но о связях деформации складки как целого с деформациями внутри слоев ниже будет специально сказано.

##### **4.1. Отдельные складки**

В ранге отдельных складок (II) на уровне количественных моделей с определенными сочетаниями механизмов охарактеризованы два типа складок: складки единичного вязкого слоя (птигматитовые) и складки пачек слоев. В качестве модели для складок единичного вязкого слоя были использованы расчеты, сделанные ранее с помощью конечно-элементного метода [Hudleston, Stephansson, 1973]. Приведенные в статье рисунки модельных складок были использованы для разработки системы замеров элементов морфологии складок; были составлены номограммы, связывающие эти замеры с величинами сокращения и контраста вязкостей [Яковлев, 1978]. Метод был апробирован на 73 сериях складок Чиаурской зоны Большого Кавказа. Было найдено, что величины сокращения менялись от 25% до 82% со средним значением в 56%; контраст вязкости составил в среднем 10 [Яковлев, 2015].

Складки пачек слоев обычно формируются во флишевых или флишоидных толщах со средней или малой толщиной отдельных слоев компетентных и некомпетентных пород (от 0.1 до 10 м). Для разработки кинематической модели формирования складок были использованы известные механизмы «изгиба», «сплющивания» и «скальвания», к которым для некомпетентного слоя был добавлен механизм «перекашивания с поворотом». Основная идея расчетной кинематической модели состояла в итерационном изменении морфологии двух слоев на основе этих механизмов в позициях «в замке» и «на крыле» складки [Яковлев, 1981]. Как и в первой методике, были рассчитаны номограммы, связывающие морфологию складки с величиной сокращения и с параметрами модели. В поздней версии [Яковлев, 2002; 2015] появилась возможность расчета внутренней деформации в этих четырех положениях. Метод был апробирован на 36 складках той же Чиаурской зоны Большого Кавказа. Несмотря на значительную разницу в моделях, величина укорочения для складок пачек слоев оказалась очень близкой к результатам первой методики и находилась в пределах от 27 до 83% при среднем значении 56%. В рамках проверки второй версии метода были исследованы природные складки, и с помощью стрейн-анализа определены величины деформации внутри слоев [Яковлев и др., 2003]. Полученные величины были очень близки к предсказанным модельным параметрам.

Известен только один зарубежный метод определения величины сокращения и контраста вязкости пород по форме складок единичного вязкого слоя [Schmalholz, Podladchikov, 2001].

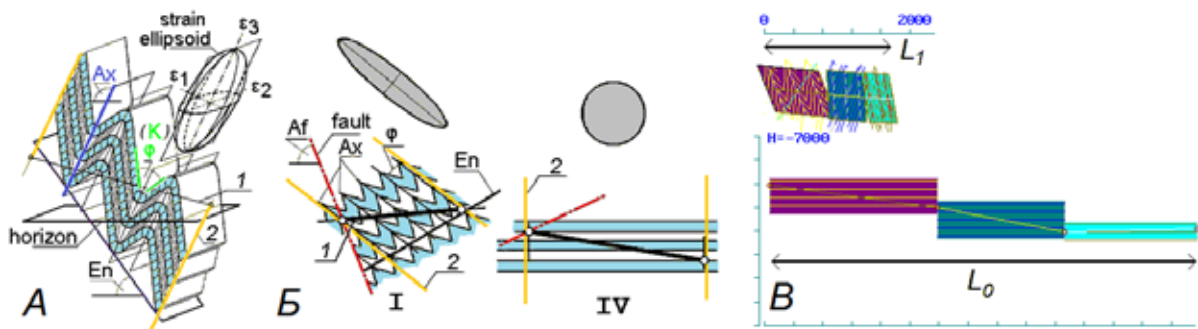
Для иерархического уровня отдельных складок проблема механизмов складкообразования не является сложной. Поскольку сами объекты по своим свойствам, как с позиций механики, так и по своей геометрии, являются относительно простыми, для них оказалось возможным разработать реалистичные модели, охватывающие все морфологическое разнообразие структур. Эти модели играют роль эталонных объектов, с которыми природные складки просто сравниваются с целью определения для них величины деформации и некоторой совокупности управляющих параметров.

#### **4.2. Складчатые домены: описание деформации, их использование для анализа складчатости**

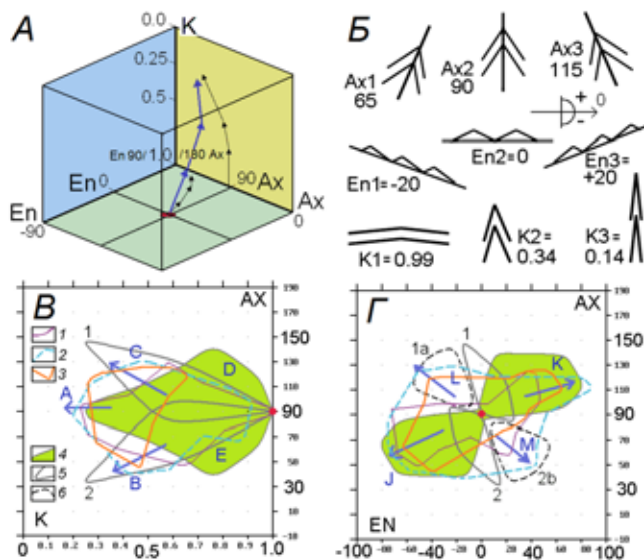
«Складчатые домены», структуры III ранга, используются в нескольких методах исследования складчатости. Эта структура объединяет несколько складок примерно одной и той же морфологии. Очень важно, что ее деформация сопоставляется с эллипсоидом деформации (рис.1, А). Сразу заметим, что в практике исследования складчатости хинтерланда в западных странах структуры такого рода, а также сопоставление с ними эллипсоида деформаций не используются. Поэтому все результаты, показанные ниже, являются новыми и аналогов в других исследованиях не имеют.

Наиболее важным направлением использования складчатых доменов является метод построения сбалансированных пересечений в структурах хинтерланда (это «полная линейная» складчатость, или «общего сжатия» по В.В. Белоусову). Ядром метода является последовательное действие на домен кинематических механизмов «поворота», «простого горизонтального сдвига» и «растяжения» [Яковлев, 2009; 2015]. В результате эллипс приобретает форму круга, а отрезок профиля принимает в среде горизонтальных слоев другой наклон и длину (рис. 1, Б). Добавляя по некоторым правилам «доскладчатые» домены друг к другу, компилируется доскладчатый профиль целиком. Величина сокращения (рис. 1, В) может быть рассчитана для всего профиля или для «структурных ячеек» – структур IV ранга. Метод подробно описан в специальном руководстве [Яковлев, 2017].

Следующее направление использования структур типа «складчатый домен» – это диагностика механизмов формирования складчатости в масштабе осадочного чехла («тектонические зоны», V ранг). Поскольку при развитии складчатости происходит изменение морфологических (деформационных) параметров каждого домена, то общая картина таких изменений для многих объектов может быть зафиксирована (рис. 2, А, Б). При этом в трехмерном пространстве траектории смещения параметров как бы выходят из «стартовой точки» ( $AX = 90^\circ$ ;  $EN = 0^\circ$ ;  $K=1.0$ ). Так как можно ожидать, что природный процесс развивается неоднородно, то совокупность замеров параметров многих доменов должна образовать облако точек вдоль такой траектории. В качестве эталонных моделей для сравнения с природными структурами были использованы материалы многоэтапных экспериментов по моделированию складчатости с использованием центрифуги



**Рис. 1.** Описание деформации складчатого домена и принципы восстановления доскладчатой структуры. А – морфология складчатого домена ([Яковлев, 2015], с изменениями); показаны осевая плоскость складки (АХ), зеркало складок (En), угол при вершине складки как величина сокращения ( $\phi$ ); Б – восстановление домена (по [Яковлев, 2017]): I – современное состояние, IV – доскладчатое состояние. В – построение доскладчатого профиля и расчет величины укорочения ( $K=L_1/L_0$ )



**Рис. 2.** «Складчатый домен» в диагностике механизмов формирования складчатости [Яковлев, 2015]. А – 3D пространство параметров АХ / EN / К и траектория развития деформации домена (синяя линия) от красной («стартовой») точки; Б – морфология структурных признаков с их измерениями; В и Г – диагностические диаграммы (две из трех) природной складчатости с наложением контуров теоретических моделей [Яковлев, 2015]. Контур природной тектонической зоны: 1 – Шагдагская зона, 2 – Тфанская зона, 3 – Чиатурская зона; 4 – синтетическая модель "адвекция плюс укорочение", светло – зеленая зона; 5 – механизм "принадвиговый", эксперимент на центрифуге (1 и 2), 6 – контур теоретического "принадвигового" механизма (1а и 2b)

В.Г. Гутермана и Дж. Диксона [Гутерман, 1987; Dixon, Tittel, 1991], а также моделирование адвекции на образцах разогреваемой канифоли М.А. Гончарова [Гончаров, 1988]. К этому набору механизмов были добавлены собственные кинематические расчетные эксперименты для механизма «адвекции плюс сокращение» [Яковлев, 1997] на основе простейшей математической модели адвекции М.А. Гончарова [Гончаров, 1988]. Анализ этого материала показал, что разные механизмы существенно отличаются друг от друга контурами «ареалов» точек на трех диагностических диаграммах (рис. 2, В, Г), что дает возможность их распознавать. Метод был апробирован на материале более 150 доменов, выделенных в структурных профилях трех тектонических зон Большого Кавказа [Яковлев, 1997] (рис. 2, В, Г). Сопоставление с эталонными механизмами показало, что природные структуры могут быть объяснены комбинацией действия двух типов механизмов: в качестве основного – «адвекции плюс укорочение», в качестве дополнительного – пластического сдвига в наклонных зонах («принадвиговый» механизм). Обзор экспериментов, основы анализа, результаты анализа экспериментов и природных структур подробно описаны в [Яковлев, 2015].

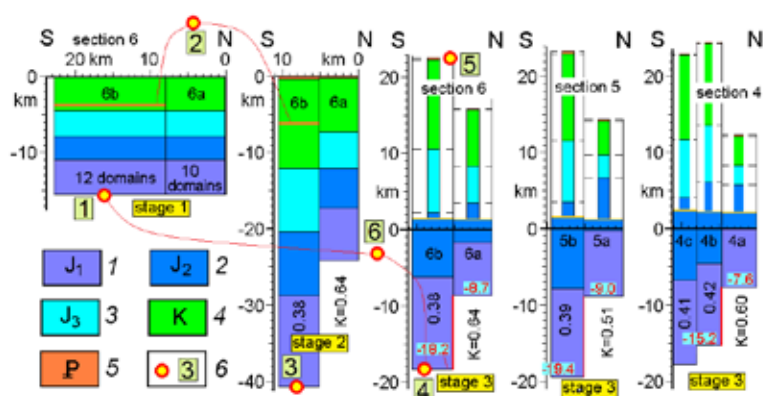
Перспективой в развитии этих исследований может быть сравнение моделей в виде облаков точек в 3D пространстве, а не их двумерных проекций. За рубежом анализ деформаций в экспериментах по воспроизведению складчатости в целях сравнения экспериментов и природы не используется.

#### 4.3. Структурные ячейки (IV ранг), результаты построения сбалансированных профилей

Перед описанием сбалансированных моделей осадочного чехла Большого Кавказа, в методике построения которых используются «складчатые домены», необходимо коротко упомянуть о существующих наборах структурных профилей как данных наблюдения природной складчатости, которые используются для ее исследования. Для получения корректного результата лучше всего использовать специально составленные профили масштаба от 1:10000 до 1:50000, а не пересечения, формально построенные по геологическим картам. Хорошего качества профили в основном за

авторством Е.А. Рогожина, Т.В. Гиоргобиани и Ф.Л. Яковлева общей длиной 500-700 км (уже включенные в исследования) существуют для Большого Кавказа ([Яковлев, 2015], стр. 127). Есть наборы достаточно точных профилей через герцинские [Рогожин, 1977] и каледонские [Гончаров и др., 1988] структуры Тянь-Шаня, полученные в результате многолетних целенаправленных полевых работ. Аналогичные данные, которыми могли бы обладать исследователи в западных странах, нам не известны, что ограничивает возможности исследований в этих странах по обсуждаемой проблеме. Сбор материалов таких профилей и их составление является перспективным направлением работы.

Для получения величин сокращения в минимальных по размеру складчатых структурах используются «структурные ячейки», охватывающие обычно 3-7 доменов, и длина которых в доскладчатом состоянии примерно равна мощности всего осадочного слоя (10-15 км для Большого Кавказа). Некоторые операции, связанные с положением линии профиля внутри «стратиграфической модели» ячейки позволяют, наряду с определением величины сокращения (рис. 3, знак 6, параметр 2), находить важные параметры современной и доскладчатой структур, такие как глубина кровли фундамента на трех условных стадиях развития (параметры 1, 3, 4, знак 6, рис. 3), амплитуда неотектонического поднятия (5) и «разница глубин фундамента» (6) между первой и третьей стадиями [Яковлев, 2017]. На первом этапе исследования [Яковлев, 2015] были получены данные



**Рис. 3.** Реконструкция структуры осадочного чехла в масштабе "структурных ячеек". Показаны три этапа развития структуры для профиля "6" Тфанской зоны. Справа показана современная структура (стадия 3) для профилей 4, 5, 6. 1-5 – стратиграфические подразделения и их возраст; 6 – параметры ячеек, используемые для диагностики геодинамических механизмов в масштабе литосферы

для 78 ячеек, что позволило достаточно хорошо изучить структуру трех регионов внутри Большого Кавказа. Было выявлено, что в современном «рельефе» кровли фундамента существуют устойчиво выделяемые структуры на глубинах 5-30 км, закономерные ареалы стабильных значений сокращения пространства (меняются от 15% до 67%, при среднем сокращении 50%; в 2 раза), а также суммарные амплитуды поднятия и размыва (5-20 км), значительно превышающие общепринятые значения.

Получаемые данные по структуре на разных этапах ее развития, доскладчатой и современной, являются критически важным материалом для решения основных задач в рамках проблемы складкообразования. Например, сейчас господствует мнение о величинах сокращения пространства для Большого Кавказа от 200 км до 900-1000 км (от 5 до 15-20 кратного), основанное на общих моделях закрытия палеоокеана Тетис, а не на конкретных структурных данных (например, 400 км в [Cowgill et al., 2016]). Нами были определены следующие параметры структуры региона: прогнозные глубины кровли фундамента формируют рельеф с большим размахом по вертикали (до 20 км), что противоречит существованию предполагаемого в «субдукционных» схемах общего плоского detachment в подошве чехла [Яковлев, 2015]. Два крупных субвертикальных разлома, Рачинский и Главный Кавказский, которые показаны в этих схемах как наклонные поверхности субдукции, на уровне кровли фундамента оказались: первый – сбросом, а второй не имел значимого вертикального смещения, что делает для Большого Кавказа невозможным применение схем типа «аккреционная призма», и резко ограничивает число возможных реалистичных геодинамических моделей. Причем высокая точность этой информации подчеркивается обнаружением ранее неизвестных разломов со стабильным смещением кровли фундамента по соседним профилям с амплитудой до 10 км (рис. 3, профили 4, 5, 6), а также определением больших смещений по надвигам, когда они существуют.

В методологическом отношении приведенная информация показывает, что без возможностей определения типа и величины деформации в блоках умеренного размера («структурные ячейки») невозможно решить одну из центральных проблем тектоники – восстановление доскладчатой и современной сбалансированных структур осадочного чехла. Существенным обстоятельством для механизмов формирования складчатых сооружений является также накопление разных мощностей и фаций осадков по разные стороны от крупных разломов. Это означает, что значительные



вертикальные разнонаправленные перемещения по ним потребуются объяснять в геодинамических моделях. Для проблемы складкообразования важно также, что совокупность всех полученных данных (это детальная геометрия структуры и ее изменения) может рассматриваться как целевая информация для возможного моделирования развития этого региона, например, методами конечных элементов.

Известно, что обычные методы построения сбалансированных разрезов в складчатости хинтерланда использовать невозможно [Dahlstrom, 1969]. Другие способы восстановления такой складчатости (F-функция Дж. Рэмзи [Ramsay, Huber, 1987] и «динамическое ретробалансирование» [Lechmann et. al., 2010]), известные в Европе, могут эффективно применяться только для очень коротких профилей. Это означает, что европейские исследователи пока не имеют возможности получать важнейшую информацию о структуре складчато-надвиговых сооружений и делать выводы об их генезисе.

#### 4.4. Тектонические зоны, складчатые системы, механизмы в масштабе литосферы

Одним из результатов приведенных выше исследований на уровне «структурных ячеек» являлась совокупность цифровых оценок шести параметров для 78 объектов (рис. 3, знак б), охватывающих заметную часть нескольких тектонических зон (V ранг) и всей складчатой системы Большого Кавказа (VI ранг). Уже самые первые результаты показали, что внутри этого массива наблюдаются такие парные корреляционные связи, которые явно имеют отношение к генезису всей структуры ([Яковлев, 2015], стр. 416). Некоторые связи оказались очень сильными, например, коэффициент корреляции

**Таблица 2.** Основной результат факторного анализа, нагрузки признаков (ГКФ – глубина кровли фундамента, для трех стадий: b1, b2, b3) (по [Яковлев, Горбатов, 2018], с изменениями)

Признаки; * – измеренный признак	F1	F2
1. ГКФ, стадия 1, b1*	<b>0.790</b>	0.022
2. укорочение, Sh*	-0.195	<b>0.938</b>
3. ГКФ, стадия 2, b2	0.665	-0.736
4. ГКФ, стадия 3, b3	<b>0.982</b>	-0.158
5. амплитуда поднятия, b3–b2*	0.005	<b>0.957</b>
6. разница ГКФ (3-1), b3–b1	0.853	-0.219
Доля дисперсии (вес фактора) %	46.6	40.2

между величиной сокращения и амплитудой поднятия составил 0.790. Поскольку эти два события не синхронны, а имели место на разных этапах развития, их интерпретация вызывает сложности.

В случае, когда парные корреляции затруднительно объяснять именно как набор явлений, можно использовать факторный анализ, который позволяет находить процессы, объясняющие совокупность парных корреляций в их связи. Такой анализ был проведен [Яковлев, Горбатов, 2018], его результаты подтвердили, что внутри обсуждаемого массива данных есть следы двух (не одного и не трех) реально существующих геодинамических процессов (таблица 2). В первом факторе (F1) лидирующим признаком с нагрузкой 0.79 выступила глубина кровли фундамента на первой стадии (состояние после осадконакопления, до складчатости), зависимым признаком (нагрузка 0.89) является глубина на современной третьей стадии (после поднятия). Этот фактор (процесс) был назван «изостазией». Во втором факторе (F2) лидирующий признак – величина укорочения на второй стадии (нагрузка 0.94), от которого зависит амплитуда поднятия (нагрузка 0.96); этот фактор (процесс) был назван «сокращением». Было выявлено, что в результате совокупного действия двух уже известных явлений – (а) складчатости и сокращения на стадии 2, при котором кровля фундамента погружается, и (б) при неотектоническом поднятии на стадии 3, глубина кровли фундамента в современной структуре стремится занять исходное, доскладчатое положение. Определилось также, что эти статистические закономерности могут быть объяснены только в том случае, если принять за реальность очень сильные изменения плотности пород коры и мантии, а именно – увеличение плотности пород коры до «мантийных» значений при «изостазии» (совокупно, после складчатости и поднятия) и, наоборот, уменьшение плотности мантийных пород до «коровых» значений при неотектоническом поднятии (как части процесса «сокращения»). Далее было сделано предположение, что изостатическое равновесие существует постоянно, поэтому можно рассчитать изменения мощностей основных слоев земной коры при альпийской эволюции. Подсчеты таких изменений Чиаурской тектонической зоны Большого Кавказа, начиная с осадконакопления, показали

[Яковлев, Горбатов, 2018; Gorbatov, Yakovlev, 2020], что мощность кристаллической части коры в результате очень сильно деградирует. Первые расчеты таких изменений в коре и мантии принадлежат В.Г. Трифонову [Трифонов, 2016].

В методическом отношении материал последнего исследования показывает, что результаты изучения разномасштабных процессов складкообразования могут оказаться критически важными при разработке геодинамических моделей развития крупных регионов. Например, фактически показано, что существующая уверенность исследователей в том, что объем континентальной коры не меняется, может быть ошибочной, а это может дезавуировать многие геодинамические модели.

## **5. Дискуссия. Значение и перспективы исследований по проблеме складкообразования**

Общее состояние геодинамики и геотектоники, то есть тех направлений науки, которые призваны объяснять закономерности развития литосферы и коры, может быть охарактеризовано как кризисное: на фоне старых, идеальных, но не работающих схем, в последние десятилетия новые модели почти не появляются [Leonov et al., 2012]. Существующая критика геодинамики и тектоники плит касается многих аспектов [Антонов, 2011], включая кинематику плит, энергетику процессов, ее основных постулатов [Яковлев, 2018], связи тектоники плит и горообразования [Ollier, Pain, 2019]. Поскольку, как уже указывалось, складчатость формирует кристаллический слой земной коры, то на этом фоне исследования по проблеме складкообразования неизбежно должны занять одно из центральных мест в геодинамике. В.Е. Хаин [1987] по этому поводу писал: «В последние десятилетия она <проблема складкообразования> оказалась отодвинутой на второй план проблемой происхождения океанов, но от этого не утратила своего принципиального значения, ибо ни одна модель глобального тектогенеза не может считаться достаточно совершенной без объяснения генезиса складчатости».

Перспективы развития исследований по проблеме складкообразования весьма разнообразны в связи со сложностью самой проблемы. Некоторые типы складчатости уже хорошо изучены, и, напротив, метаморфическая складчатость пока слишком сложна для разработки количественных исследований механизмов ее формирования. Для линейной складчатости, развитой в хинтерланде, в последние годы были созданы такие методы исследования для очень разных по рангу объектов, которые в первом приближении охватили весь возможный спектр структур. Последний раздел (4.4) показывает статистически корректный результат, важный для понимания процессов формирования структур, охватывающих всю литосферу; это максимально крупный объект для таких работ. Более того, поскольку речь в этом случае идет об изменениях плотности горных пород, то исчерпаны пределы и для структурных методов – дальнейшее продвижение здесь должно быть связано с петрофизикой.

Почти во всех описанных выше методах исследования для структур рангов от II до VI есть возможности их уточнения, в том числе – с применением методов механики сплошной среды. Важным направлением является сбор природного фактического материала так же для объектов разного масштаба, и особенно – для структур, сформированных на разных тектонических циклах. Например, накопление материалов по параметрам «структурных ячеек» (сейчас их 78-103) может дать возможность проведения важных сравнительных исследований. Есть определенные перспективы в исследовании, в частности, структур Большого Кавказа в период от 35 млн. лет до 5-2 млн. лет, события которого сейчас почти полностью неизвестны по ряду объективных причин. Отдельно следует упомянуть очень важные перспективы уточнения многочисленных моделей развития крупных литосферных структур, построенных методами конечных элементов, в которых сравнение с природными объектами практически никак не разработано, в том числе – по причине отсутствия реальной информации о природных объектах (например, по величине сокращения и по изменениям геометрии объектов в процессе развития). Как было показано, сейчас такие данные стали появляться.

## **ЛИТЕРАТУРА**

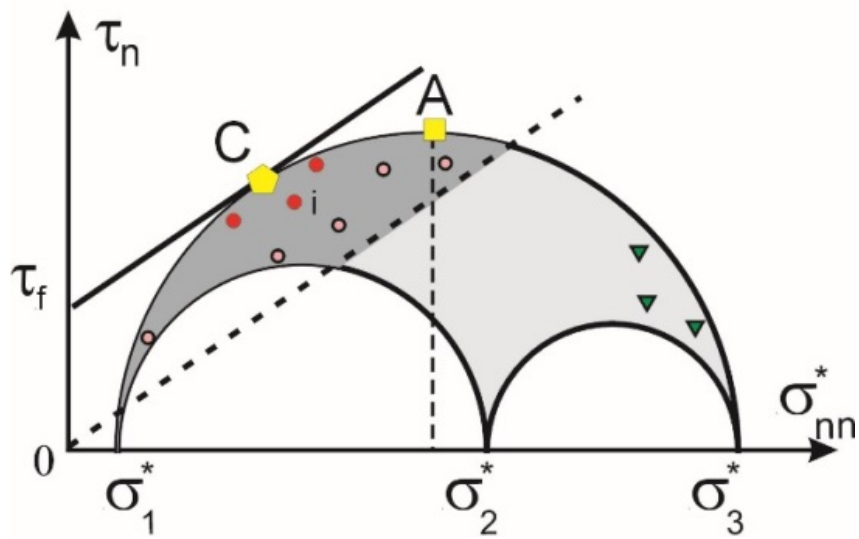
1. Антонов А.Ю. Эволюция главных геодинамических направлений современной геологической науки. Обзор материалов российского реферативного журнала за 2008-2009 гг. (часть вторая) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2011. (1). С. 157–171.
2. Баженов М.Л. Анализ разрешающей способности палеомагнитного метода при решении тектонических задач // Геотектоника. 1988. (3). С. 14–25.
3. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра. 1975. 264 с.
4. Белоусов В.В. Основы геотектоники. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра. 1989. 382 с.

5. Белоусов В.В. Очерки истории геологии. М.: ИФЗ РАН. 2018. 232 с.
6. Войтенко В.Н., Худoley А.К. Стрейн-анализ в геотектонических исследованиях / Проблемы тектонофизики. Отв. ред. – Ю.Л. Ребецкий. М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 9–27.
7. Геологический словарь / ред. колл., К.Н. Паффенгольц и др. М.: Недра. 1978. Т.1. 487 с. Т. 2. 456 с.
8. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III, IV. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 544 с.
9. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
10. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
11. Гончаров М.А. Компенсационная, многоярусная и иерархическая геодинамика: сочетание фиксизма и мобилизма // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1997. Т. 72 (6). С. 13–21.
12. Гутерман В.Г. Механизмы тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования). Киев: Наук. Думка. 1987. 172 с.
13. Гончаров М.А., Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Условия и механизм формирования складчатости Таласского хребта. Отчёт о результатах полевых работ 1972-1979 гг. М: МГУ: рукопись. 1988. 342 с.
14. Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л. Тектонофизика / Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том “Тектоника и геодинамика”. Под ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. С. 121–134.
15. Рогожин Е.А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука. 1977. 98 с.
16. Талицкий В.Г. Галкин В.А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования / Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989. С. 61–70.
17. Трифонов В.Г. Коллизия и горообразование // Геотектоника. 2016. (1). С. 3–24.
18. Хаин В.Е. Общая геотектоника. 2 изд. М.: Недра. 1973. 512 с.
19. Хаин В.Е. О главных факторах складкообразования (в связи со статьей Ф.Л. Яковлева "Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)") // Геотектоника. 1987. (4). С. 122–124.
20. Шолто В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра. 1978. 176 с.
21. Эз В.В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра. 1985. 191 с.
22. Яковлев Ф.Л. Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам. // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1978. Т. 53 (5). С. 43–52.
23. Яковлев Ф.Л. Две методики определения размера горизонтального сокращения по морфологии складок / Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука. 1981. С. 70–76.
24. Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: ОИФЗ РАН. 1997. 76 с.
25. Яковлев Ф.Л. Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) / Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 311–332.
26. Яковлев Ф.Л. Многограновый деформационный анализ структур линейной складчатости // Доклады Академии Наук. 2008. Т. 422 (3). С. 371–376.
27. Яковлев Ф.Л. Реконструкция структур линейной складчатости с использованием объемного балансирования // Физика Земли. 2009. (11). С. 1023–1034.
28. Яковлев Ф.Л. Многограновый деформационный анализ линейной складчатости на примере альпийского Большого Кавказа / диссертация на ученую степень д.г.-м.н. по специальности 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика» / М.: ИФЗ РАН. 2015. 472 с.
29. Яковлев Ф.Л. Реконструкция складчато-разрывных структур в зонах линейной складчатости по структурным разрезам. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2017. 60 с.
30. Яковлев Ф.Л., Войтенко В.Н., Худoley А.К., Маринин А.В. О соотношении деформации сокращения в складчатом домене и в компетентном слое / Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС. 2003. С. 325–329.
31. Яковлев Ф.Л. К попытке методологического анализа реалистичности основных модельных допущений современной геодинамики / Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2018. Т. 2. С. 349–353.
32. Яковлев Ф.Л., Горбатов Е.С. Об использовании факторного анализа для исследования геодинамических процессов формирования Большого Кавказа // Геодинамика и Тектонофизика. 2018. Т. 9 (3). С. 909–926.

33. *Cloos E.* Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1947. V. 58 (9). P. 843–918.
34. *Cowgill E., Forte A.M., Niemi N., Avdeev B., Tye A., Trexler C., Zavakhishvili J., Elashvili M., Godoladze T.* Relict basin closure and crustal shortening budgets during continental collision: An example from Caucasus sediment provenance // *Tectonics*. 2016. V. 35 (12). P. 2918–2947.
35. *Dahlstrom C.D.A.* Balanced cross sections // *Canadian journal earth science*. 1969. T 6 (4). P. 743–757.
36. *Dixon J.M., Tirrul R.* Centrifuge modelling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession // *Journal of Structural Geology*. 1991. V. 13 (1). P. 3–20.
37. *Gorbatov E., Yakovlev F.* Balanced model of the folded sedimentary cover of the Greater Caucasus as a source of information about geodynamic processes on the scale of the lithosphere - statistical approach. EGU General Assembly 2020. EGU2020-5051.
38. *Hudleston P.J., Stephansson O.* Layer shortening and foldshape development in the buckling of single layers // *Tectonophysics*. 1973. V. 17 (4). P. 299–321.
39. *Hudleston P.J., Treagus S.H.* Information from folds: A review // *Journal of Structural Geology*. 2010. V. 32 (12). P. 2042–2071.
40. *Lechmann S.M., Schmalholz S.M., Burg J.P., Marques F.O.* Dynamic unfolding of multilayers: 2D numerical approach and application to turbidites in SW // *Tectonophysics*. 2010. T. 494 (1-2). P. 64–74.
41. *Leonov Yu.G., Roure F., Rebetsky Yu.L., Yakovlev F.L.* Tectonophysics in Russia and France: A project initiated by Jacques Angelier // *Comptes Rendus Geoscience*. 2012. T. 344 (3–4). P. 111–115.
42. *Ollier C.D., Pain C.F.* Neotectonic mountain uplift and geomorphology // *Geomorphology RAS*. 2019. (4). P. 3–26.
43. *Ramsay J.G., Huber M.* The techniques of modern structural geology. Vol. 2. Fold and fractures. London: Acad. Press. 1987. P. 308–700.
44. *Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y.* Strain and competence contrast estimation from fold shape // *Tectonophysics*. 2001. V. 340 (3-4). P. 195–213.



## **РАЗДЕЛ 2. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ** **ТЕКТОНОФИЗИКИ И ГЕОДИНАМИКИ**





# ВЛИЯНИЕ РЕОЛОГИИ МАНТИИ НА ПОЛЕ СКОРОСТЕЙ ТЕЧЕНИЙ И ДИНАМИЧЕСКУЮ ТОПОГРАФИЮ ПОВЕРХНОСТИ ДЛЯ ТРЕХМЕРНОЙ СФЕРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЗЕМЛИ

А.А. Баранов<sup>1,2</sup>, А.М. Бобров<sup>1</sup>, А.В. Чуваев<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Б. Грузинская ул., 10, стр. 1., baranov@ifz.ru

<sup>2</sup> Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Профсоюзная ул., 84/32.

<sup>3</sup> Российский технологический университет – МИРЭА, Москва, Проспект Вернадского, д. 78

## Введение

В работе исследуется влияние вязкости (зависящей от температуры и давления) на распределения скоростей движения вещества в мантии Земли, а также на ее поверхности. Результаты численного трехмерного моделирования на основе глобальной модели сейсмической томографии SMEAN2 показывают, как закон вязкости может качественно менять картину. Например, для простейшей модели постоянной вязкости возникающая на поверхности структура состоит из примерно изометрических восходящих плюмов и окружающих их узких линейных желобов нисходящих течений. Однако при сильно температурно-зависимой вязкости с неньютоновской реологией образуются линейные структуры как для нисходящих (желоба), так и для восходящих потоков (рифты); наиболее интенсивный подъем вещества происходит в местах типа тройных сочленений рифтов. Это и соответствует реально наблюдаемой картине на поверхности Земли. Исследование таких структур возможно только на трехмерной сферической модели; на двумерной плоской модели, как и на двумерной кольцевой модели, такое исследование невозможно, по существу. Соответственно меняется и распределение топографических структур на поверхности. При этом для высоковязкого вещества на поверхности рельеф поверхности оказывается меньшим, чем для случая постоянной вязкости, в силу более трудного деформирования высоковязкого слоя и условия сцепления на его подошве.

## Уравнения и модель

Система уравнений тепловой конвекции в мантии включает в себя три проекции уравнения Стокса, уравнение переноса тепла и уравнение неразрывности [Bobrov and Baranov, 2016]:

$$-\partial p / \partial x_i + \partial \tau_{ij} / \partial x_j + \rho g \delta_{i3} = 0, \quad i=1, 2, 3 \quad (1)$$

$$\partial T / \partial t + (V_i \partial T / \partial x_i) = \partial (\kappa \partial T / \partial x_i) / \partial x_i + H, \quad (2)$$

$$\partial \rho / \partial t + \partial (V_i \rho) / \partial x_i = 0, \quad (3)$$

(предполагается суммирование по повторяющимся индексам), где  $\rho(T)$  плотность мантии,  $g$  - ускорение силы тяжести,  $T$  - температура, отсчитываемая от адиабатического распределения,  $\kappa$  - коэффициент тепловой диффузии,  $H$  - термометрическая плотность тепловых источников,  $\delta_{ij}$  - символ Кронекера, равный 1 при  $i=j$  и равный 0 при  $i \neq j$ .

Девиаторный тензор вязких напряжений  $\tau_{ij}$

$$\tau_{ij} = \eta (\partial V_i / \partial x_j + \partial V_j / \partial x_i), \quad (4)$$

где  $\eta(p, T)$  – вязкость.

Уравнения (1)-(3) содержат неизвестные функции: вектор скорости  $V_i(x_i, t)$ , температуру  $T(x_i, t)$ , давление  $p(x_i, t)$  и тензор вязких напряжений  $\tau_{ij}$ .

Мгновенная структура глобальных вязких мантийных течений может быть рассчитана по уравнению Стокса. Наиболее интересна мгновенная модель современной Земли, полученная на основе данных сейсмической томографии. Используемая авторами модель сейсмической томографии SMEAN2 состоит из вариаций сейсмических скоростей в мантии [Becker, 2012]. Эта модель является одной из лучших и содержит вариации поперечных сейсмических скоростей во всем объеме мантии. На ее основе с помощью виртуальной машины Vmware в облачном кластере рассчитывается трехмерная мгновенная модель современной Земли [Чуваев и др., 2020]. Для того чтобы использовать данные этой модели для численных расчетов, необходимо перевести вариации скоростей поперечных волн в мантии в температурные аномалии. Вариации сейсмических скоростей в мантии



пересчитываются в вариации плотности вещества по соотношению:  $d\rho = 0.3 \times dv_s$ , исходя из геофизических соображений [Paulson et al., 2005], а в верхней мантии исходя из лабораторных данных по свойствам вещества [Shapiro and Ritzwoller, 2004]. В свою очередь, по вариациям плотности определяется поле вариаций температур в мантии, по формуле теплового расширения:  $dT = -(1/\alpha) \times (d\rho/\rho)$ , с учетом зависимости коэффициента теплового расширения  $\alpha$  от глубины. При этом коэффициент теплового расширения  $\alpha$  меняется с глубиной по зависимости  $\alpha = (3 - 4.44 \times (1-r)) \times 10^{-5}$ , где  $r$  – безразмерный радиус Земли от 0 в ядре до 1 на поверхности [Paulson et al., 2005]. Таким образом, коэффициент теплового расширения  $\alpha$  меняется от  $3 \times 10^{-5}$  на поверхности Земли до  $1 \times 10^{-5}$  на дне мантии на границе с ядром.

При добавлении к полученным таким образом вариациям температуры адиабаты и потенциальной температуры получается полная температура  $T$  [Schubert et al., 2001]. В настоящих расчётах мы используем модель с зависимостью вязкости от полной температуры и температуры плавления вещества  $T_{melt}$  [McNamara et al. 2003; Paulson et al., 2005].

$$T_{melt}(d) = 2100 + 1.4848d - (5 \times 10^{-4}d^2) \text{ для верхней мантии,} \quad (5)$$

$$T_{melt}(d) = 2916 + 1.25d - (1.65 \times 10^{-4}d^2) \text{ для нижней мантии,} \quad (6)$$

где  $d$  – глубина в километрах.

Тогда вязкость будет равна:

$$\eta_T = A_1 \exp(17T_{melt}/T) \text{ для верхней мантии и}$$

$$\eta_T = A_0 \exp(10T_{melt}/T) \text{ для нижней мантии, где}$$

$$A_1 = 2 \times 10^9 \text{ Пас для верхней мантии, } A_2 = 1.2 \times 10^{13} \text{ Пас для нижней мантии.}$$

При такой вязкости на поверхности возникает высоковязкий слой – литосфера с вязкостью до  $10^{25}$  Пас. Для численного моделирования мы использовали программу CitcomS, версия 3, скачанную на сайте <https://geodynamics.org/cig/software/citcoms/> [Moresi and Solomatov, 1998; Zhong et al., 2000].

Расчеты производились на сетке  $170 \times 170 \times 59$  узлов по углам и глубине соответственно с равномерным шагом по глубине в 50 км. На входе программа CitcomS считывает 58 файлов, содержащих вариации сейсмических скоростей в Земле, и переводит их в вариации температуры в каждой точке сетки. Затем для каждого момента времени решается уравнение переноса импульса (Стокса) для скоростей течений и уравнение переноса тепла для поля температуры. Уравнение переноса импульса решается в естественных переменных скорость—давление конечно-элементным методом с помощью алгоритма Узавы [Hughes et al., 1979; Ramage and Wathen, 1994], что позволяет получить решение даже тогда, когда вязкость вещества меняется на много порядков.

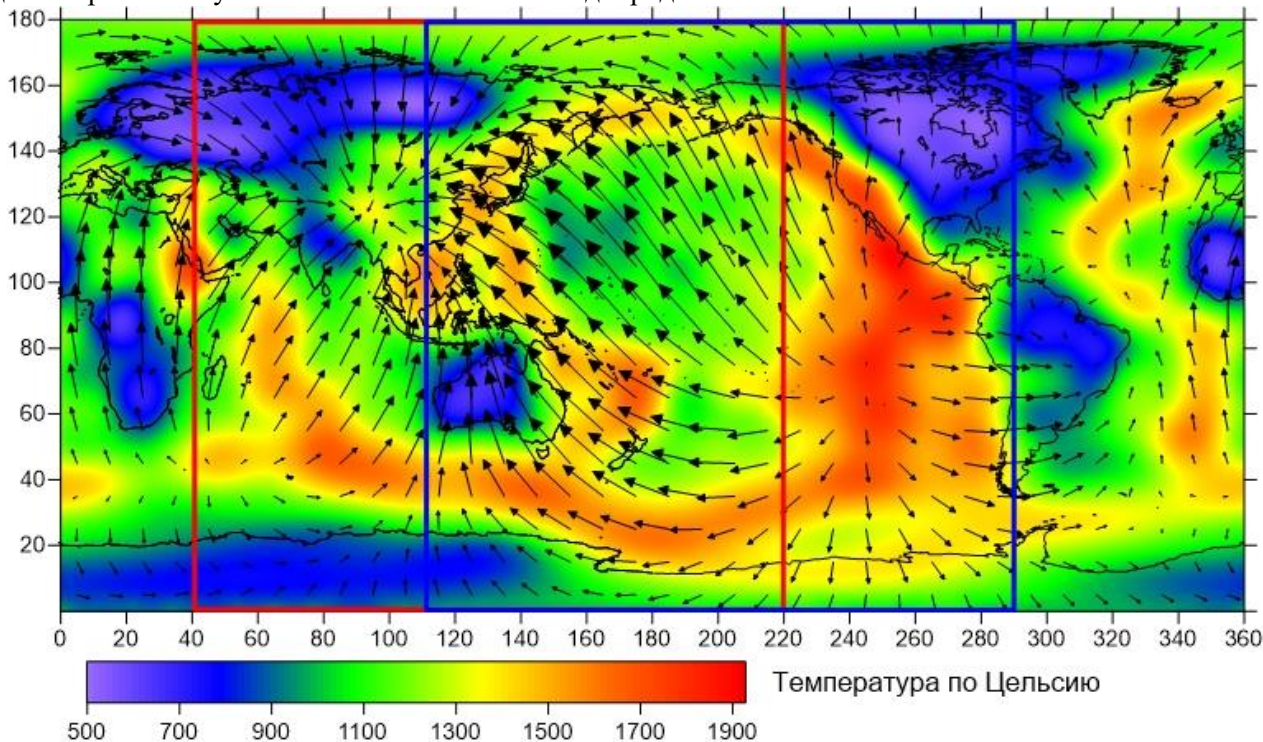
После расчета получается мгновенная цифровая модель мантии Земли, включающая в себя скорости, температуру, вязкость и напряжения в каждой точке сетки. Далее для интерпретации результатов и их графического представления с помощью программы Surfer были построены сечения мантии с фиксированной глубиной и через полюса.

## Результаты и обсуждение

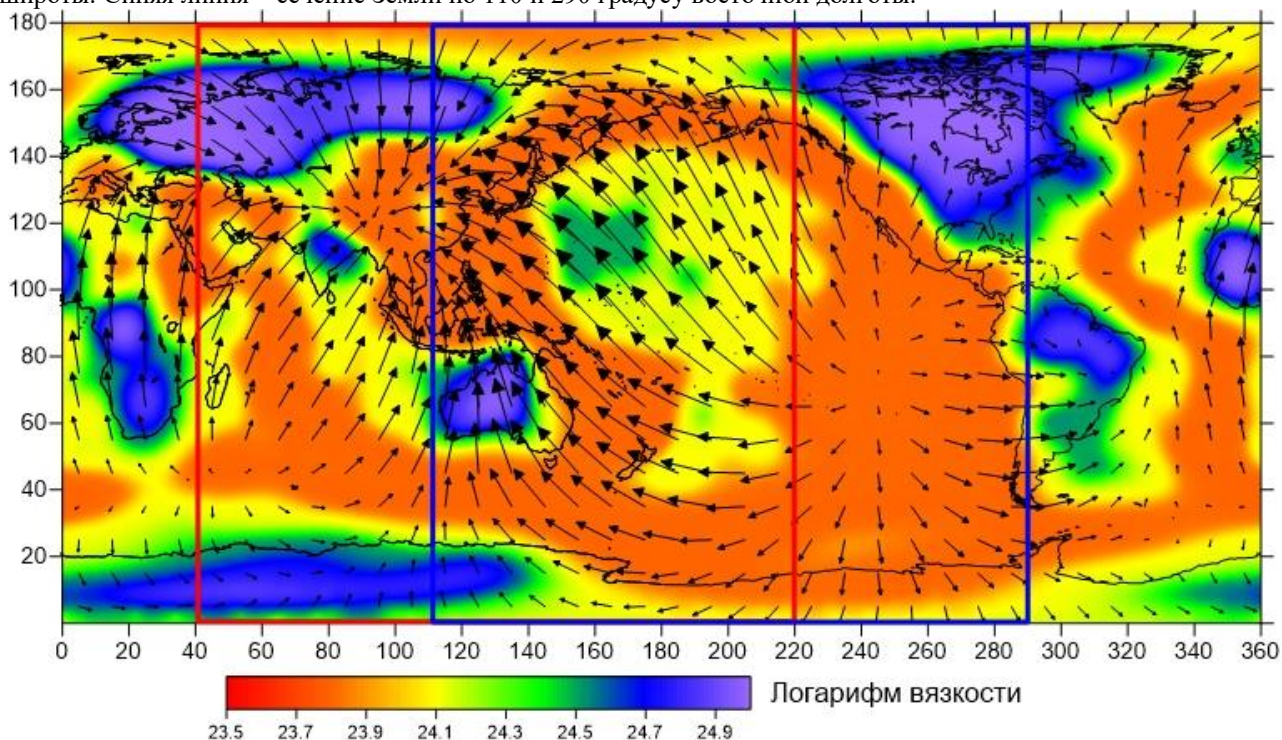
На рис. 1а приведено поле вариаций температуры, пересчитанных из вариаций сейсмических скоростей в модели SMEAN 2 в сечении мантии Земли на глубине 100 км с наложенными контурами континентов. Видны океанические хребты – горячие области и под большей частью континентов – холодные области. Исключения составляют Восточная Африка и район Красного моря – так называемый Африканский суперплюм, часть Центральной Азии (Байкальский рифт) и часть Восточной Азии и окраинных морей, а также Западная Антарктика. Северная Америка в процессе движения на запад наехала на океанический хребет западным побережьем и поэтому там также находится положительная аномалия температуры в подкорковой мантии. Для Западной Антарктики наблюдается положительная температурная аномалия, которая на поверхности проявляется обширной зоной растяжения и вулканизма. Под остальными континентами на глубинах около 100 км находятся области пониженной температуры, что согласуется с теорией плавающих континентов, согласно которой континенты находятся на нисходящих мантийных потоках, например [Bobrov and Vaganov, 2019]. На этом рисунке четко видно, что горячее вещество в хребтах всплывает и погружается в холодных областях под континентами.

На рис. 1б приведено поле вариаций вязкости, полученной из полной температуры, по закону, описанному выше, в сечении мантии Земли на глубине 100 км с наложенными контурами

континентов. Фактически это вязкость в литосфере, там, где она есть. Под большинством континентов вязкости повышены в силу пониженной температуры. Для Восточной Африки, Юго-Восточной Азии и Западной Антарктики вязкости небольшие. Однако, следует учитывать, что в данной работе не учитываются химические неоднородности в континентальных блоках.



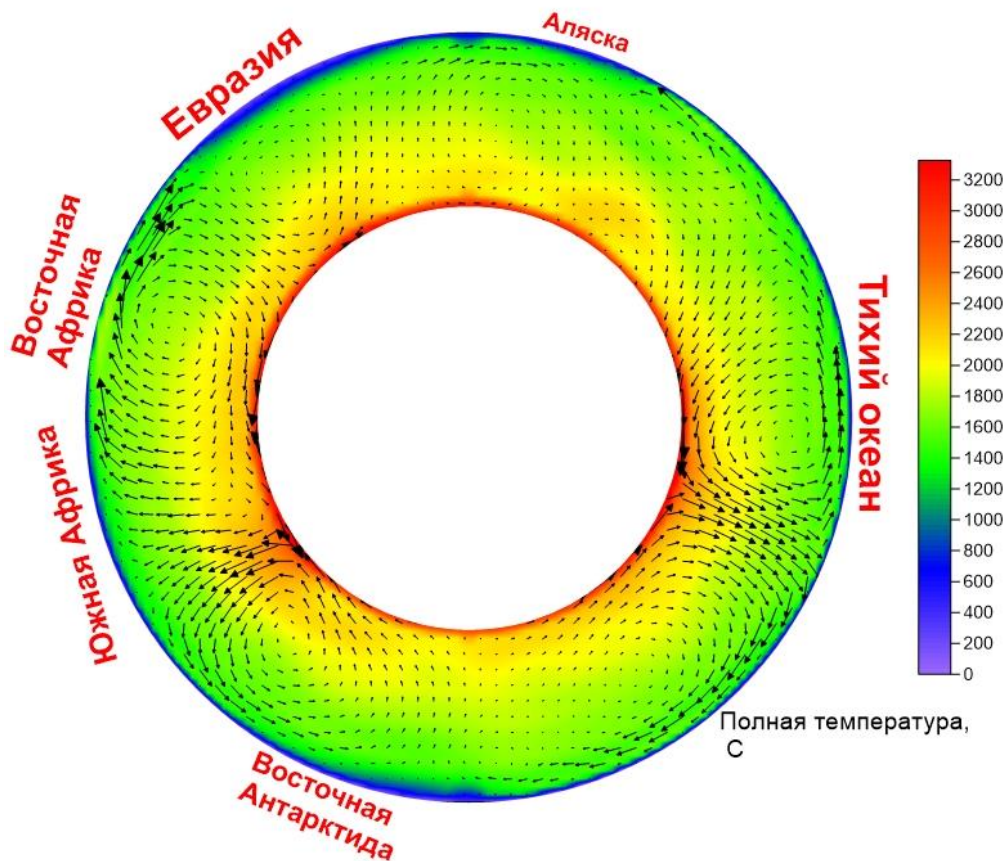
**Рис. 1. А.** Распределение полной температуры и скоростей течений в мантии для сечения на глубине 100 км. Черной линией показаны контуры континентов. Красная линия – сечение Земли по 40 и 220 градусу восточной широты. Синяя линия – сечение Земли по 110 и 290 градусу восточной долготы.



**Рис. 1. Б.** Распределение десятичного логарифма вязкости и скоростей течений в мантии для сечения на глубине 100 км. Обозначения те же что и для рисунка А

Далее были выбраны 2 характерных меридиональных сечения между полюсами, проходящих через восточную Африку и центральную часть Тихого океана (40, 220 градусов восточной долготы, рис. 2) и через юго-восточную часть Евразии и обе Америки (110, 290 градусов восточной долготы, рис. 3).

На рис. 2а показана полная температура в мантии. На поверхности температура равно 0, а на границе с ядром 3327 градусов Цельсия. Под континентами кроме Восточной Африки находятся нисходящие мантийные потоки и пониженная температура. Глобальный горячий восходящий поток поднимается от ядра под Тихим океаном, восходящий поток также имеется под Восточной Африкой. Нисходящий поток между Африкой и Евразией на рис. 2а – это система зон субдукции в Средиземном море.



**Рис. 2. А:** Распределение температуры и скоростей в мантии в сечении Земли по 40 и 220 градусу восточной долготы

Вязкость в мантии с глубиной меняется в широких пределах от 1025 Пас в океанической литосфере и в континентах до 1018 в астеносфере и слое D''. При этом для Евразии, Восточной Антарктиды и Аляски – характерна более толстая континентальная холодная мантия по сравнению с другими континентами (Африкой)

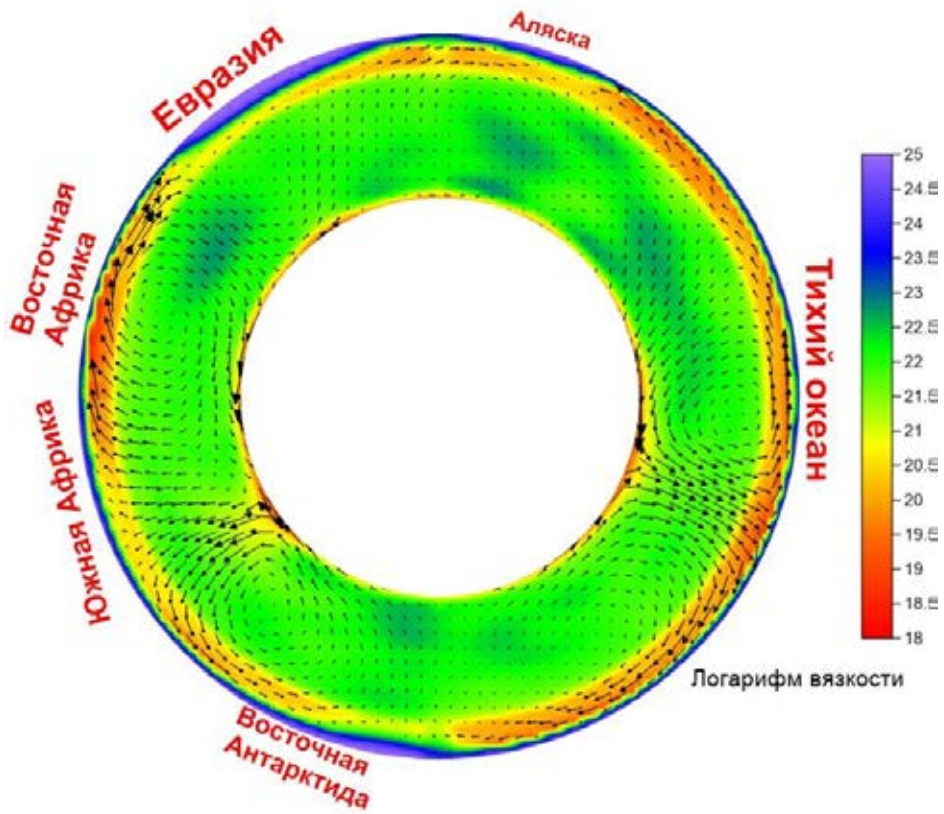


Рис. 2. Б: Распределение логарифма вязкости и скоростей в мантии в том же сечении

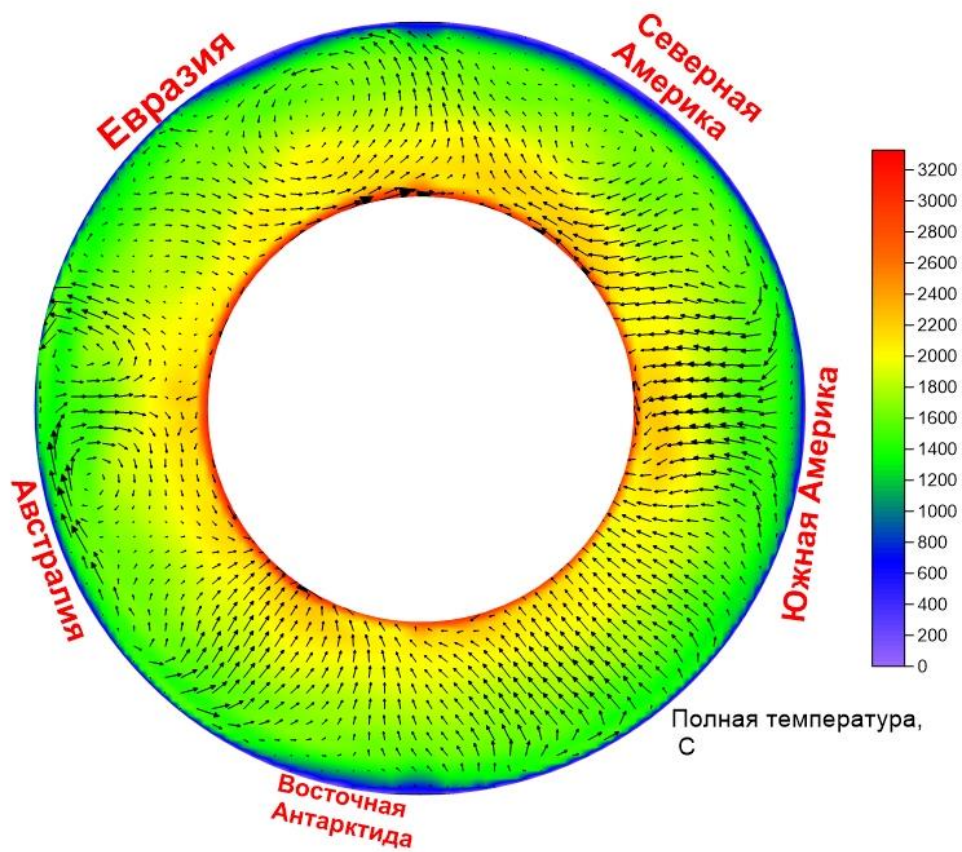
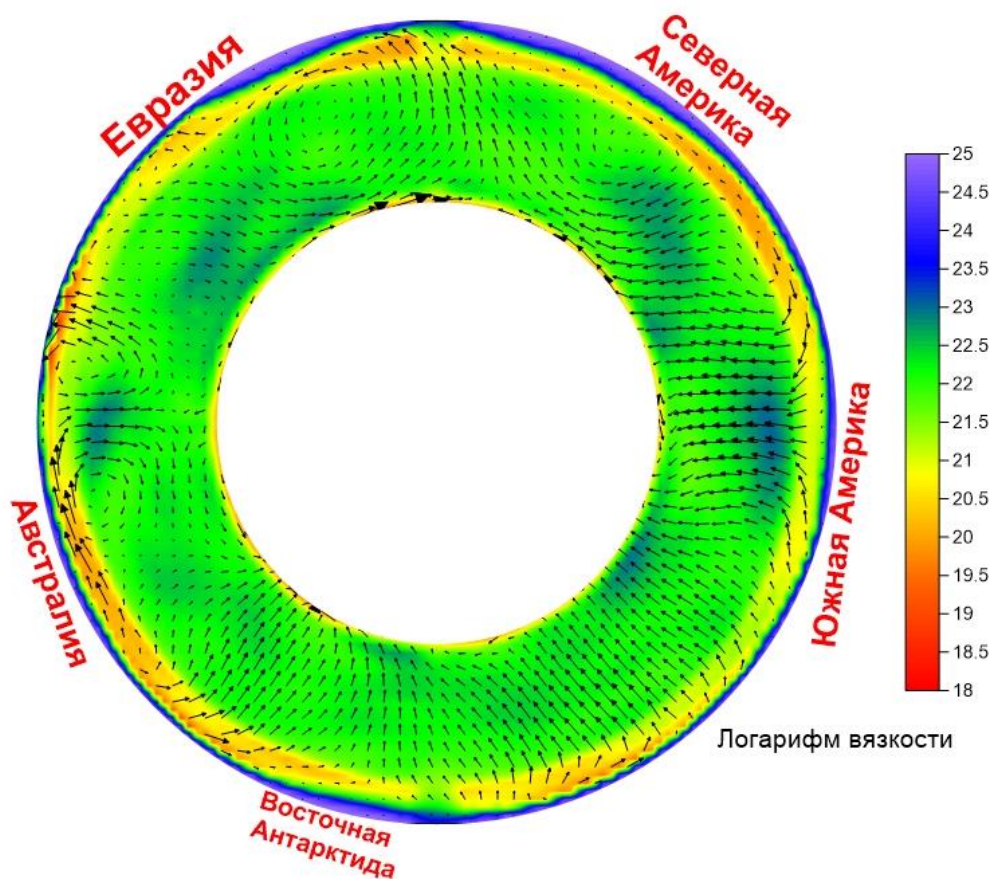


Рис. 3. А: Распределение температуры и скоростей в мантии в сечении Земли по 110 и 290 градусу восточной долготы



**Рис. 3. Б:** Распределение логарифма вязкости и скоростей в мантии в том же сечении

На рис. 3а под континентами находятся области пониженной температуры. Нисходящие потоки присутствуют под Северной и Южной Америкой, тогда как восходящие потоки поднимаются между Австралией и Евразией и между Северной Америкой и Евразией на Северном полюсе. Нисходящий мантийный поток получается под Евразией и восходящий поток под Арктикой, толкающий Северную Евразию на юг, тогда как южная ее часть относительно неподвижна, что может порождать большие напряжения и горообразование внутри Евразии, что и наблюдается в действительности.

Логарифм вязкости на рис. 3б меняется на 7 порядков, причем самые большие вариации достигаются на границе литосфера-астеносфера. Разные континентальные блоки имеют разную мощность термальной высоковязкой литосферы. Также большие вариации вязкости наблюдаются на границе с ядром, где лежат остатки субдуцировавших высоковязких слэбов.

На рис. 4а показана средняя температура в зависимости от глубины, а на рисунке 4б средняя вязкость. Средняя температура в мантии составляет около 1800 градусов. При таком распределении вязкости в мантии средняя вязкость (логарифм) составляют примерно 21.81, в верхней мантии 20.6, а в нижней мантии 21.91.

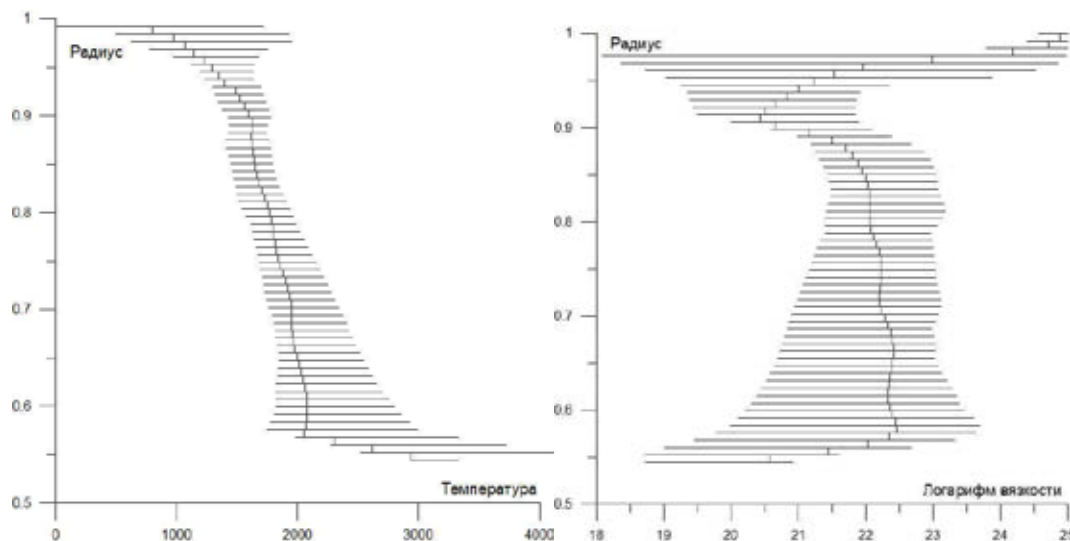


Рис. 4. А: Распределение температуры в мантии по глубине. Б: Распределение вязкости в мантии по глубине

## Выводы

1. В работе была рассчитана мгновенная модель Земли с большими вариациями вязкости.
2. Полученные поля температуры, скоростей и направлений мантийных течений качественно согласуются с геофизическими данными и теориями тектоники плит и движущихся континентов. Под большинством континентов находятся нисходящие мантийные потоки, отрицательные аномалии температуры и области повышенной вязкости.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Чуваев А.В., Баранов А.А., Бобров А.М. Численное моделирование конвекции в мантии Земли с использованием облачных технологий. Вычислительные технологии. 2020. 25(2): С. 103–117.
2. Bobrov, A.M., Baranov, A.A. The mantle convection model with non-Newtonian rheology and phase transitions: The flow structure and stress fields // *Izv., Phys. Solid Earth*. 2016. Vol.52. № 1. P. 129-143.
3. Bobrov A.M., Baranov A.A. Thermochemical Mantle Convection with Drifting Deformable Continents: Main Features of Supercontinent Cycle // *Pure and Applied Geophysics*. 2019. Vol. 176, No. 8. P. 3545–3565.
4. Becker, T. W. On recent seismic tomography for the western United States // *Geochem., Geophys., Geosys.* 2012. Vol.13, Q01W10.
5. Hughes T.J.R., Liu W.K., Brooks A. Finite Element Analysis of Incompressible Viscous Flows by the Penalty Function Formulation // *J. Comput. Phys.* 1979. V. 30. P. 1–60.
6. McNamara, A.K., van Keken, P.E., Karato, S., 2003. Development of finite strain in the convecting lower mantle and its implications for seismic anisotropy, *J. geophys. Res.*, 108(B5), 2230.
7. Moresi L.N., Solomatov V., 1998. Mantle convection with a brittle lithosphere: Thoughts on the global tectonic styles of the Earth and Venus. *Geophys. J. Int.* 133, P. 669–682.
8. Paulson, A., Zhong, Sh., and Wahr, J. Modelling postglacial rebound with lateral viscosity variations // *Geophys. J. Int.* 2005, Vol. 163. P. 357–371.
9. Ramage, A, Wathen, A. J. Iterative solution techniques for the Stokes and Navier-Stokes equations *Int. J. Numer. Methods. Fluids*. 1994. Vol.19, P. 67-83.
10. Shapiro, N., Ritzwoller, M., 2004. Thermodynamic constraints on seismic inversions, *Geophys. J. Int.*, 157(3), P. 1175–1188.
11. Schubert G., Turcotte D. L., Olson P. *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge Univ. Press, New York, 2001. 940 p.
12. Zhong, S., Zuber, M.T., Moresi, L.N., and Gurnis, M., 2000. The role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection. *J. Geophys. Res.* 105, P. 11063–11082.

# ТЕКТОНОФИЗИКА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОМЕТ С ПЛАНЕТАМИ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

А.А. Баренбаум

ИПНГ РАН, Москва, azary@mail.ru

## Введение

Происхождение на планетах земной группы однотипных геологических структур (материков, морей, гор, вулканов, кратеров и т.д.) – это вопросы, которые в планетологии пока еще далеки от адекватного объяснения. Ситуация начала меняться в связи с открытием явления струйного истечения газопылевого вещества из центра Галактики [Баренбаум, 2002]. Когда был установлен факт выпадений на Землю и другие планеты галактических комет и стал изучаться физический механизм их взаимодействия с атмосферой и литосферой нашей планеты [Баренбаум, 2006, 2010, 2012, 2013, 2016].

Изучение этого механизма показало [Varenbaum, 2015; Varenbaum & Shpekin, 2016, 2018, 2019, 2020], что все перечисленные геологические структуры могут быть образованы падениями галактических комет. А различия между структурами вызваны сочетанием четырех факторов: 1) плотностью газовой оболочки планеты, 2) толщиной планетной литосферы, 3) степенью нагрева и составом пород литосферы, а также 4) интенсивностью падений крупных космических тел, в первую очередь галактических комет.

Ниже кратко излагается существо механизма взаимодействия галактических комет с планетами. А также обсуждается его специфика применительно к образованию кратеров, диатрем, гор, вулканов и других ведущих типов рельефа как на безатмосферных Луне, Меркурии и обладающем очень разреженной газовой оболочкой Марсе, так и на планетах с достаточно плотной атмосферой Земле и Венере.

Но прежде нам потребуется кратко рассказать о свойствах самих галактических комет.

## Сведения о галактических кометах

Галактические кометы – это недавно открытый [Баренбаум, 1990] класс высокоскоростных космических тел, бомбардирующих Солнечную систему через 20–37 млн лет. Двигаются эти кометы в галактической плоскости и выпадают на планеты в виде сравнительно коротких (1–5 млн лет) кометных «ливней» в эпохи нахождения Солнца в струйных потоках и спиральных рукавах Галактики [Баренбаум, 2002, 2010]. За время одного ливня на Землю может упасть  $\sim 10^4 \div 10^7$  галактических комет. Все такие события отражены в шкале фанерозоя в виде границ ее систем и отделов [Баренбаум и др., 2002, 2004]. Последний кометный ливень «средней интенсивности» имел место  $5.0 \div 0.7$  млн лет назад на границе неогена и квартера, когда на площадку размерами  $100 \times 100$  км<sup>2</sup> могло выпасть  $\sim 20$  галактических комет [Varenbaum, Shpekin, 2020]. Выпавшие кометы вызвали ощутимый нагрев пород литосферы, приведший к подъему поверхности на планетах земной группы [Баренбаум, Шпекин, 2011; Баренбаум, 2016]. На Земле это явление получило название «новейших поднятий земной коры» [Артюшков, 1994]. Одновременно с континентами резко активизировались тектономагматические процессы и на дне океанов [Баренбаум, 2013e].

Диаметр ядер галактических комет  $\sim 0.1 \div 3.5$  км, их масса  $\sim 10^{12} \div 10^{17}$  г, а кинетическая энергия  $\sim 10^{20} \div 10^{25}$  Дж. Плотность их вещества  $\approx 1.0$  г/см<sup>3</sup>, на  $\approx 80\%$  они состоят из водяного льда и на 10-15% из углеродной компоненты. Скорость движения комет в последнем ливне относительно Солнца была  $\approx 450$  км/с.

В отличие от астероидов и комет Солнечной системы, галактические кометы имеют экспоненциальное распределение по диаметру, массе и энергии, что вызывает экспоненциальное распределение по размерам создаваемых их падениями структур. Другое отличие состоит в том, что из-за наклона эклиптики на угол  $62^\circ$  к плоскости Галактики, последняя бомбардировка кометами пришлось на южное полушарие планет. Поэтому у планет земной группы ведущие формы рельефа южного и северного полушарий отличаются [Баренбаум, 2004, 2012a].

И наконец, следует сказать, что галактические кометы невозможно визуально наблюдать средствами астрономии. Поэтому все, что о них сегодня известно, получено изучением последствий

их падений на Землю и другие планеты, а также их столкновений с телами астероидного пояса [Баренбаум, 2010].

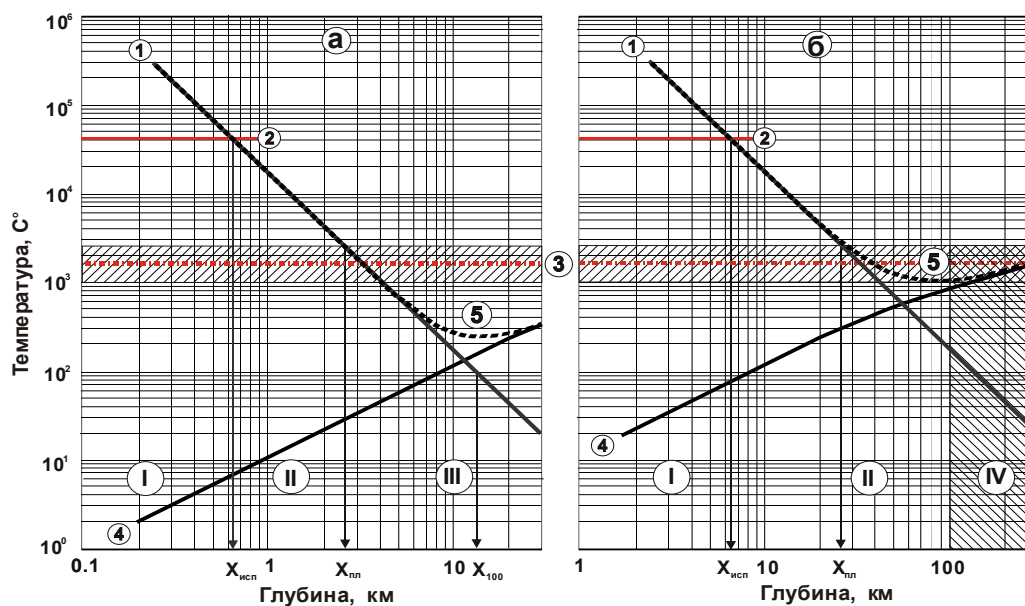
### Механизм взаимодействия галактических комет с планетами

Применительно к Земле этот механизм изучался [Баренбаум, 2013] в виде трех стадийного процесса. На первой стадии – в земной атмосфере – ядро кометы превращается в специфическую капельно-газовую струю из подвергнувшегося абляции кометного вещества и ударно-нагретого воздуха [Баренбаум, Шувалов, 2007]. На второй стадии струя неупруго ударяет в твердую поверхность планеты, создавая в породах узконаправленную гиперзвуковую ударную волну напряжений, которая глубоко проникает в литосферу, вызывая нагрев цилиндрического столба пород. Нагрев столь велик, что сверху столб испаряется, образуя кратер, а породы под ним плавятся с образованием магматической камеры.

При расчете нагрева пород использована гидродинамическая модель идеальной несжимаемой жидкости [Лаврентьев, 1959], предназначенная для изучения столкновений тел с космическими скоростями. Суть этой модели «первого приближения» состоит в том, что при скорости удара  $>100$  км/с можно пренебречь прочностными и пластическими свойствами среды и силами трения по сравнению с силами инерции.

На третьей стадии тепло в системе перераспределяется. Возникшая магма заполняет кратер, при этом ее излишки могут излиться на поверхность. Если энергии не хватает, магма кристаллизуется в верхних слоях земной коры, формируя при остывании интрузии разного состава и строения. Время нагрева столба пород ударной волной составляет доли секунды, а время перераспределения и диссипации в нем тепловой энергии занимает  $\sim 400$  тысяч лет для комет малого размера и  $\sim 2$  млн лет для наиболее крупных комет.

Эффекты от нагрева пород галактическими кометами «малого» – 300 м и «большого» – 3 км диаметров показаны на рис. 1 [Баренбаум, 2013].



**Рис. 1.** Нагрев пород ударными волнами от комет с диаметром ядра 300 м (а) и 3000 м (б): 1 – расчетная температура нагрева пород; 2 – температура испарения пород; 3 – область температур плавления пород (заштрихована), штрих пунктирная линия – средняя температура плавления  $1750^{\circ}\text{C}$ ; 4 – естественный рост температуры с глубиной для континентальной литосферы; 5 – суммарный нагрев пород. Обозначения зон нагрева пород: I – зона испарения (кратер), II – зона плавления (магматическая камера), III – зона нагрева; IV – астеносфера;  $X_{\text{исп}}$ ,  $X_{\text{пл}}$  и  $X_{100}$  – соответственно нижние границы зон испарения, плавления и нагрева до температуры  $100^{\circ}\text{C}$

Согласно расчетам, малые кометы способны создавать кратеры глубиной до 1 км, а крупные кометы – 7 км и более. У первых магматическая камера возникает на глубине  $\sim 1\text{--}3$  км, а образовавшийся в камере расплав не заполняет кратер полностью. У вторых – камера достигает глубин астеносферы  $100\text{--}250$  км, и тогда большое количество магмы может излиться на поверхность.



Расчеты (рис. 1) применимы и для падений комет в океан. С энергетической точки зрения потери энергии на испарение воды при образовании кратера (~1–10%). Поэтому у крупных комет магматическая камера остается прежней, а глубина кратера уменьшается.

### Плотность газовой оболочки

Влияние атмосферы обсудим на основе анализа распределений ударных кратеров диаметрами  $D = 10 \div 200$  км на материковых участках поверхности Луны, Меркурия, Марса, Земли и Венеры (рис. 2). В отличие от Земли, подавляющее большинство таких кратеров на других планетах и на Луне образовано падением не тел астероидного пояса, а галактическими кометами. Поэтому на безатмосферных Меркурии и Луне распределение кратеров по диаметрам носит экспоненциальный характер, отражающей экспоненциальное распределение ядер галактических комет по размерам. При этом в ~100 раз менее плотной, чем на Земле, атмосфере Марса за счет ослабления в ней потока комет число кратеров в области больших  $D$  снижается, а при малых  $D$  – наоборот возрастает в результате дробления кометных ядер.

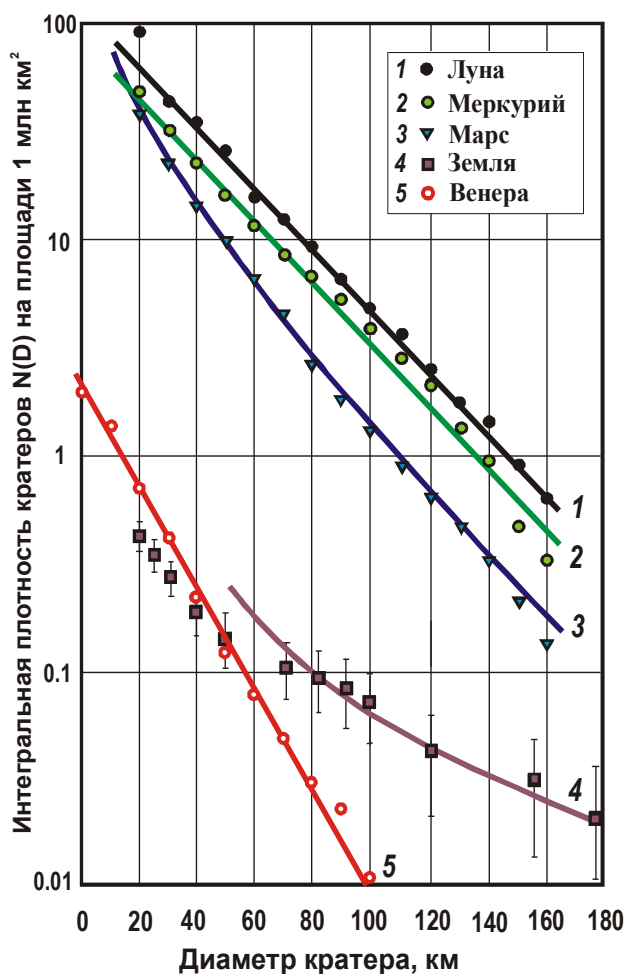


Рис. 2. Плотности кратеров на Луне (1), Меркурии (2), Марсе (3), Земле (4) и Венере (5). Кривая (4) отвечает обратно-квадратичной зависимости. Распределения 1, 2, 3 построены по данным [Казимиров и др., 1980], зависимость 4 – по данным Фельдмана [Баренбаум, 2010], а 5 – по данным [W/List of craters on Venus]

Из-за высокой интенсивности последней кометной бомбардировки, континенты Меркурия, Луны и Марса полностью насыщены кометными кратерами  $D = 10 \div 160$  км. Предел насыщения этими кратерами южного полюса у этих планет одинаков и равен  $\approx 150$  кратеров на  $10^6$  км<sup>2</sup> [Barenbaum, Shpekin, 2020].

В атмосфере Земли ядра галактических комет полностью разрушаются. Поэтому кометных кратеров с  $D \geq 10$  км нет, а все кратеры такого размера имеют астероидное происхождение. Их распределение отвечает свойственной астероидам и кометам Солнечной системы обратной

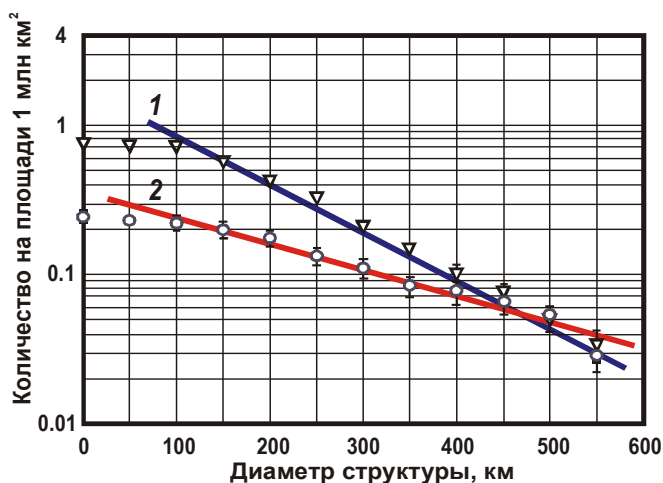


Рис. 3. Интегральные плотности на Венере венцов (1) [W/List of coronae on Venus] и монтеc (2) [W/List of montes on Venus]

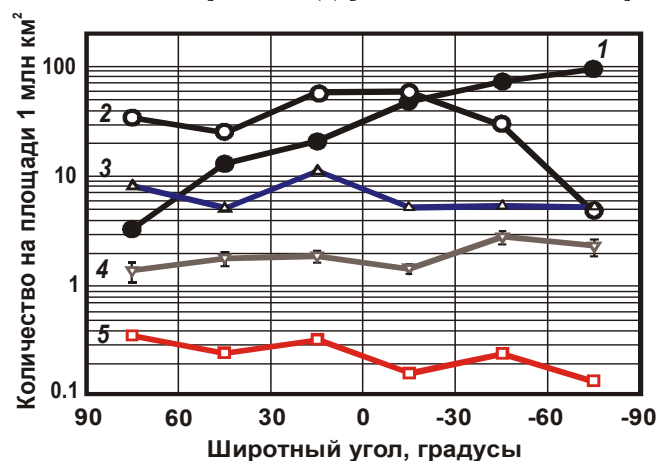


Рис. 4. Плотности кратеров (1, 2, 3), венцов (4) и монтеc (5) на Марсе (1, 2) и Венере (4, 5) в поясах широт  $\Delta\phi = 30^\circ$ . Кратеры, созданные галактическими кометами (1) и астероидами (2) на Марсе

квадратичной зависимости. При  $D < 80$  км эта зависимость, однако, искажается наблюдательной селекцией. В  $\approx 93$  раза более плотной газовой оболочке Венеры галактические кометы разрушаются тем более. Крупные кратеры они все же создают. Но есть две особенности: 1) таких кратеров в  $\sim 100$  раз меньше, чем в отсутствие атмосферы или ее плотности как у Марса, и 2) распределение  $N(D)$  имеет тот же показатель экспоненты как у начального участка этой зависимости на Марсе. Тем самым, во-первых, атмосфера Венеры значимо снижает энергию струи газов, достигающей поверхности. И, во-вторых, кратеры в этих условиях имеют специфику диаметра.

### **Толщина литосферы и температура нагрева пород**

Влияние этого фактора обсудим для случаев падения галактических комет на континенты и в Мировой океан. В первом случае (рис. 1-а) астеносфера находится глубоко, и для большинства упавших комет столб нагретых пород включает три зоны: кратер (I), магматическую камеру (II) и зону нагрева ниже температуры плавления пород (III). В случае падения в океан, где астеносфера ближе к поверхности, зоны (III) нет (рис. 1-б). В результате образуется сплошной проводящий канал – «плюм», по которому магма из астеносферы может излиться на дно. Важно отметить, что способность образовывать плюмы при этом приобретают не только большие, но и малые кометы, которых большинство.

Очевидно, есть и другие отличия. Отметим лишь одно общее для Земли и других планет. Специфика падений комет на участки поверхности с «толстой» литосферой состоит в том, что возникающей магмы оказывается не достаточно для заполнения полости кратера. В результате возникают структуры, которые мы относим [Баренбаум, 2013е] к кимберлитовым трубкам или, иначе диатремам. Примерно 5% трубок являются алмазонасными и потому геологически хорошо изученными. Считается, что их создают взрывы на глубинах более 100 км [Милашев, 1984]

Эмпирически установлено [Cliffird, 1966], что кимберлитовые трубки есть лишь на древних «толстых» платформах. В океанах, где образовать трубки, казалось бы, легче диатремы отсутствуют. Плохо понятен и физический механизм образования трубок [Милашев, 1984].

Проблемные вопросы физики диатрем вполне могут изучаться как результат падения галактических комет [Баренбаум, 2013б]. При этом мы их относим к форме внутриплитного магматизма, промежуточной между излиянием магмы на поверхность и ее остыванием в полости кратера. Данным типом магматизма мы объясняем образование кратеров на Венере.

Последствия падений галактических комет на «тонкие» литосферные плиты, в частности, океаническую кору, носят иной характер. Магмы возникает гораздо больше, изливаясь, она достигает поверхности, где в морских условиях образует подводные горы и горячие точки, а в континентальных условиях – обширные трапповые плато [Баренбаум, 2010, 2011].

На основе изложенных представлений в работах [Баренбаум, 2013а, 2013в] автором обсуждаются вопросы внутриплитного магматизма и современного строения океанической коры. А в работах [Баренбаум, 2013г, 2013д, 2013е] анализируются тектономагматические процессы в океане, инициированные последней и несколькими предыдущими бомбардировками Земли кометами.

Специфика падений галактических комет в океан состоит еще и в том, что появление в толще воды полого канала диаметром  $\sim 0.2-7$  км, заполняемого сверху водой, а снизу магмой, вызывает мощные донные процессы [Баренбаум, 2013д]. В отдельных местах они приводят к перемешиванию пород осадочного и базальтового слоев океанической коры. В результате чего, осадочные прослои оказываются в базальтовом фундаменте, а диабазовые силлы и обломки базальта в низах чехла осадков океанической коры [Панаев, Митулов, 1993; Блюман, 2011].

### **Интенсивность кометных падений**

Процессы внутриплитного магматизма, вызванные массовыми падениями галактических комет очень сложны и многообразны. Их можно изучать лишь на хорошо исследованных геологических объектах. Обсудим их ниже на примере двух таких структур [Баренбаум, 2013в]: базальтового плато Дариганга в Монголии и железорудного Ангаро-Илимского района в Восточной Сибири.

Плато Дариганга. Известно [Милашев, 1984], что в кайнозой в Центральной Азии имели место мощные тектономагматические процессы с образованием большого числа базальтовых полей, в формировании которых принимали участие многочисленные вулканические центры, мигрировавшие и быстро отмиравшие. Плато Дариганга, возникшее на границе неогена и четвертичного периода, – одно из них. Оно представляет собой залитую базальтами, разбитую трещинами холмистую поверхность

площадью  $\sim 20 \times 10^3 \text{ км}^2$  с множеством вулканов ( $\sim 220$ ) до 3-4 км в диаметре. Плато сложено четырьмя покровами базальтов плиоценового и плейстоценового возраста мощностью до 200 м. Базальты щелочные, включают глубинные ксенолиты. По условиям кристаллизации ультрабазитов глубина зарождения магм оценена  $>100 \text{ км}$  [Каминский, 1984].

Ангаро-Илимский район занимает площадь  $400 \times 600 \text{ км}^2$ . Относится к Сибирской трапповой провинции, возникшей на границе перми и триаса. В районе выявлено  $\sim 50$  магнетитовых трубок и столько же с невыясненной трубочной структурой, а также  $\sim 10$  вулканов в центральной зоне. Трубки имеют диаметр до 2 км и на глубину многих сотен метров заполнены туфами. Ниже находятся трапповые агломераты. Полагают [Страхов, 1978], что агломераты представляют собой верхние части трапповых некков, которые заполняют трубки ниже уровня 1500-2000 м.

Мы полагаем, что плато Дариганга создано кометным ливнем  $5 \div 1$  млн. лет назад, а Ангаро-Илимские трубки бомбардировкой 250 млн лет назад, которая была в  $\sim 100$  раз интенсивнее. Образование плато объясняется тем, что в его пределах упало больше крупных галактических комет, чем рядом с плато. В результате в этом месте литосфера испытала значительный нагрев с образованием астеносферной линзы, вызвавшей подъем поверхности. При этом поднятая поверхность оказалась утыканной трубками диаметром и разбита системой трещин, ставших магмаподводящими каналами для большого числа вулканов.

В Восточной Сибири максимум падений комет пришелся на север Сибирской платформы. Падения комет были столь обильны, что в их результате возник и за  $\sim 1$  млн лет излился объем лав  $\sim 2$  млн  $\text{км}^3$ , занявших площадь  $\sim 4$  млн  $\text{км}^2$ . Интенсивнее всего лавы изливались в районе Норильска, где толща отложенных траппов достигла 1 км. В Ангаро-Илимском районе, расположенном на 1600 км южнее, вулканизм был слабее. К тому же, за исключением центра района, в большинстве диаметров магмы образовалось мало, так что трубки оказались сверху заполнены туфами. Однако в центре возникшей астеносферной линзы магма изливалась на поверхность, о чем свидетельствуют бывшие вулканы.

Тем самым, наш вывод о создании галактическими кометами в литосфере магматических камер, а при высокой интенсивности падений комет также крупных астеносферных линз носит принципиальный и весьма общий характер. Подтвердим его данными по Венере.

## **Венера**

Составы пород Венеры и Земли почти одинаковы. Поэтому структуры, создаваемые галактическими кометами на Венере, подобны земным. Кратко обсудим их сходства и различия.

Щитовые вулканы. Вулканы Венеры очень похожи на подводные горы нашей планеты, но меньше размерами. Большинство имеет диаметр 1-20 км и высоту несколько сотен метров. По размерам вулканы распределены экспоненциально, а их количество  $\sim 10^6$  [Aubele, Slynta, 1990]. Заметим, что их число того же порядка, что и подводных гор на Земле и кратеров на планетах без атмосферы. Кроме того щитовые вулканы Венеры группируются в поля диаметром  $\sim 60$ -300 км [Aubele et al., 1992], т.е. тех же размеров как полей диаметром на Земле [Милашев, 1984].

Кратеры. На Венере имеется 880 крупных кратеров (рис. 2). Все распределены по экспоненциальному закону, который не совместим с предположением их образования падением астероидными телами.

Венцы и монтес. На Венере выявлено 340 огромных тектономагматических поднятий округлой формы, получивших название венцов (корон), и 115 столовых (платообразных) гор – монтес. Распределения этих структур по размерам приведено на рис. 3, а по широтам на рис. 4. Распределения венцов и монтес, за исключением области малых диаметров, которая искажена селекцией, подчиняются экспоненциальным зависимостям, свидетельствующим об их создании галактическими кометами. Этот вывод подтверждает рис. 4, где плотности кратеров, венцов и монтес Венеры сопоставлены с аналогичными распределениями по широтам кратеров на Марсе, образованных астероидами и галактическими кометами. В отличие от большинства кратеров Марса, образовавшихся при последней кометной бомбардировке, кратеры, венцы и монтес Венеры имеют распределение по широтам, указывающее на их больший возраст. Венцы и монтес мы рассматриваем как разные стадии эволюции объектов одной природы, возникших в результате очень интенсивных падений галактических комет. Исходя из морфологических особенностей этих структур, мы полагаем, что первыми возникают монтес, которые впоследствии преобразуются в короны.

## Заключение

Исследование галактических комет и физики их взаимодействия с Землей и другими планетами земной группы к настоящему времени привело к ряду выводов, которые напрямую относятся к тектонофизике, как главному разделу геофизики, изучающему динамические и геологические процессы в литосфере:

Основные тектономагматические процессы, происходящие сегодня на нашей планете, являются следствием последней бомбардировки галактическими кометами. Эти процессы касаются в первую очередь нагрева пород астеносферы, тектоники плит, внутриплитного магматизма, горообразования и др.

В основе этих процессов лежит нагрев пород астеносферы ударными волнами от разрушающихся в атмосфере Земли галактических комет. Физический механизм нагрева ранее был неизвестен, в его изучении сделаны первые шаги, и он, безусловно, нуждается в дальнейшей детальной разработке.

Разработка этого механизма обязательно требует привлечения данных сравнительной планетологии по изучению ведущих форм рельефа поверхности планет земной группы и Луны.

Автор считает, что изучение тектономагматических и геодинамических следствий падений на Землю, а также другие планеты галактических комет следует рассматривать как новое перспективное направление в тектонофизике, за которым большое будущее.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Артюшков Е.В.* Новейшие поднятия земной коры на континентах как следствие подъема из мантии крупных масс горячего вещества // Доклады АН. 1994. Т.336 (5). С. 680–683.
2. *Баренбаум А.А.* (1990) Новые представления о происхождении комет и их взаимодействиях с объектами Солнечной системы // Кометный циркуляр. 1990. Киев. (418). С. 9–10.
3. *Баренбаум А.А.* Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС. 2002. 353 с.
4. *Баренбаум А.А.* Об одной особенности астеносферы Марса // Вестник ОНЗ РАН. Т. 222 (1). 2004. [http://www.segis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/1-2004/informbul-1/planet-14.pdf](http://www.segis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2004/informbul-1/planet-14.pdf).
5. *Баренбаум А.А.* Изучение взаимодействия галактических комет с газовыми оболочками планет на основе применения теории абляции и моделей импактного кратерообразования // Физика экстремальных состояний вещества / Под ред. Фортова В.Е. и др. Черноголовка: ИПХФ РАН. 2006. С.154–155.
6. *Баренбаум А.А.* Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: ЛИБРОКОМ. 2010. 546 с.
7. *Баренбаум А.А.* Тектономагматические процессы в океанах и на континентах как индикаторы падений галактических комет // Материалы Международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина: Современное состояние наук о Земле. М.: МГУ. 2011. С. 166–171. <http://khain2011.web.ru>.
8. *Баренбаум А.А.* О происхождении новейших поднятий земной коры. Новая постановка проблем глобальной геодинамики // Уральский геологический журнал. 2012. Т. 90 (6). С.3-26.
9. *Баренбаум А.А.* Об асимметричном строении поверхности планет земной группы, вызванном падениями галактических комет // Вестник ОНЗ РАН. 2012а. (4). NZ9001, doi:10.2205/2012NZ\_ASEMPG
10. *Баренбаум А.А.* Возможный механизм нагрева пород литосферы галактическими кометами // Уральский геологический журнал. 2013. Т. 91(1). С.21–39.
11. *Баренбаум А.А.* Реакция литосферы на падения галактических комет (I): образование вулканогенно-базальтового слоя коры океанов // Материалы XIV Межд. конф.: Физико-химические и петрологические исследования в науках о Земле. М.: ИЭМ РАН. 2013а. С. 31-34.
12. *Баренбаум А.А.* Реакция литосферы на падения галактических комет (II): образование алмазоносных кимберлитовых трубок // Материалы XIV Межд. конф.: Физико-химические и петрологические исследования в науках о Земле. М.: ИЭМ РАН. 2013б. С. 35–38.
13. *Баренбаум А.А.* Реакция литосферы на падения галактических комет (III): внутриплитный магматизм и его проявления // Материалы XIV Межд. конф.: Физико-химические и петрологические исследования в науках о Земле. М.: ИЭМ РАН. 2013в. С. 39–42.

14. *Баренбаум А.А.* Об одном важном тектономагматическом следствии падений галактических комет в Атлантический океан (Сообщение 1) // *Материалы XX Международной научной конференции по морской геологии: Геология морей и океанов.* М.: ГЕОС. 2013г. Т. V. С. 6–10.
15. *Баренбаум А.А.* Космическая гипотеза образования перерывов в океаническом осадконакоплении (Сообщение 2) // *Материалы XX Международной научной конференции по морской геологии: Геология морей и океанов.* М.: ГЕОС. 2013д. Т. V. С. 11–15.
16. *Баренбаум А.А.* Молодой вулканизм как свидетельство новейших поднятий земной коры в Мировом океане (Сообщение 3) // *Материалы XX Международной научной конференции по морской геологии: Геология морей и океанов.* М.: ГЕОС. 2013е. Т. V. С. 16–20.
17. *Баренбаум А.А.* Образование астеносферы галактическими кометами как новое направление в тектонофизике // *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы конференция:* М.: ИФЗ РАН 2016. Т.2. Раздел 5. С. 430–438. [http://www.ifz.ru/lab\\_204/konferencii/chetvertaja-tk-2016/materialy-konf/](http://www.ifz.ru/lab_204/konferencii/chetvertaja-tk-2016/materialy-konf/)
18. *Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А.* Геохронологические шкалы и астрономическое время (современное состояние проблемы) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* Т.10 (2). С. 3–14.
19. *Баренбаум А.А., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А.* Крупномасштабные тектонические циклы: анализ с позиций галактической концепции // *Вестник МГУ. Сер.4. Геология.* 2004. (3). С.3–16.
20. *Баренбаум А.А., Шпекин М.И.* О возрасте поверхности Луны // *Вестник ОНЗ РАН.* 2011. Т. 3. NZ6011, doi:10.2205/2011NZ000141.
21. *Баренбаум А.А., Шувалов В.В.* Моделирование взаимодействия галактических комет с атмосферой // *Физика экстремальных состояний вещества–2007 / Ред. В.Е. Фортов и др.* Черноголовка: ИПХФ РАН. 2007. С.139–140.
22. *Блюман Б.А.* Земная кора океанов по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2011. 344 с.
23. *Лаврентьев М.А.* Проблема пробивания при космических скоростях // *Искусственные спутники Земли.* М.: Изд-во АН СССР. 1959. Вып. 3. С.61–65.
24. *Казимиров Д.А., Ситников Б.Д., Порошкова Г.А. и др.* Плотность распределения кратеров на Луне, Меркурии и Марсе. Препринт ГИН-ГАИШ. М.: ГАИШ. 1980.
25. *Каминский Ф.В.* Алмазонасность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра. 1984. 173 с.
26. *Милашев В.А.* Трубки взрыва. Л. Недра. 1984. 268 с.
27. *Страхов Л.Г.* Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. 1978. 118 с.
28. *Панаев В.А., Мутулов С.П.* Сейсмостратиграфия осадочного чехла Атлантического океана. М.: Недра. 1993. 247 с.
29. *Aubele J.C., Slynta E.N.* Venus domes: characteristics and origin // *Annu. Meet. Dallas. Texas. Abstr. & program.* V.22 (04151) / *Geol. Soc. Amer.* 1990. A80.
30. *Aubele J.C., Head J.W., Crumpler L.S. et al.* Fields of small volcanoes on Venus (shield fields): characteristics and implications // *Lunar & Planet Sci.* 1992. V.23 (1). P. 47–48.
31. *Barenbaum A.A.* On the mechanism of energy dissipation of galactic comets bombarding terrestrial planets // *Journal of Physics: Conf. Ser.* 2015.653 012073. doi:10.1088/1742-6596/653/1/012073.
32. *Barenbaum A.A., Shpekin M.I.* To the development of the mechanism of interaction of galactic comets with the terrestrial planets // *Journal of Physics: Conf. Ser.* 2016,. 774 012096. doi: 10.1088/1742-6596/774/1/012096.
33. *Barenbaum A.A., Shpekin M.I.* Problem of lunar mascons: an alternative approach // *Journal of Physics: Conf. Ser.* 2018. 946. 012079. doi:10.1088/1742-6596/946/1/012079.
34. *Barenbaum A.A., Shpekin M.I.* Origin and formation mechanism of craters, seas and mascons on the Moon // *Journal of Physics: Conf. Ser.* 1147. 2019. 012057. doi:10.1088/1742-6596/1147/1/012057.
35. *Barenbaum A.A., Shpekin M.I.* Estimation of the flux density of galactic comets in the Orion-Cygnus branch based on number of shield volcanoes on Venus, craters on Mars and marine basins on the Moon // *Journal of Physics: Conf. Ser.* 2020 (in press).
36. *Cliffird T.H.* Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1966. V.1 (6). P. 421–434.
37. [Wikipedia.org/wiki/List of craters on Venus](https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_craters_on_Venus), /List of coronae on Venus, /List of montes on Venus.

## ДЕФОРМАЦИИ И НАПРЯЖЕНИЯ В ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТАХ

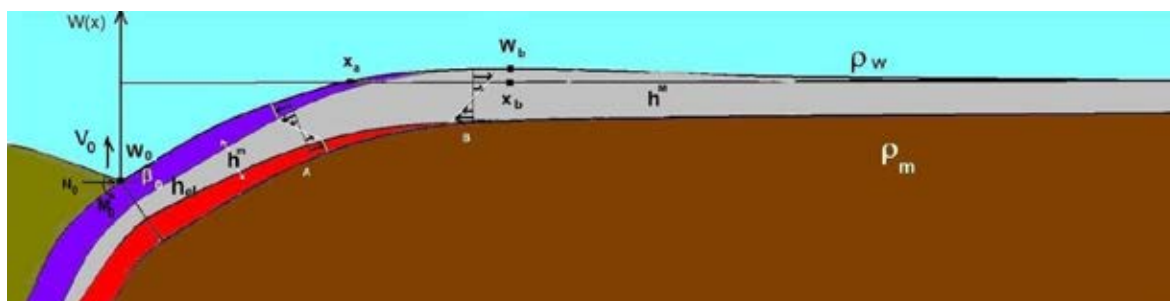
Е.О.Бирючева<sup>1</sup>, В.П. Трубицын<sup>1,2</sup>,

<sup>1</sup> Институт физики Земли РАН, Москва, biryucheva.katerina@gmail.com

<sup>2</sup> Институт прогноза землетрясений РАН, Москва

Исследования деформаций океанических плит ведутся с момента создания концепции тектоники литосферных плит [Теркот, Шуберт, 1985]. В последнее время с накоплением более точных и обширных данных о топографии дна океанов, прогресс в изучении напряженного состояния океанических плит резко усилился [Contreras-Reyes, Garay, 2010; Трубицын, 2011; Hunter, Watts, 2016; Zhang et al. 2018]. В настоящей работе кратко, с добавлениями на примере Японской плиты, излагается современное состояние проблемы. Поднимающееся в срединно-океанических хребтах горячее вещество мантии расходится в разные стороны. По мере горизонтального движения вещество охлаждается и затвердевает. Возникает движущаяся и утолщающаяся океаническая плита. Поскольку плотность холодной плиты повышена, то ее утолщенный конец погружается в мантию. Рассмотрим только часть плиты до места ее погружения в мантию. Влияние всего, что находится ниже (тянущая вниз погружающаяся часть плиты, вмещающая мантия и соприкасающаяся континентальная плита) заменим эффективными силами, действующими на торец вырезанной плиты. Погружающаяся в зоне субдукции часть плиты тянет вниз и изгибает плиту с неизвестными торцевой  $N_0$  и касательной  $V_0$  силами и изгибающим моментом  $M_0$ . Кроме этих сил, на выделенную часть плавающей плиты действует сила тяжести и выталкивающая вверх сила мантии. В результате плита изгибается не равномерно, в частности перед желобом возникает характерный выгиб плиты, называемый внешним поднятием или краевым валом.

По данным о топографии дна океана можно восстановить изгиб верхней поверхности океанических литосферных плит на всем их протяжении. Этого достаточно, чтобы в приближении тонкой двумерной пластины найти вектор смещения в плите и компоненты упругого тензора деформации и напряжений, в частности силы, действующие на торец плиты в месте погружения в мантию. Сравнивая найденное поле напряжений с диаграммой прочности, можно найти области неупругих деформаций в плитах, что важно для анализа сейсмических процессов в плитах.



**Рис. 1.** Изгибы океанической плиты  $W(x)$  вблизи желоба. Толщина плиты и масштаб по вертикальной оси преувеличен. При длине плиты в несколько сотен км. глубина желоба  $W_0$  составляет несколько км. и высота внешнего поднятия  $W_n$  несколько сот метров, а типичный угол субдукции  $\beta_0$  на дне желоба всего несколько градусов. В желобе на плиту действуют горизонтальная сила сжатия  $N_0$ , вертикальная сила  $V_0$  и закручивающий по часовой стрелке момент  $M_0$ . Серым цветом показана упругая часть литосферы толщиной  $h_e$ . Фиолетовым – зона растяжений с хрупкой пластичностью, красным – зона сжатия с пластическим течением. Выделена область сжатия, ограниченная двумя сечениями А и В. Правый торец В области находится в зоне с чисто упругой деформацией, а левый А – уже в зонах разной реологии. Стрелками показаны упругие напряжения  $\sigma_{xx}(x,z)$ , приложенные к торцам выделенной части плиты.  $h^M$  и  $h^m$  – эффективные упругие толщины правой и левой частей плиты относительно внешнего поднятия

Напряженное состояние упругого тела характеризуется тензором деформаций  $U_{ik}$  и тензором напряжений  $\sigma_{ik}$ , связанными соотношением

$$\sigma_{ik} = [E/(1+\nu)] [U_{ik} + \nu/(1-2\nu)U_{ii} \delta_{ik}], \quad (1)$$

где  $E$  – модуль Юнга и  $\nu$  – коэффициент Пуассона. Вектор смещения  $U_i(x,y,z)$  связан со тензором деформаций соотношением

$$U_{ik} = (1/2)(\partial U_i/\partial x_k + \partial U_k/\partial x_i). \quad (2)$$

Шесть независимых компонент тензоров, а также вектор смещений находятся из условий равновесия

$$\partial\sigma_{ik}/\partial x_{ik} + \rho g_i = 0. \quad (3)$$

В двумерной модели для описания напряженного состояния достаточно знания только трех компонент  $\sigma_{xx}(x,z)$ ,  $\sigma_{zz}(x,z)$  и  $\sigma_{xz}(x,z)$ .

### Уравнение изгиба тонкой упругой двумерной плиты

В случае тонкой плиты, когда изменения величин по толщине  $h$  малы, не нужно знать все распределения напряжений и деформаций по площади поперечного сечения (в двумерном случае по оси  $z$ ).

1. Вместо  $U_z(x,z)$ , достаточно знать только вертикальное смещение (изгиб верхней или серединной линии плиты) как функцию  $x$  вдоль плиты  $W(x)=U_z(x,z=h/2)$  или  $W(x)=U_z(x,z=h)$ .

2. Вместо напряжения  $\sigma_{xz}(x,z)$  достаточно знать только его среднее значение (среднее напряжение по площади поперечного сечения (в двумерном случае среднее по  $z$ )  $\sigma_{xz}(x)_{ev} = V(x)/h$ , где  $V(x)$  называют поперечной перерезывающей силой.

3. Вместо функции двух переменных  $\sigma_{xx}(x,z)$  достаточно знать только:

а) ее среднее по площади торца (среднее по  $z$ ) значение  $\sigma_{xx}(x)_{ev} = N(x)/h$ , где  $N(x)$  называют силой сжатия плиты, а также

б) среднее от момента нормального напряжения  $[\sigma_{xx}(x,z)]_{ev} = M(x)/h$ , где  $M(x)$  - изгибающий или закручивающий момент (он закручивает поперечное перпендикулярное ост  $x$  сечение пластины вокруг оси  $y$ ).

Систему уравнений равновесия (3) для трех компонент тензоров  $\sigma_{xx}(x,z)$ ,  $\sigma_{zz}(x,z)$  и  $\sigma_{xz}(x,z)$  для тонкой двумерной плиты, плавающей на мантии, после усреднения и преобразований можно свести к трем дифференциальным уравнениям [Теркот, Шуберт, 1985]

$$d^2M/dx^2 + Vd^2W/dx^2 + \delta\rho gW = q(x), \quad (4)$$

$$M(x) = Dd^2W/dx^2. \quad (5)$$

$$V(x) = -dM/dx - NdW/dx. \quad (6)$$

$$D(x) = Eh^3/12(1-\nu^2) \quad (7)$$

$D(x)$  - изгибная жесткость плиты (зависящая от свойств вещества и толщины плиты) и  $q(x) = \delta\rho g$  - внешняя нагрузка (вес осадков),  $\delta\rho = (\rho_m - \rho_w)$ ,  $\rho_m$  и  $\rho_w$  плотности мантии и плиты.

Наблюдаемые океанические плиты равномерно изогнуты, без коробления, поскольку для этого нужны напряжения сжатия  $N/h$  около 5 GPa [Теркот, Шуберт, 1985], которые почти на порядок превышают характерные напряжения в океанической литосфере. Поэтому в однородной тонкой двумерной плите постоянной толщины сила сжатия тоже почти постоянна и не зависит от  $x$ . Она не влияет на изгиб плиты и поэтому ее можно исключить из уравнений, положив ее в первом приближении равной нулю  $N = 0$ .

Далее систему трех уравнений для трех неизвестных функций  $M(x)$ ,  $V(x)$   $W(x)$  можно свести к одному обыкновенному дифференциальному уравнению четвертой степени для вертикального смещения (изгиба) плиты  $W(x)$

$$d^2 [Dd^2W/dx^2]/dx^2 + (\rho_m - \rho_w)gW = q(x), \quad (8)$$

с граничными условиями для смещения и ее производной

$$W(L) = 0, W'(L) = 0 \text{ и } W(0) = W_0, W'(0) = \text{tg}\beta_0, \quad (9)$$

соответственно на правом конце плиты у хребта и на левом конце, где  $W_0$  - глубина желоба и  $\beta_0$  - угол погружения плиты в зоне субдукции (см. рис. 1).

В большинстве работ [Теркот, Шуберт, 1985] традиционно на левом конце плиты в желобе ставят не эти граничные условия для измеряемых смещений, а условия для напряжений, задавая заранее неизвестные значения перерезывающей силы и изгибающего момента

$$d(Dd^2W/dx^2)dx|_0 = V_0 \quad DW''(0)=M_0. \quad (10)$$

В результате решения уравнения для плиты (8) находится ее изгиб во всех точках, а также по (5,6) распределение вдоль плиты перерезывающей силы  $V(x)$  и изгибающего момента  $M(x)$ .

Как показано на рис. 1, при изгибе плиты ее верхняя часть относительно средней линии растягивается, а нижняя -сжимается. При этом выполняется соотношение  $U_x = -z\text{tg}\varphi = -z \, dW/dx$ .

Напряженное состояние тела определяется тензором напряжений  $\sigma_{ik}$  и тензором деформации  $U_{ik}$  или вектором смещений  $U(x)$ . Вертикальная компонента вектора смещений, как указывалось выше, равна  $U_z(x)=W(x)$ . Поэтому полный вектор смещений находится по  $W(x)$  простым дифференцированием  $U(x)=(-z\,dW/dx, W)$ . Также последующим дифференцированием по (2) находятся все компоненты тензора деформаций. Компоненты тензора напряжений находятся по соотношению (1), в частности

$$\sigma_{xx}(x,z)=[E/(1-\nu^2)]z \, d^2W/dx^2. \quad (11)$$

Таким образом, напряженное состояние изогнутой тонкой двумерной упругой океанической плиты можно полностью определить решением одного дифференциального уравнения (8) при известной жесткости  $D(x)$  и с заданными граничными условиями на концах плиты.

### Свойства тонкой плиты при постоянной изгибной жесткости

Уравнение (8) имеет простое аналитическое решение, если изгибная жесткость  $D$  вдоль всей плиты постоянная. Поскольку влияние осадков можно учесть отдельно, то в (8) положим  $q(x)=0$ . При использовании граничных условий (9) на левом конце. в желобе. решение имеет вид

$$W(x)=\exp(-x/\alpha)[W_0\cos(x/\alpha) + (\alpha \text{tg}\beta_0 + W_0)\sin(x/\alpha)] \quad (12)$$

где  $\alpha=(4D/\delta\rho g)^{1/4}$  или с учетом (7)  $\alpha=h^{3/4}(E/3(1-\nu^2)\delta\rho g)^{1/4}$  (13)

При использовании граничных условий на левом конце (10). в желобе. для напряжений функция изгиба плиты равна

$$W(x)= - (\alpha^2/2D) \exp(-x/\alpha)[(V_0 \alpha+M_0)\cos(x/\alpha)-M_0\sin(x/\alpha)] \quad (14)$$

В формулу (12) для изгиба плиты входят три параметра:  $\alpha$ ,  $W_0$  и  $\text{tg}\beta_0$ , а в формулу (14) - параметры  $\alpha$ ,  $M_0$  и  $V_0$ . Сравнивая (11) и (13) можно найти соотношения между этими параметрами

$$W_0= - (\alpha^2/2D)(V_0 \alpha+M_0) \text{ и } \text{tg}\beta_0 = W'(0)=(\alpha/2D)(V_0 \alpha+2M_0) \text{ или}$$

$$M_0=(2D/\alpha^2)(W_0+\text{tg}\beta_0), \quad V_0=(2D/\alpha^3)(2W_0+\text{tg}\beta_0), \text{ а также}$$

$$-W_0/\text{tg}\beta_0 = \alpha (V_0 \alpha+M_0)/(V_0 \alpha+2M_0), \quad (15)$$

При этом для конкретной плиты значения  $W_0$  и  $\text{tg}\beta_0$  можно взять из данных наблюдения. Модуль Юнга и коэффициент Пуассона для вещества плиты, входящие в формулу (13) для параметра  $\alpha$  тоже известны. В отличие от четкой измеряемой поверхности плиты, ее нижняя граница размывта, и по сейсмическим данным она измеряется только по порядку величины. Поэтому обычно вводят понятие эффективной толщины и определяют ее из условия наилучшего совпадения рассчитанной кривой изгиба и наблюдаемой верхней границы плиты. Поскольку характерной особенностью измеряемой поверхности плит является внешнее поднятие (см. рис. 1), то в качестве первого приближения ставится условия совпадения значений  $W(x_b)$ . Координата внешнего поднятия определяется из условия максимума кривой  $W(x)$  по (12)

$$x_b= \alpha[\text{atg}(\text{atg}\beta_0/(\text{atg}\beta_0+2W_0))+\pi] \quad (16)$$

### Эффективная толщина плиты

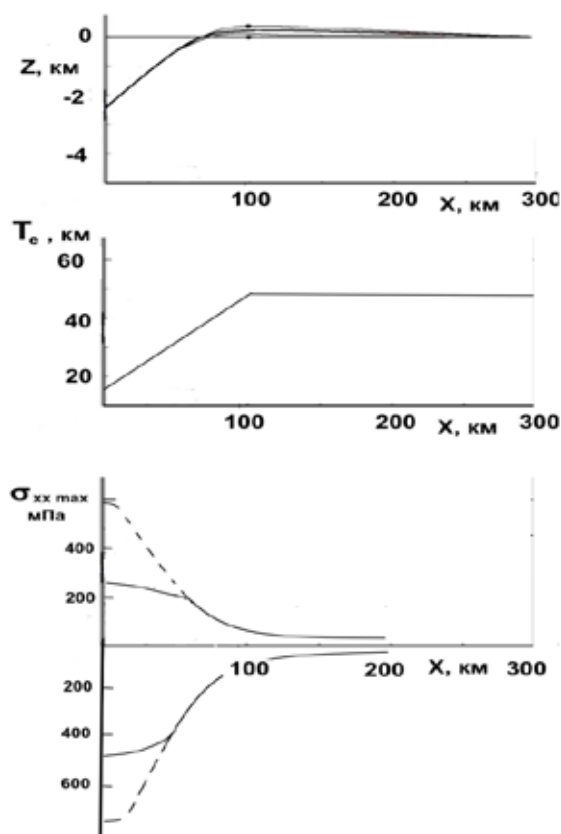
На рис. 2 приведена полученная по топографии дна океана кривая изгиба Японской плиты (за вычетом изостатического наклона [Hunter, Watts, 2016]) и вычисленная по аналитической формуле (11) со значениями параметров для глубины желоба по данным измерения [Zhang,]  $W_0=2.6\text{км}$ ,  $\beta_0=3$  град. при различных значениях изгибной жесткости  $D$ , которая связана с толщиной плиты соотношением (7) при значении упругих параметрах  $E=100\text{ГПа}$  и  $\nu=0.25$ .



Как отмечалось, выше нижняя граница плит сейсмически плохо отслеживается. Термическая толщина плиты определяется как глубина, при которой благодаря росту температуры вязкость резко падает. Для изотермы  $T=1350\text{ C}$ , обычно принимаемой как нижнюю границу океанической литосферы, толщина равна  $h_{1350}=125\text{ км}$ .

Как видно на рис. 2, аналитическая формула (12) качественно хорошо описывает особенности формы плиты. Количественное согласие можно получить, если плохо известную толщину плиты выбрать из условия совпадения вычисленной аналитически и измеренной координаты максимума кривой внешнего поднятия. Так определенная по изгибу толщина  $h_{ev}=30\text{ км}$  соответствует меньшей термической толщине, а именно для изотермы  $T\approx 800\text{ C}$ . Рассчитанные по (14) перерезывающая сила и изгибающий момент соответственно равны  $V_0\approx -10^{13}\text{ N/m}$ ,  $M_0\approx -10^{17}\text{ N}$ .

Лучшее согласие вычисленной кривой изгиба и измеренной внешней поверхности плиты получается, если толщину плиты считать не постоянной, а кусочно-постоянной с различными значениями  $h^m=25\text{ км}$  и  $h^M=50\text{ км}$  по разные стороны от внешнего поднятия  $x_b$ , соответственно со стороны желоба и со стороны хребта. При этом уравнение изгиба плиты (8) решается численным способом. Можно еще более улучшать согласие вычисленной и наблюдаемой кривых изгиба плиты, считая толщину плиты функцией расстояния  $h=h(x)$ . При этом ее значения нужно находить из условия совпадения кривых в большем числе разных характерных точек (по координатам и значениям функции изгиба).



**Рис. 2.** В верхней части рисунка - наблюдаемая поверхность Японской плиты - толстая кривая и рассчитанные кривые изгиба при различных значениях постоянной эффективной толщины  $W(x)$ . Тонкие линии - для толщин  $h=125$  (соответствующей термической толщине) и для малой толщине  $h=10\text{ км}$ . В средней части рисунка - рассчитанные зависимости эффективной толщины плиты  $T_e(x)$  от расстояния. В нижней части - рассчитанные максимальные напряжения в верхней растянутой и нижней сжатой половинах плиты  $\sigma_{xx\text{ max}}(x, z=h/2)$  и  $\sigma_{xx\text{ max}}(x, z=-h/2)$

### Зоны неупругих деформаций в плите

Поскольку напряжение  $\sigma_{zz}$  в тонкой плите меняются мало, его можно считать постоянным и можно принять за отсчетное, т.е. положить равным нулю. Поэтому напряжение  $\sigma_{xx}(x, z)$  фактически является разностью главных напряжений.

Как видно на рис. 1 и 2, изгиб океанической плиты растет при приближении к желобу. Рассчитанные напряжения  $\sigma_{xx\text{ max}}(x, z)$  в плите (растяжения в верхней половине плиты и сжатия – в нижней) как функции  $x$  также растут с приближением к желобу. При этом в каждом сечении напряжения растяжения и сжатия по модулю как функции  $z$  линейно растут с расстоянием от

срединной линии плиты вверх и вниз и достигают максимумов соответственно на внешней и на нижней поверхности плиты.

Правее внешнего поднятия угол изгиба для многих океанических плит становится более градуса, и напряжение начинает превышать предел прочности пород литосферы. На рис. 2 внизу приведена кривая максимальных (по сечению) напряжений растяжения  $\sigma_{xx}$  ( $x.z=h/2$ ) и напряжений сжатия  $\sigma_{xx}$  ( $x.z=-h/2$ ) в зависимости от удаления от хребта, т.е. при приближении к желобу. Когда эти напряжения превышают предел прочности пород литосферы, возникает состояние пластичности. Поэтому, несмотря на то, что деформации нарастают, напряжение перестает расти. При этом в верхней части плиты холодное вещество переходит в состояние хрупкой пластичности, а в нижней при более высокой температуре оно переходит в состояние пластического течения.

### Заключение

Теория упругого изгиба тонких пластин позволяет рассчитать полное напряженное состояние (компоненты тензоров напряжения и деформации, а также вектор смещения) для частей океанических плит до их погружения в мантию, используя только данные топографии дна океана (после вычета изостатического наклона плиты) и упругие свойства вещества. В частности находится силы и момент взаимодействия плит с мантией и окраиной континента в месте погружения плит. Океанические плиты находятся в состоянии упругого напряжения только для очень малых углов изгиба. При углах уже в несколько градусов (при приближении к желобу) в верхней и нижней частях плиты напряжения превышают предел прочности, в верхней части возникает хрупкая пластичность, в нижней – пластическое течение. Эти зоны находятся по рассчитанному полю напряжений. Результаты приведены на примере Японской плиты. Для других плит, включая оба типа Марианского и Чилийского, все качественные особенности сохраняются и отличия проявляются только количественно.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Москва. Мир. 1985
2. Трубицын В.П. Модель японского землетрясения 2011 г. (M=9.0) // Геофизические процессы и биосфера. 2011. Т. 10 (3). С. 5–19.
3. Contreras-Reyes, E., Osses, A.L.. Lithospheric flexure modelling seaward of the Chile trench: implications for oceanic plate weakening in the Trench Outer Rise region. Geophys// J. Int. 2010. V. 182. P. 97–112.
4. Hunter, J., Watts, A.B. Gravity anomalies, flexure and mantle rheology seaward of circum-Pacific trenches// Geophys. J. Intern. 2016. V. 207. P. 288–316. doi:10.1093/gji/ggw275.
5. Zhang J., Sun, Z., Xu, M., Yang, H.F., Zhang, Y.F., and Li, F.C., Lithospheric 3-D flexural modelling of subducted oceanic plate with variable effective elastic thickness along Manila Trench//Geophysical Journal International. 2018. V. 215. P. 2071–2092. doi:10.1093/gji/ggy393.

# БОМБАРДИРОВКА ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ ОСКОЛКАМИ ОБРАЗОВАНИЯ ЛУНЫ

А.В. Бялко<sup>1</sup>, М.И. Кузьмин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт теоретической физики РАН имени Л.Д.Ландау, alexey@byalko.ru

<sup>2</sup>Институт геохимии имени А.П.Виноградова СО РАН, mikuzmin@igc.irk.ru

**Образование Луны приводит к существенным геологическим следствиям не только для Земли, но и для других планет земной группы. Однако аккреция осколков образования Луны на Венеру и Марс значительно уступает бомбардировкам Земли**

Луна образовалась в результате Гигантского столкновения (ГС) прото-Земли с планетой, названной Тефией [Сапир, 2001]. ГС произошло около  $4.45 \pm 0.05$  млрд. лет назад, на 70-170 млн лет позже взрыва Сверхновой (4568 млн лет назад), который задал изотопный состав Солнечной системы (СС). Нижний предел момента ГС подтверждается возрастом лунных цирконов [Harrison et al., 2008]. К этому моменту в планетах земной группы уже прошла гравитационная дифференциация, сформировались железные ядра и силикатные оболочки.

Многочисленные расчеты этого события выполнялись методом сферических частиц железного и силикатного составов. Оптимальные параметры ГС выбирались с той целью, чтобы на орбитах вокруг Земли остались силикатные тела с лунной массой, а доля железа оказалась в диапазоне 3-4%. Для выполнения этих условий необходимо, чтобы масса Тефии была равна 0.1 массы Земли, а столкновение произошло под небольшим углом. Активная фаза ГС продолжалась 2-3 суток, произошло быстрое слияние железных ядер протопланет, при этом выделившаяся энергия разогрела недра Земли до температур около 8 тысяч кельвин, а ее поверхность оказалась раскаленной до нескольких тысяч кельвин. Следовательно, в процессе ГС Земля лишилась практически всех газов и летучих веществ.

Мы предполагаем, что моменту ГС большинство планет уже заняли свои позиции в СС, но их эксцентриситеты, возможно, были выше современных значений. Светимость Солнца к моменту ГС составляла 75-80% от современной. Хотя Солнце, по-видимому, уже вышло из активной стадии T-Taui, интенсивность солнечного ветра оставалась на несколько порядков выше современной.

Суммарная масса осколков образования Луны составляет более половины массы Луны, что на порядок больше массы всех современных астероидов. Их распределение по массам  $dN/dm \sim m^{-q}$  ( $q = 1.5 - 1.8$ ) [Сапир, 2001] достаточно близко к распределению астероидов [Сапир, 2004].

Недавно в ЖЭТФе была опубликована наша статья [Бялко, Кузьмин, 2019], посвященная изучению движения тех осколков, которые не остаются на земной орбите, а приобретают скорости выше второй космической и улетают на бесконечность в системе центра масс Земли. Главным результатом работы было строгое доказательство возвращения всех этих осколков в ту область Солнечной системы (СС), где произошло ГС, после одного или многочисленных оборотов вокруг Солнца.

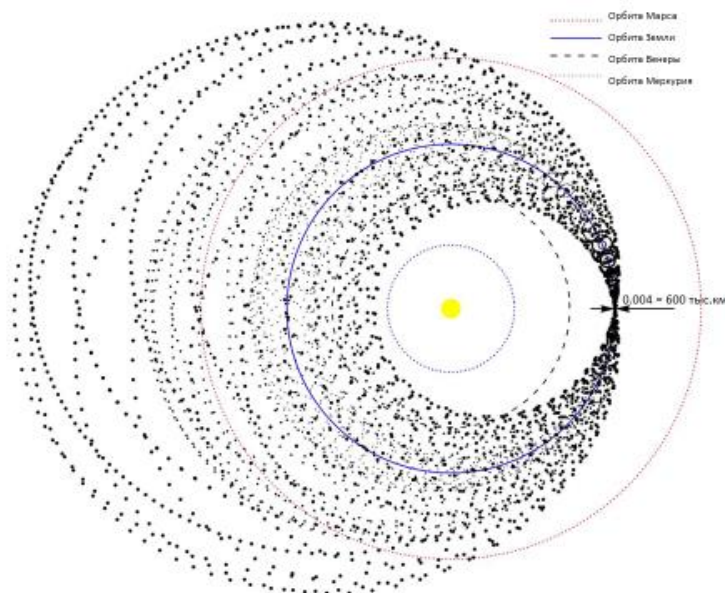
Сразу после ГС Земля представляла собой почти идеальный эллипсоид со сжатием, соответствующим высокой скорости вращения; ее период обращения составлял около 6 часов, а ось вращения была наклонена к плоскости эклиптики на угол 20-30°, близкий современному. Момент консолидации Луны в компактное тело не известен, по-видимому, это произошло в диапазоне от 1 года до 30 лет после ГС.

В этой работе мы рассматриваем уточненное движение осколков образования Луны по орбитам СС, полученное решением ограниченной задачи трех тел (Солнца, Земли и осколка малой массы, рис. 1). Часть этих результатов докладывалась на международной конференции Эльбрус-20 [Byalko, 2020].

После охлаждения за свои периоды обращения на этих осколках конденсировалась вода и другие летучие, покинувшие Землю, раскаленную в процесс ГС. Их дальнейшие столкновения с Землей и Луной происходили с высокой интенсивностью в первые 10 тыс. лет после ГС, когда Земля ежегодно проходила вблизи той точки СС, где произошло ГС. В результате почти все осколки, вылетавшие от Земли со скоростями в диапазоне 11.2-13 км/с, попали в Землю и Луну, образовав первичную атмосферу и океан.

Область возврата осколков представляет собой узкое горлышко размером около 600 млн км в плоскости столкновения и еще меньшем в направлении, перпендикулярном эклиптике. Через это «бутылочное горлышко» пролетали не только силикатные осколки столкновения, то и все газы, испарившиеся с планеты, разогретой до температур в несколько тысяч Кельвин, поэтому в статье

[Бялко, Кузьмин, 2019] она была названа областью газопылевого потока. Ту же область ГС в СС ежегодно проходила и Земля. В течение прохождения «бутылочного горлышка» происходила интенсивная первичная бомбардировка, приносящая на Землю также воду и остальные газы. Весь остальной год до следующего столкновения с осколками поверхность Земли охлаждалась. Такая ситуация сохранялась в течение десятка тысяч лет после ГС пока Земля не перестала пересекать «игольное ушко» вследствие изменения плоскостей орбит Земли и самих осколков за счет возмущений планетами-гигантами.



**Рис. 1.** Траектории осколков образования Луны в Солнечной системе. Все орбиты проходят вблизи от области ГС. Ширина этого «бутылочного горлышка» составляет около 600 тыс. км, через эту узкую щель ежегодно пролетает Земля в течение первых 10 тысяч лет после ГС. Мелкие точки – тела, вылетевшие со скоростью 12 км/с по отношению к поверхности Земли, точки среднего размера соответствуют скорости 16 км/с, крупные -- 20 км/с. Часть осколков с более высокими скоростями попадают в сферу притяжения Юпитера. Показаны орбиты Меркурия, Венеры и Марса. В Меркурий могут попасть только осколки с начальными скоростями выше 22 км/с. Размер Солнца – вне масштаба

В течение первичной бомбардировки не происходит попадания осколков в другие планеты земной группы. Это было следствием того, что орбиты осколков в основном лежали в плоскости земного экватора, наклоненного к плоскости эклиптики на угол 15-30°. Орбиту Меркурия вообще не пересекали тела, вылетавшие от Земли со скоростями менее 22 км/с. Орбиты Венеры и Марса, лежащие в среднем в плоскости эклиптики, не были достижимы в течение первых 10 тыс. лет.

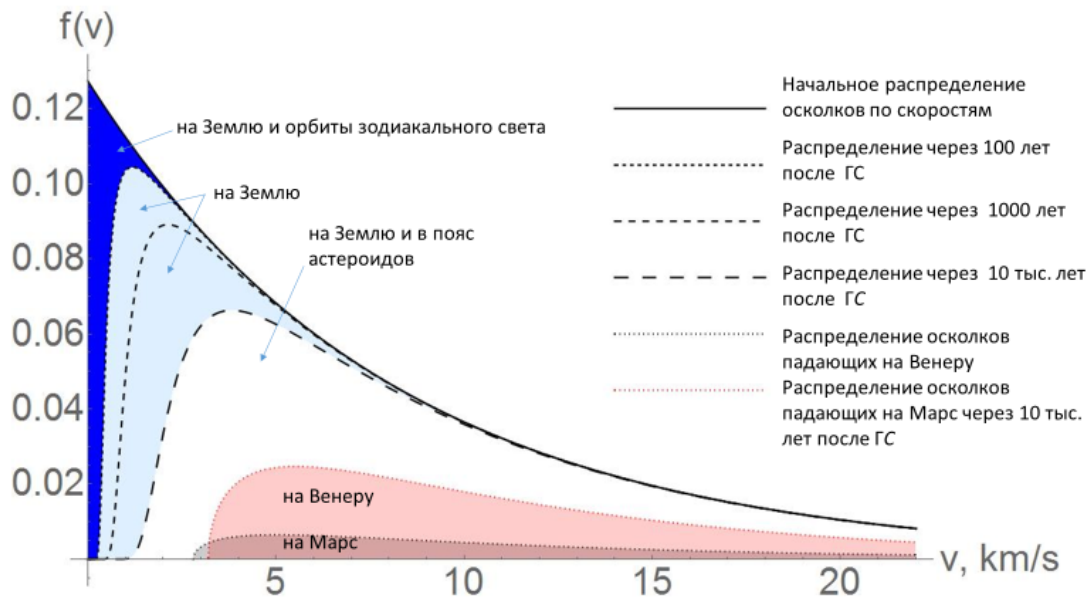
В следующем временном диапазоне 10-100 тыс. лет после ГС орбиты осколков хаотизируются по фазам с сохранением своих полуосей, эксцентриситетов и наклонов к эклиптике. При этом столкновения осколков с Венерой и Марсом становятся возможными для тех из них, чьи перигелии находятся ближе Венеры, а афелии дальше Марса. Земля при этом также продолжает поглощать осколки; Поскольку скорости пересечения осколками орбит планет уже достаточно велики, то относительные доли захвата Венерой, Землей и Марсом, составляют приблизительно:

$$w_V = R_V^2/S = 0.41; \quad w_E = R_E^2/S = 0.46; \quad w_M = R_M^2/S = 0.13; \quad S = R_V^2 + R_E^2 + R_M^2.$$

Поскольку Земля поглотила значительную долю всех осколков в первые 10 тыс. лет, то суммарное количество осколков, попадающих в Венеру и Марс, оказывается на несколько порядков меньше, чем захватывает Земля (рис. 2).

Поскольку сечение захвата при высоких скоростях пропорционально площади поверхности планеты, то Венера и Марс поглощают примерно равные количества осколков на единицу площади. При этом наиболее массивные осколки могут существенно повлиять на композицию Марса [Byalko, 2020]. Выпадения астероидов с высоким содержанием разных элементов оказывают существенное воздействие на Венеру [Brasser, 2020].

Наиболее существенным выводом данной работы мы считаем возможность объяснения значительной разницы между планетами земной группы в результате естественного образования Луны и неравномерного распространения осколков этого процесса по Солнечной системе.



**Рис. 2.** Распределение по скоростям осколков образования Луны, входящих в газопылевой поток. Сплошная кривая – нормированное начальное распределение, далее последовательно распределения по скоростям через 100, 1000 и 10000 лет после ГС. Разница с начальным распределением соответствует доле осколков, выпавших на Землю и Луну. Доля осколков, выпавших на Венеру и Марс, показана закрашенными областями

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бялко А.В., Кузьмин М.И. // *ЖЭТФ*. 2019. 156.
2. *Brasser R.* Clues to late accretion from Venus's atmosphere // *Nature Geoscience*. 2020. 13. P. 258–259.
3. *Byalko A.V.* Fate of fragments of the Moon formation during the giant impact. 35 International Conference on Equations of State for Matter ELBRUS 2020 Book of Abstracts. 2020. 231.
4. *Canup R.M. & E. Asphaug* *Nature*. 2002. 412. 208.
5. *Canup R.M.* *Icarus*. 2004. 168, 433.
6. *Harrison T.M., Schmitt A.K., McCulloch M.T. et al.* // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. 268. 476.
7. *Marchi S., Walker R.J., Canup R.M.* A compositionally heterogeneous martian mantle due to late accretion // *Science Advance*. 2020. V. 6. 2338.

# КИНЕМАТИЧЕСКИ АСИММЕТРИЧНОЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ РАСТЯЖЕНИЕ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ГЛОБАЛЬНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ РИСУНКИ

М.Л. Копп

Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия, mlkopp@mail.ru

## Постановка проблемы и терминология

Структурно-геологические исследования любой территории, прежде всего, нацелены на реконструкцию *динамики* деформации – типа поля напряжений, который изображается парными стрелками: сходящимися (сжатие), расходящимися (растяжение) или скользящими (сдвиг). Однако, в связи с влиянием тех или иных неоднородностей деформируемой среды или самого нагружения, в одном и том же поле напряжений могут развиваться согласованные латеральные перемещения самого разного ранга и направления, без учета которых представление о суммарной деформации останется неполным. Соответственно, существует отдельная задача реконструкции *кинематики* (или *геокинематики*) согласованных перемещений блоков, возникших уже при разрушении материала. На практике наблюдения такого рода проводятся путем анализа структурных рисунков или иных парагенезов структур, а результаты иллюстрируются картами одиночных стрелок – векторов латеральных перемещений относительно более крупных структур или независимых координат. В ряде случаев полезную информацию в данном направлении предоставляет и учет геометрии линий разрывов: например, дугообразные очертания сдвига используются для установления вращательного движения блока.

Автором уже публиковались результаты геокинематического анализа латеральных перемещений применительно к деформациям в сдвиговом стресс-режиме («структуры латерального выжимания» [Копп, 1979, 1997, 2017а]), а также в надвиговом – где анализировалось выражение обстановок надвигания vs пододвигания блока [Копп, 2007]. В последние же годы, в связи с поступлением нового материала структурных исследований авторана Восточно-Европейской платформе, выяснилась необходимость проведения геокинематического анализа и для обстановки горизонтального растяжения [Копп, 2017б, 2017в]. В новейшее время эта платформа претерпела активизацию, вызванную коллизионными событиями в Альпийско-Гималайском поясе [Копп, 2004, 2014, 1999], но воздействие коллизии на деформацию платформы в существенной мере регулировалось и ее неоднородной структурой: сжатие концентрировалось в узких авлакогенах, с образованием складчатости, сдвигов и надвигов, тогда как обширные пространства антеклиз и синеклиз разрушались в режиме растяжения [Копп, 2014], с образованием многочисленных мелких сбросов, флексур и линеаментов растяжения. При этом многие из этих структур в плане дугообразны.

## Точки зрения на причины формирования дугообразного изгиба

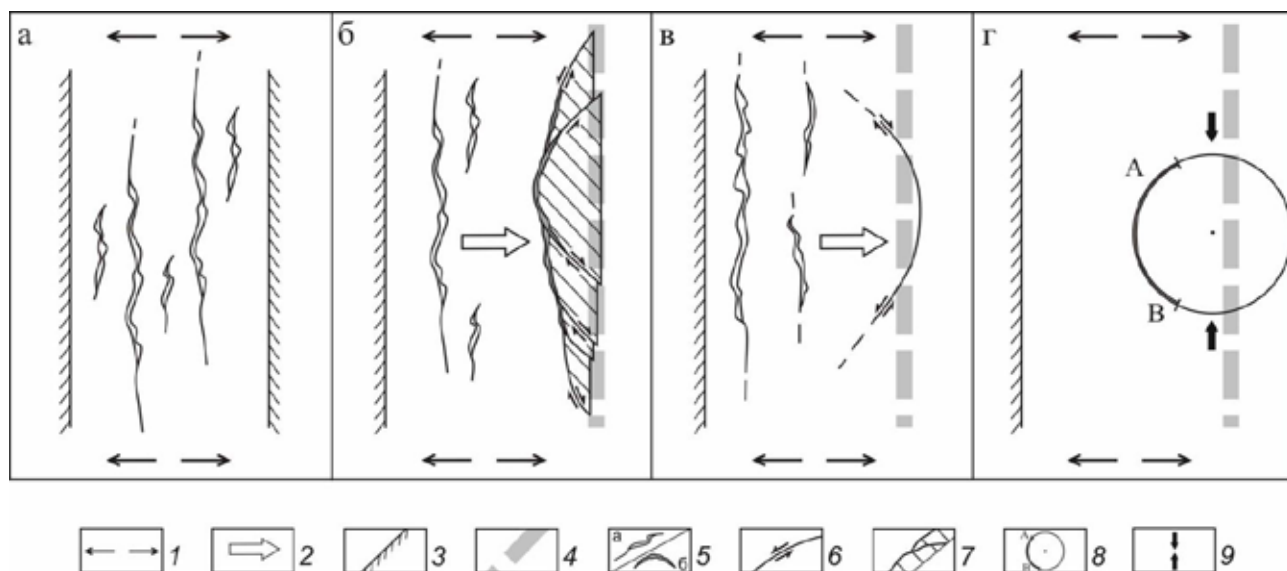
То, что структуры растяжения в плане часто имеют дугообразные очертания, известно давно, однако анализ литературы показал, что имеющиеся концепции касаются лишь отдельных граней проблемы. Так, ведущая роль в формировании дуг часто приписывается присутствию на их флангах диагональных сдвигов разного знака – что создает трапецевидный в плане ансамбль, охватывающий блок со всех сторон и поэтому облегчающий его выдвигание изнутри этого ансамбля. При определенных условиях такое геометрическое сочетание вполне может аппроксимироваться в виде плавной дуги [Nikishin, 1999]. Другие же авторы, используя как тектонофизические модели [Гзовский, 1953], так и полевые наблюдения [McGill, 1979], категорически участие сдвигов отрицают. Наряду с другими, ставилась даже специальная задача по проверке роли сдвигов – для чего на западе США, в бассейне р. Колорадо, был выбран участок развития дугообразных четвертичных каньонов. Сдвиги там найдены не были, а дугообразная форма каньонов объяснена изгибом траектории промежуточной оси нормальных напряжений при оползании массы берега к долине [McGill, 1979]. В некоторых работах отмечалось влияние антитетического вращения крыльев наклонных сбросов [Копп, 2004; Cloos, 1928], тогда как субвертикальные сбросы и раздвиги оставались вне внимания.

Наконец, известные модели не объясняли саму правильную (дугообразную, в самом точном смысле этого слова) форму разрывов такого рода и, к тому же, короткую длину дуги, не достигающую полуокружности. Ине было объяснено, возможно, и самое существенное: устойчивая взаимная изоляция дугообразных и прямолинейных структур растяжения (даже если те и другие возникли в общем поле напряжений и имеют одинаковое простираение). А ведь с точки зрения физики, такая устойчивая сегрегация – признак принципиальных отличий условий возникновения объектов.

## Кинематическая асимметрия горизонтального растяжения как универсальный фактор дугообразного изгиба

Таким образом, необходимо найти более общее объяснение, не противоречащее уже найденным частным факторам изгиба. В качестве такой универсальной причины мы полагаем меньшее сопротивление для движения с одной из сторон как для каждого отдельного разрыва, так и для деформируемого объема в целом. В реальной обстановке облегченное движение бывает обеспечено самыми разными причинами: соседством глубокой впадины, включающим гравитационный фактор, латеральной динамической поляризацией напряженного состояния – присутствием на пути блока более легкого для движения участка (например, менее сжатого или даже растянутого), а также весьма существенным – кинематическим – фактором: влиянием более мощного тектонического потока, диктующего свое собственное направление движения, и т.п.

В теоретически наиболее полном варианте, отделение блока от основного массива и его движение к стороне с пониженным сопротивлением аккомодируется образованием округлой – сферической или цилиндрической – поверхности, вдоль которой напряжения будут распределяться в соответствии с правилом Дж. Андерсона относительно кинематики разно ориентированных сколов (рис. 1). В плане эта округлая поверхность будет выглядеть дугой, в вершине которой концентрируется растяжение, а на флангах возможно и образование сдвигов. При этом, в случае главенства режима растяжения, такая дуга должна оставаться короткой: ибо, если она превысит длину полуокружности, сдвиговые смещения будут уже затруднены – не говоря о том, что растяжение вообще целиком уступит место сжатию.



**Рис. 1.** Кинематическая асимметричное растяжение как причина дугообразной геометрии разрывов растяжения [Жопп, 2011]: а – кинематически симметричное растяжение: оба крыла разрыва удаляются в противоположные стороны с одинаковой скоростью, линия разрыва остается прямолинейной; б-в – кинематически асимметричное растяжение: одно из крыльев (сдвигающееся к более свободной границе деформируемого объема) испытывает ускорение; б – возникновение у этой границы дугообразно изогнутого разрыва с вогнутостью в направлении движения, в – неблагоприятная для обособления блоков конфигурация объединения разрывов разной кинематики в дугу, выпуклую по ходу движения; г – предельная по отношению к окружности длина дугообразного разрыва – что блокирует сдвиговые и раздвиговые деформации в результате перпендикулярного к ориентации сжатия положения флангов дугообразного разрыва.

1 – ориентация растяжения, 2 – благоприятное (к более свободному ограничению) направление транспортировки блоков, 3 – несвободное (закрытое для движения) ограничение деформируемого объема, 4 – свободное (проницаемое) его ограничение. 5 – разрывы растяжения: а – в первом приближении прямолинейные в плане, б – дугообразные; б – сдвиговая компонента на отогнутых концах дугообразных разрывов, 7 – блоки-сегменты, отделившиеся от материнского массива, 8 – виртуальная окружность, в которую вписывается дуга разрыва (АВ – примерный размер дуги, длину которой разрыв не может превысить), 9 – в главном поле растяжения, ориентация оси горизонтального сжатия, способного заклинить смещения по отогнутым флангам дугообразного разрыва и тем самым ограничить его разрастание в плане

В итоге, отделяемый от основного массива блок со всей своей тыловой стороны (вместе с флангами), будет окружен облегчающей его отделение и однонаправленное движение округлой выемкой (в плане – дугообразной), с вогнутостью по направлению движения.

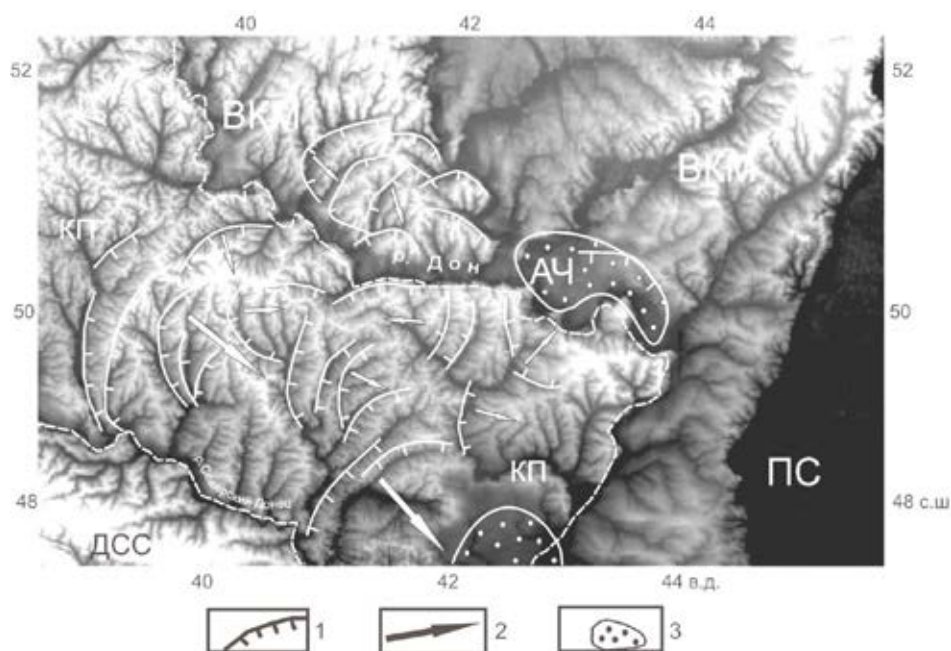
Данное объяснение применимо к любым видам структур растяжения: к сбросам (причем не только наклонным, но и вертикальным), раздвигам, отрывам и пр. Обязательность возникновения сдвигов отсутствует, но их наличие будет лишь способствовать ускоренному выдвиганию блока из

округлой выемки. Присутствие диагональных сдвигов тогда непременно отразится в увеличении крутизны изгиба дугообразного разрыва, однако, по тому же правилу Дж. Андерсона, геометрический диапазон существования сдвигов невелик: с одной стороны, для их наилучшего развития необходимо достижение их полной ( $45^{\circ}$ ) диагональности по отношению к главным нормальным осям напряжений, с другой же, – еще раз напомним, что преодоление угла  $45^{\circ}$  сразу блокирует растяжение.

В наиболее общем плане, ситуацию, при которой условия для движения противоположных крыльев разрыва неравны, автор именует *кинематической асимметрией* напряженного состояния.

### Дугообразные новейшие структуры Восточно-Европейской платформы как инструмент реконструкции ее внутренней кинематики и проблема гравитационного коллапса антеклиз

На данной платформе известны новейшие структуры растяжения самого разного вида: сбросы, грабены, флексуры, а также линеаменты – по мезоструктурным данным, образовавшиеся при растяжении. При этом все они бывают как прямолинейными, так и дугообразными в плане. Подробнее остановимся на дугообразных линеаментах (рис. 2), которых здесь очень много и они уже давно служат предметом бурных дискуссий по поводу своего происхождения. Обычно они выражены в рельефе дугообразными уступами с экспозицией по погружению рельефа – что напоминает стенки срыва цирковых оползней. По этому признаку мы их именуем *геоморфологическими амфитеатрами*. Однако учитывая колоссальную (десятки – сотни км) протяженность этих объектов, экзогенный вариант их происхождения полностью исключен, в работах автора приведены и другие убедительные доказательства их тектонической природы [Копп, 2004, 2011, 2017б, 2017в]. Важно подчеркнуть также, что они повсюду встречаются совместно с настоящими геологическими структурами дугообразных очертаний – признак несомненной парагенетичности тех и других. Но при этом они повсюду изолированы от образовавшихся также при растяжении прямолинейных геоморфологических уступов.



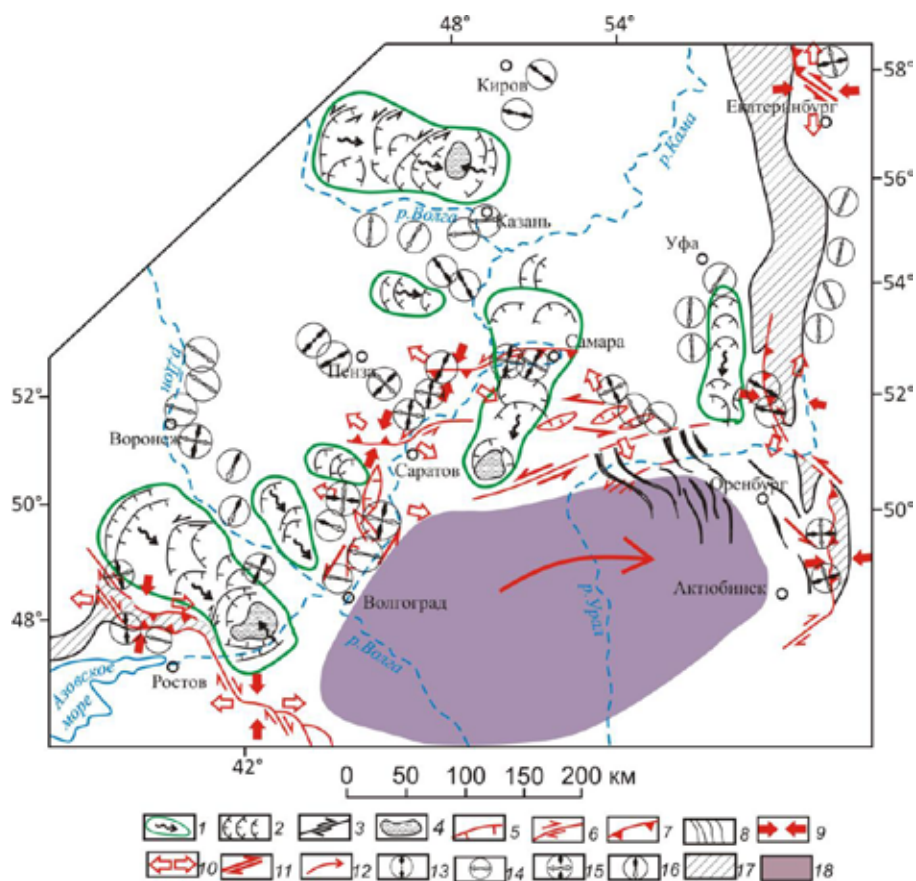
**Рис. 2.** Выраженный во взаимном расположении геоморфологических амфитеатров латеральный поток («тектонический глетчер») трансенсионного типа, спускающийся к Прикаспийской синеклизе по Кантемировскому кайнозойскому прогибу (DEM). ВКМ – Воронежский массив, ПС – Прикаспийская синеклиза, КП – Кантемировский прогиб, ДСС – Донбасс, АЧ – Арчединско-Чирская новейшая котловина. 1 – геоморфологические амфитеатры, 2 – векторы движения тектонических глетчеров, 3 – новейшие котловины в «устах» тектонических глетчеров

Массовые замеры зеркал скольжения и других мезоструктур в зонах некоторых геоморфологических амфитеатров позволили установить, что последние возникли при поперечном к ним растяжению [Копп, 2004, 2011, 2014]. При этом, как показало изучение самого известного из них – колоссальной (700 км) протяженности Ергенинского, крутизна его изгиба зависит от степени



участия сдвиговой деформации. На его главной трассе (на юге), где он выражен очень длинной и пологой дугой, он возник при почти полном растяжении – тогда как на севере, где он осложнен небольшими, но зато очень глубокими выемками, усиливается роль сдвига: на разных флангах этих выемок концентрируются сдвиговые зеркала скольжения противоположного знака [Копп, 2004, 2014], свидетельствующие о латеральном выдвигении блока изнутри каждой дуги.

Многие из этих особенностей были замечены нами уже давно [Копп, 2004, 2014], но, однако, тектоническая позиция и природа как самих геоморфологических амфитеатров, так и остальных дугообразных структур растяжения долго оставалась неясной – до тех пор, как они не были сопоставлены с контурами древних структур платформы. И это сравнение неожиданно обнаружило интересную особенность: все эти дугообразные структуры приурочены к границам антеклиз и синеклиз и, кроме того, своей вогнутостью обращены в сторону последних (рис. 2, 3). Таким образом, согласно нашей модели, это должно указывать на перемещение материала от антеклиз к синеклизам, а, учитывая возраст структур и морфоструктур, все это происходило в новейшую эпоху. Особенно активные движения фиксируются около наиболее глубокой Прикаспийской синеклизы: геоморфологические амфитеатры образуют у ее краев эшелонированные латеральные потоки («тектонические глетчеры»), возникшие при сфокусированном в узкой полосе растяжении со сдвигом (обстановка транстенсии). По своей морфологии они напоминают оползни-оплывины, но, в отличие от последних, стекают не по эрозионным ложбинам, а по второстепенным тектоническим прогибам типа седловин. Перемещение материала к синеклизам независимо установлено и по мезоструктурным данным [Копп, 2017б, 2017в].



**Рис. 3.** Структурная позиция геоморфологических амфитеатров и образуемых ими тектонических глетчеров по отношению к Прикаспийской синеклизе.

1-4 – морфоструктурные индикаторы кинематики движений: 1 – тектонические глетчеры транстенсионного типа и векторы их движения – по направлению вогнутости геоморфологических амфитеатров, 2 – геоморфологические амфитеатры (штрихи – по их экспозиции), 3 – направление сдвига на флангах амфитеатров, по кулисности отрезков речных долин, 4 – новейшие котловины в устьях тектонических глетчеров; 5-16 – новейшая динамическая обстановка в бортах синеклизы: 5-7 – новейшие разрывы: 5 – сбросы, 6 – сдвиги, 7 – надвиги; 8 – оси валов и складок; 9-10 – генерализованная ориентация главных нормальных напряжений, по кинематике разрывов: 9 – сжатие, 10 – растяжение; 11 – сдвиги, по кулисности структур; 12 – левосдвиговое смещение Прикаспийского неотектонического блока, сопровождаемое поворотом по часовой стрелке [Копп, 2004]; 13-16 – типы стресс-режима и ориентация напряжений, по мезоструктурным данным: 13 – сжатие, 14 – растяжение, 15 – горизонтальный сдвиг, 16 – вертикальный сдвиг; 17-18 – элементы районирования: 17 – активизированные на новейшем этапе орогены Урала и Донбасса, 18 – Прикаспийская синеклиза

Таким образом, результаты изучения внутренней кинематики юго-востока Восточно-Европейской платформы, проведенного разными способами, убедительно подтверждают справедливость предлагаемой нами модели образования дугообразного изгиба структур растяжения и возможность ее применения для геокинематических реконструкций. При этом кинематически асимметричное растяжение антеклиз, с ускоренным перемещением материала к соседним синеклизам, в данном случае обеспечивалось действием гравитационного фактора: движение было направлено по уклону тектонического рельефа.

При этом действие этого фактора далеко не исчерпывалось влиянием наклона поверхности фундамента, а включало в себя и более глубокие гравитационные преобразования коры. Эмпирические свидетельства тому [Копп, 2017б, 2017в]: 1) локализация кинематически асимметричного растяжения над зонами утонения континентальной коры между антеклизмами и синеклизмами, 2) при этом – особое (в сравнении с Московской синеклизой) его аномальное усиление около самой глубокой Прикаспийской синеклизы, с сильно утоненной корой – но при этом его полное отсутствие на участках с более мощной корой: на седловинах между соседними сводами и в авлакогенах – несмотря на то, что те и другие испытали сильный новейший подъем (казалось бы, способствующий усилению растяжения), в) специфический новейший рельеф антеклиз (Воронежской, Волжско-Камской, а также Балтийского щита): наложенная на вершину антеклизмы мульда, возникшая при растяжении (Окско-Донской и Камский прогибы, Балтийское море) и периферический новейший вал вокруг каждой антеклизмы, возникший при участии сжатия (например, Приволжская возвышенность). Такой стиль рельефа, равно как и предыдущие признаки, ассоциируется с имеющим глубокие корни в коре новейшим гравитационным растеканием антеклиз, компенсированным сжатием по их краям.

Известен и механизм, который мог способствовать нивелировке неровностей корового рельефа – модель «эффекта клина» А.В. Лукьянова [1989], где теоретически и экспериментально установлен факт гравитационной неустойчивости линзы легкого материала, покоящейся на слое из более тяжелого материала. Действие гравитации в этой модели имитировалось включением центрифуги, после которого линзовидная текстура трансформировалась в горизонтально-слоистую. Поскольку гравитационное растекание антеклиз происходило в новейшем этапе, можно полагать, что в данном случае роль такого «включения центрифуги» – триггера для гравитационных преобразований, сыграла произошедшая из-за коллизии плит неотектоническая активизация платформы. Таким образом, рассмотренные проявления некоторого выравнивания мощности коры активизированной платформы по своей сути ничем не отличаются от известного процесса гравитационного коллапсаорогенов, но только, конечно, гораздо более низкой интенсивности.

### **Структурные рисунки, связанные с кинематически асимметричным растяжением – в более широком аспекте**

По литературным данным, проявления кинематически асимметричного растяжения отмечаются и для других тектонических обстановок. При этом – для самых разных ситуаций – оказалось, что восстанавливаемые по геометрии дугообразных структур векторы перемещений блоков согласуются с латеральными вариациями регионального поля напряжений, а в некоторых случаях (при наличии соответствующих данных) – и с определениями векторов современных движений по GPS [Копп, 2017б, 2017в].

Дугообразные сбросы и грабены – неперенный элемент строения рифтов. При этом причины кинематической асимметрии различаются для рифтов, формирующихся при действии механизмов чистого либо простого сдвига в вертикальной плоскости. В первых из них – так называемых «узких», или «симметричных»: рифтах, расширяющихся в условиях недостатка пространства, сбросовые дуги обычно обращены вогнутостью внутрь рифта. Реконструированное по этому признаку предпочтительное движение крыльев сбросов, направленное обратно к рифту, логично связывать с рифтовой аккомодацией, суть которой – частичная компенсация того давления, которое расширяющийся рифт оказывает на вмещающую среду и из-за которого в бортах таких рифтов возникает локальное сжатие (Восточно-Африканский рифт, грабены, сопровождающие Левантинский сдвиг и др.). Таким образом, растяжение «узких» рифтов кинематически асимметрично само по себе.

Для «широких» же рифтов, растягивающихся более свободно, причины кинематической асимметрии не столь стандартны и гораздо чаще вызываются неоднородностями напряженного состояния и кинематики движений, которые тогда требуют своего выяснения. В частности, для длительно развивавшейся Байкальской рифтовой области отмечается устойчивая связь (характерной для нее) дугообразной геометрии сбросов с разновозрастными и разнонаправленными

тектоническими потоками: в позднем мезозое – направленными к СЗ, а в позднем кайнозое – к ВЮВ. В первом случае соответствующее направление движения объясняется происходившим на Дальнем Востоке сжатием субдукционного орогена андского типа – что загораживало восточное направление движения. Во втором же, западный путь к тому времени оказался закрыт из-за коллизионного сжатия и орогенеза в Центральной Азии – тогда как возможность движения к востоку оставалась: из-за того, что там – на западе Тихого океана – происходила субдукция, развивавшаяся при участии растяжения [Uyeda, 1979 и др.]. При этом для каждого из указанных этапов развития рифтовой области дугообразные сбросы и полуграбены были вогнутостью обращены по направлению соответствующего движения масс.

Заслуживают внимания также особенности геометрии разновозрастных авлакогенов Восточно-Европейской платформы: рифейских, девонских, а также новейших (в качестве которых нами подразумеваются грабенообразные прогибы Балтики). При этом для каждого этапа возобновления авлакогенеза отмечается, во-первых, группировка авлакогенов около океанов соответствующего времени, а во-вторых, – для авлакогенов с дугообразным изгибом в плане – обращением их вогнутости к соседнему океану. Таким образом, каждый этап деструкции, с образованием своей собственной группы авлакогенов, сопровождался движением материала от платформы к океану. Этот результат требует своего объяснения, и, позднекайнозойская ситуация позволяет считать, что кинематическая асимметрия тогда могла создаваться как аккомодацией находящегося вблизи срединно-океанического рифта, так и, возможно, гравитационным коллапсом активизированной платформы (см. выше).

Далее, с использованием известных представлений о существенной роли деформации растяжения при образовании островных дуг запада Тихого океана [Uyeda, 1979 и мн. др.] выскажем предположение о связи их вогнутого к западу изгиба с кинематически асимметричной модой этого растяжения, вызванной механизмом отката слэба к океану: это открывало путь для предпочтительного движения масс именно к западу. Однако из-за сложности и, иногда, противоречивости, эмпирических данных о динамике формирования зон субдукции данной области эта гипотеза нуждается в проверке

И, наконец, нельзя не заметить гораздо более очевидного влияния особенностей латеральных перемещений на геометрию современных зон спрединга. По кинематике проявления растяжения они подразделяются на две группы, четко обособленные в пространстве: а) относительно прямолинейные (хотя и извилистые в деталях) медленно спрединговые Срединно-Атлантический хребет и хребет Гаккеля, с характерной для них строго одинаковой шириной геохронов на противоположных крыльях зоны спрединга – что свидетельствует о кинематически симметричном растяжении и б) напротив, на всем своем протяжении плавно изогнутые в виде огромных дуг Восточно-Тихоокеанское поднятие и Индийский хребет, оба – с аномально увеличенной шириной геохронов на вогнутой стороне дуг – что, напротив, указывает на кинематически асимметричное растяжение, здесь – с предпочтительным смещением крыла, прилегающего именно к вогнутой стороне дугообразного океанского рифта. Таким образом, история раскрытия океанов документально подтверждает не только возможность и реальность проявления горизонтального растяжения в его кинематически асимметричной форме, но и сам факт ускоренного отодвигания крыла дугообразного разрыва на его вогнутой стороне.

## **Выводы**

1. Универсальная причина правильного дугообразного изгиба линейных структур растяжения – кинематически асимметричные условия проявления последнего: когда ускорение получает лишь то из обоих крыльев такой структуры, которое встречает меньшее сопротивление для движения; туда же обращена и вогнутая сторона дуги.

2. Учет этого правила позволяет использовать дугообразные структуры растяжения в качестве индикатора движения горных масс по латерали при разработке геокинематических реконструкций. Работоспособность этого методического приема подтверждена детальными структурными наблюдениями на Русской плите, в более же широком плане, проявления кинематически асимметричного растяжения и связанных с ним структурных рисунков найдены и для других, региональных и глобальных, тектонических обстановок – в том числе и океанических, где кинематической асимметрией обусловлена гипертрофическая расширенность внутренних (вогнутых) крыльев дугообразных быстро спрединговых хребтов.

3. В качестве решения обратной задачи метода можно назвать обнаружение на Русской плите ярких свидетельств латерального неотектонического перемещения масс от антеклиз к соседним синеклизам, дающее основание трактовать это явление как своеобразное проявление

гравитационного коллапса платформы, активизированной из-за коллизии плит в соседнем Альпийско-Гималайском поясе.

4. Обращается внимание на возможность объяснения известной геометрии островных дуг запада Тихого океана участием горизонтального растяжения (уже давно указываемого для них рядом авторов) – но только в его кинематически асимметричной моде: в связи с откатом субдуцируемой плиты к океану, освобождающим пространство в направлении Евразии. Однако из-за сложности и, иногда, противоречивости, эмпирических данных о динамике формирования зон субдукции данной области эта гипотеза нуждается в тщательной проверке.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы «Осадочные бассейны Восточно-Европейской платформы как элементы геодинамических систем: строение, эволюция и ресурсный потенциал» (госзадание № 01201253182) Лаборатории сравнительного анализа осадочных бассейнов Геологического института РАН, при поддержке Программы № 6 ОНЗ РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Гзовский М.В., Черткова Е.И.* Моделирование волнистости простирающихся крупных тектонических разрывов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1953. № 6. С. 482–499.
2. *Konn M.J.* О происхождении поперечных складчатых зон в эпигеосинклинальных складчатых поясах // Геотектоника. 1979. № 2. С. 84–106.
3. *Konn M.J.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир. 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып.506) *Konn M.J.* Дугообразные структуры растяжения в кинематике региональных и глобальных тектонических обстановок // Геотектоника. 2017а. № 6. С. 18–36.
4. *Konn M.J.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука. 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552).
5. *Konn M.J.* Позднеальпийская коллизионная структура Кавказского региона // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. // М.: ГЕОС. 2007. С. 285–315.
6. *Konn M.J.* Денудационные уступы как индикатор региональных неотектонических напряжений // Геотектоника. 2011. № 5. С. 71–90.
7. *Konn M.J.* Дугообразные структуры растяжения в кинематике региональных и глобальных тектонических обстановок // Геотектоника. 2017б. № 6. С. 18–36.
8. *Konn M.J.* Дугообразные структуры растяжения в региональных и глобальных тектонических обстановках: опыт кинематического анализа / Отв. ред. / Ю.Г. Леонов, Н.Б. Кузнецов. М.: ГЕОС. 2017в. 96 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 616).
9. *Konn M.J., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Тверитинова Т.Ю., Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Мострюков А.О., Иоффе А.И.* Новейшее поле напряжений востока Русской плиты и Урала (по макро- и мезоструктурным данным) // Геотектоника. 2014. № 4. С. 23–43.
10. *Лукьянов А.В.* Эксперимент в тектонике // Экспериментальная тектоника: методы, результаты и перспективы. М.: Наука. 1989. С. 9–30.
11. *Cloos H.* Uberantititische Bewegungen // *Geol. Rdsch.* 1928. Bd.19. h.3. P. 246–251.
12. *McGill E., Stromquist A.W.* Grabens of Canyonlands national park, Utah: Geometry, mechanics, and kinematics // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84, (B9). P. 4547–4563.
13. *Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S. & Ershov A.V.* Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformation: influence of the Tethyan collisional belt on the Eurasian continent from Paris to Tien-Shan. *Comptes Rendus Academic Science.* 1999. 329 (IIa). P. 49–57.
14. *Rosendahl B.R.* Architecture of continental rifts with special reference to east Africa // *Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci.* 1987. V. 15. P. 445–503.
15. *Uyeda S., Kanamori H.* Back-arc opening and the mode of subduction // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84, (B3). P. 1049–1062.

# ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОЛИГОНЫ В РЕШЕНИИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ГЕОДИНАМИКИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ СОПРЯЖЕНИЯ С РЕГИОНАЛЬНЫМИ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИМИ ИССЛЕДОВАНИЯМ

Ю.О. Кузьмин

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, e-mail: kuzmin@ifz.ru

## Введение

Как известно, тектонофизика и современная геодинамика тесным образом связаны между собой. Оба этих научных направления являются мульти дисциплинарными. Они зародились примерно в одно и то же время и базируются на современных достижениях геотектоники, геофизики и физики.

М.В.Гзовский неоднократно отмечал, что изучение современных движений земной коры крайне важны для изучения физических закономерностей протекания тектонических процессов, то есть для тектонофизики [Гзовский, 1975]. С другой стороны, интерпретация результатов изучения современных геодинамических процессов, которые, в основном, получены по измерениям на земной поверхности, требует активного привлечения методов и результатов тектонофизики.

В последние годы сложилась ситуация, когда тектонофизические исследования нацелены, в основном, на изучение напряженного состояния земной коры и литосферы, а современная геодинамика исследует, в первую очередь, деформационные процессы. При этом, естественно, напряженное состояние вычисляется используя сейсмологическую и геологическую информацию [Ребецкий, Сим, Маринин, 2017], а современные деформационные процессы, протекающих в реальном масштабе времени, измеряются комплексом методов, включающие геодезические (наземные и спутниковые) и наклономерно-деформометрические наблюдения [Кузьмин, 1999]. Однако, несмотря на то, что обе научные дисциплины рассматривают различные стороны геодинамических процессов, существуют, как минимум два крупных научных направления, где они существенным образом дополняют друг друга. Это изучение соотношения и взаимосвязи региональных и локальных геодинамических процессов, а также исследование физики сейсмических явлений с позиции оценки современного напряженно-деформированного состояния сейсмоактивных регионов. Основным инструментом изучения современных деформационных процессов является геодинамический мониторинг, проводимый в различных пространственно-временных масштабах. При этом, основной организационной формой реализации этого мониторинга является площадная система наблюдений – геодинамический полигон. Ниже представлены эмпирические обобщения результатов многолетних геодинамических (деформационных) наблюдений, проводимых на геодинамических полигонах различного целевого предназначения. При этом, основной упор сделан на установлении соотношения региональных и локальных процессов и рассмотрены варианты сопряжения полученной информации с региональными тектонофизическими исследованиями.

## Геодинамический полигон – основной инструмент исследования пространственно-временной структуры современных деформационных процессов

В [Кузьмин,1999] обосновано следующее определение геодинамического мониторинга. Геодинамический мониторинг – система постоянных и/или непрерывных наблюдений, анализа и прогноза современного геодинамического состояния недр, проводимых в рамках заданного регламента в пределах рассматриваемых природных и /или техногенных объектов. В качестве подобных объектов могут быть очаговые зоны землетрясений, места расположения действующих вулканов, зоны активных или опасных разломов, экологически опасные и критические объекты (АЭС, ГЭС, месторождения полезных ископаемых, объекты подземного захоронения отходов, магистральные трубопроводы и др.). Особую важность геодинамический мониторинг приобретает, когда населенные пункты и особо ответственные, критические объекты расположены в окрестности проявления опасных геодинамических (сейсмодформационных) явлений. В этих случаях создаются специально организованные системы диагностики современной аномальной геодинамики недр – геодинамические полигоны различного целевого предназначения и пространственно-временного масштаба измерений.

Геодинамический полигон – основная форма пространственной организации геодинамического мониторинга, представляющая собой совокупность повторных, иерархически построенных систем профильных или обсерваторских, непрерывных наблюдений за современным геодинамическим состоянием недр и природно-техногенных объектов.

Как известно, современная геодинамика - это наука о движениях Земли в реальном масштабе времени. Это те движения, которые можно измерять, идентифицировать и объяснять на языке фундаментальных наук [Кузьмин, 2009, 2013, 2017, 2019а]. В этом смысле современная геодинамика является научным направлением, в котором гармонично используются методы геофизики, геодезии и геологии. История развития этого научного направления в нашей стране характеризовалась тесной связью геофизиков, геологов и геоморфологов из академических институтов со специалистами отечественной геодезической службы. За прошедшие годы произошло интенсивное накопление полевого материала, сменилась парадигма измерительных средств и методов анализа измерений. Существенно расширились области практического применения результатов исследований.

На протяжении всей истории развития исследований по проблеме «Современные движения земной коры» сформировались два подхода к определению современной геодинамики, как научной дисциплины: кинематический и силовой [Кузьмин, 1999]. Сторонники первого подхода (астрономы и геодезисты) полагали, что центральным предметом исследований в современной геодинамике является изучение основных кинематических характеристик (смещений, скоростей, векторов направленности и т.д.) движений земной поверхности в различных пространственно-временных масштабах протекания процессов для последующего анализа их природы. Это во многом понятно, поскольку начало этим исследованиям, например, в нашей стране было положено еще в 19 веке. Исследования в любой естественнонаучной дисциплине начинаются с измерений. Поэтому первыми специалистами, которые начали «измерять» движения Земли были, естественно, геодезисты. В 1883 г. в рекомендациях к инструкции по нивелированию было указано: «Установить 3–4 марки, приняв все меры для их сохранения. Эти марки могли бы послужить для позднейших исследований поднятий и опусканий континентов» [Кашин, 1991].

Широкомасштабное развитие этих исследований было положено в 1963 г. на XIII Генеральной Ассамблее Международного геодезического и геофизического союза в рамках проекта «Современные движения земной коры». Проект состоял из трех разделов: «Мировая карта движений земной коры», «Мировая сеть полигонов (стационаров) для наблюдений за современными движениями земной коры», «Изучение общих деформаций земного шара». При этом координация исследований была, в основном, сосредоточена в рамках деятельности Международной Ассоциации Геодезии (МАГ). Так, например, работы по второму разделу этого проекта возглавлял выдающийся отечественный ученый Ю.Д. Буланже, который являлся в то время вице-президентом МАГ и заведующим Отделом геодезии и гравиметрии Института физики Земли АН СССР.

Исследования, проводимые в рамках первого и третьего разделов проблемы, потребовали активного привлечения геологов, геоморфологов и геофизиков, что повлекло за собой трансформацию в определении базовых понятий, поскольку был существенно расширен арсенал применяемых методов изучения современных движений. Естественно, что геологи и геофизики основываясь на втором (силовом) подходе, считали, что основной проблемой современной геодинамики является установление механизмов формирования движений в различных геосферах с последующей оценкой кинематических характеристик движений, предполагая полную унаследованность современных движений от процессов прошлых геологических эпох. Понятно, что результаты измерений в реальном масштабе времени в этом случае не являются основным предметом исследований, а служат элементом доказательности принятой схемы приложения тектонических сил (напряжений).

Дальнейшее развитие исследований и, особенно, работы по тектонике плит (геодинамике) привели к тому, что термин «Современные движения земной коры» постепенно был трансформирован в термин «Современная геодинамика». В рамках исследования современных геодинамических процессов, в настоящее время, оформились две магистральные тенденции. Во-первых, стремительное развитие спутниковых технологий привело к тому, что существенно расширилось изучение современной кинематики литосферных плит, что позволило изучать деформационные процессы на глобальном и региональном уровне. В то же время, насущные вопросы практического использования результатов наблюдений, особенно в части оценки геодинамической (сейсмической) опасности ответственных объектов, привели к тому, что параллельно развивались детальные исследования на геодинамических полигонах различного целевого назначения, обеспечивая исследования в зональном и локальном масштабах наблюдений.

При анализе пространственно-временной структуры современных геодинамических процессов обычно считается, что они подразделяются на 4 масштабных уровня: глобальные, региональные, зональные и локальные [Кузьмин, 2019а, 2020]. Под глобальными процессами понимается кинематика основных литосферных плит, лунно-солнечные приливные деформации и

кинематические следствия неравномерности вращения Земли. Региональные деформации происходят в местах взаимодействия (коллизии, субдукции и др.) плит. Под зональными понимаются области подготовки сильных землетрясений и активизации вулканов. Локальные процессы, в первую очередь, обусловлены современной деформационной активностью разломов. Важно отметить, что перечисленные деформационные явления относятся к природным процессам. Однако, зональные и локальные деформации могут быть индуцированы техногенными факторами, например, разработкой месторождений [Кузьмин, 2016, 2018, 2019б].

Естественно, что каждое из направлений имеет свою специфику построения наблюдательных сетей и арсенал применяемых методов измерений. Исследования по кинематике литосферных плит базируются на методах спутниковой геодезии, используя методы ГНСС (ГЛОНАСС/GPS) наблюдений. В работах на геодинамических полигонах и, особенно при изучении современной динамики разломных зон, в основном применяются методы наземной геодезии, которые обеспечивают повышенную пространственную детальность наблюдений.

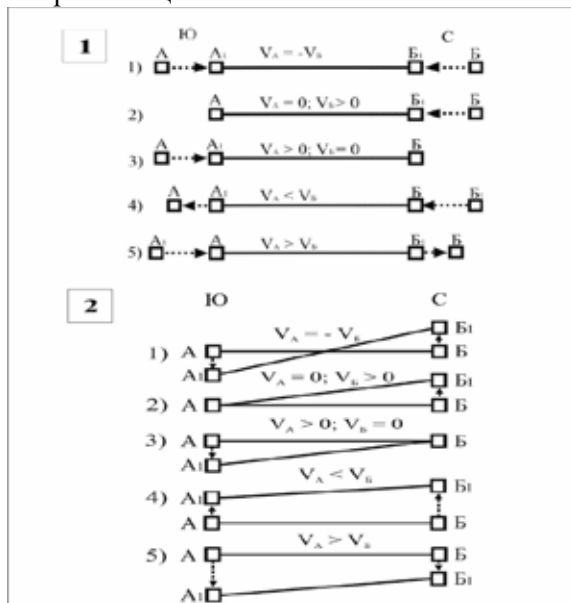
Копетдагский геодинамический полигон – пример многолетних исследований региональных, зональных и локальных деформационных процессов.

Как известно, наиболее контрастной областью взаимодействия Евразийской и Аравийской плит в Туркмено - Иранской области является Капетдагский мегаантиклинорий, который является обширной частью Туркмено - Хорасанской сеймотектонической зоны [Калугин, 1977; Trifonov, 1978]. Эта зона, представляющая собой систему горных хребтов и межгорных впадин, отделяющих северную часть Иранской плиты от южной части Туранской плиты. Практически все исследователи отмечают, что современная геодинамика Туркмено - Иранского сегмента Альпийского складчатого пояса формируется конвергенцией (коллизией) Туранской и Иранской плит. Северной границей области этого взаимодействия является Передовой Копетдагский (Главный Копетдагский, Ашхабадский) разлом. Он же является северной границей Копетдага. Поэтому в данной статье используется название - Передовой разлом Копетдага. Следует отметить, что наибольшая часть Копетдага находится на территории Северного Ирана. Копетдаг надвигается на Предгорный прогиб, и Передовой разлом наклонно уходит под Копетдаг. Угол наклона в вертикальной плоскости (угол падения) Передового разлома составляет примерно в среднем от  $50^\circ$  до  $70^\circ$  (угол с вертикалью, опущенной вниз – от  $20^\circ$  до  $40^\circ$ ) в разных местах пересечения Передового разлома. Амплитуда вертикальных смещений по Передовому разлому достигает 5 – 7 км. Кроме того, по Передовому разлому наблюдаются правосторонние горизонтальные смещения, достигающие величины 30 км за неотектонический этап развития (Калугин, 1977; Trifonov, 1978).

В этом случае, кинематика горизонтальных смещений тектонических структур Туркмено - Иранского сегмента вдоль меридионального направления должна происходить, на современном этапе, следующим образом. Северо-северо-восточное движение Аравийской плиты приводит к формированию зоны коллизии Иранской и Туранской плит, надвигу Копетдага на Туранскую плиту и правому сдвиговому смещению вдоль Передового разлома.

В настоящее время ГНСС наблюдения в режиме мониторинга в Туркменистане не проводятся. Однако, имеются длительные (около 50 лет) нивелирные и светодальномерные наблюдения, которые контролируют зону Передового разлома Копетдага. В Северном Иране, наоборот, имеется сеть GPS станций, на которых были проведены повторные измерения горизонтальных смещений земной поверхности. Система наблюдений в Иране состоит из 25 пунктов, которые измерялись в сентябре 1999 г. и повторялись в октябре 2001 г. Детали построения сети, характеристика наблюдательных пунктов, аппаратура и методика обработки данных подробно изложена в [Nilforoushan F. et al., 2003]. В работе [Vernant, P. et al., 2004] проведен геодинамический анализ этих данных для определения современной кинематики зоны коллизии Аравийской и Евразийской плит и выявления зон аномальных деформаций (укорочения, удлинения, сдвиги) с привлечением данных о сейсмичности. Из этой работы следует, что в области Ирано-Туркменского сегмента взаимодействия плит существует устойчивой сокращение земной поверхности со средней скоростью  $7 \pm 2$  мм/год-1. В статьях [Nilforoushan F. et al., 2003; Vernant, P. et al., 2004] это сокращение отнесено ко всему Копетдагу и, следовательно, к его Туркменской части. Тогда, можно провести сопоставление скоростей этого сокращения по данным спутниковой (Северный Иран) и наземной (Южный Туркменистан) геодезии. Это обосновано не только тем, что изучается деформация единого тектонического элемента (Копетдаг), но и тем, что северный пункт Иранской геодезической сети (Ширван) находится на расстоянии около 50 км от южного пункта Туркменской геодезической сети (Гаудан).

В [Vernant, P. et al., 2004] приведено два варианта построения векторов скоростей горизонтальных движений. В первом случае неподвижным считается Евразийская плита, во втором – Аравийская. Естественно, что ориентация векторов в первом и во втором случае является противоположной, а амплитуда смещений отличается. Этот факт требует тщательного учета относительного характера векторов смещений и абсолютное значение типа деформаций.



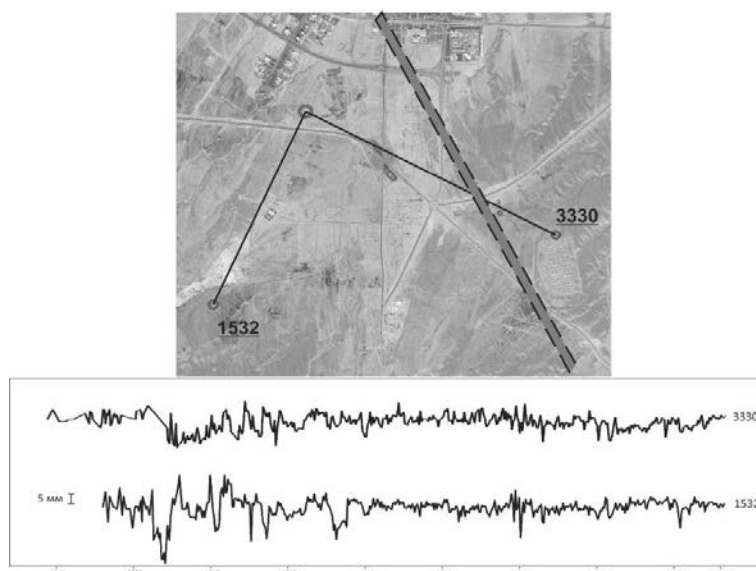
**Рис. 1.** Относительный характер горизонтальных (1) и вертикальных (2) смещений реперов при абсолютном укорочении и абсолютном наклоне на Юг участка земной поверхности

Для демонстрации этого положения можно рассмотреть следующий мысленный эксперимент. Пусть на земной поверхности имеются два (А и Б) прочно закрепленных репера (два пункта наблюдений), которые ориентированы по азимуту «Север – Юг» таким образом, что пункт А расположен южнее пункта Б. Можно показать, что абсолютному понятию «укорочение» будет соответствовать пять различных кинематических ситуаций с относительными горизонтальными смещениями поверхности и, следовательно, различными геодинамическими обстановками (рис. 1 (1)).

Аналогично, абсолютному понятию «наклон на юг», будут соответствовать пять различных геодинамических ситуаций с относительными вертикальными смещениями земной поверхности (рис. 1 (2)).

Если использовать представления, изложенные выше, то для сравнения результатов измерений горизонтальных смещений, полученных по Иранской и Ашхабадской системе геодезических измерений необходимо использовать абсолютную величину - значение деформации укорочения. В данном случае горизонтальное укорочение Копетдага в субмеридиональном направлении под воздействием большей скорости южных пунктов наблюдений Иранской сети по сравнению с северными пунктами. Таким образом, реализуется кинематический вариант 5 (рис. 1(1)). Это полностью соответствует существующим представлениям о геодинамике региона. В противном случае трудно объяснить образование таких крупных горных поясов, как Загрос и Копетдаг с позиции тектоники плит.





**Рис. 2.** Схема светодальномерной площадки «Гаудан». а – местоположение Передового разлома Копетдага, б – светодальномерные линии

На рис. 2 показана схема светодальномерной деформационной площадки «Гаудан» и приведены временные ряды горизонтальных смещений по двум тестовым линиям. Как отмечалось выше, опорный пункт системы находится к северу от GPS пункта Ширван на расстоянии около 50 км, что позволяет провести совместный анализ величин скоростей горизонтальных смещений, полученных различными методами. Измерения горизонтальных смещений на площадке «Гаудан» проводятся в течение более, чем 40 лет и в настоящее время. Средняя повторяемость наблюдений составляет 1 раз в сутки. Точность измерения горизонтальных смещений оценивается на уровне 2-3 мм, а относительных деформаций  $\approx 10$ -6. Всего имеется 8 измерительных линий. Для целей данной работы на рис.2 показаны две линии. Одна линия пересекает зону разлома (№3330). Вторая (№ 1532) находится на северном склоне Копетдага и ориентирована ортогонально его простиранию. Номера линий соответствуют длине этих линий в метрах. Таким образом, результаты, полученные при такой конфигурация измерительной сети, могут решать тестовые кинематические задачи. Линия №1532 позволяет оценивать укорочение Копетдага, которое было выявлено GPS измерениями в Северном Иране. Линия № 3330 может измерять сдвиговое скольжение по Передовому разлому. Эти, уникальные по длительности, данные позволяют с очень большой достоверностью определять скорости и знаки накопленных смещений и, самое важное, определять долговременную стабильность характеристик деформационного процесса. Из рисунка видно, что кривые носят сложный характер. Видны периоды направленных смещений, как положительные (удлинение), так и отрицательные (укорочение).

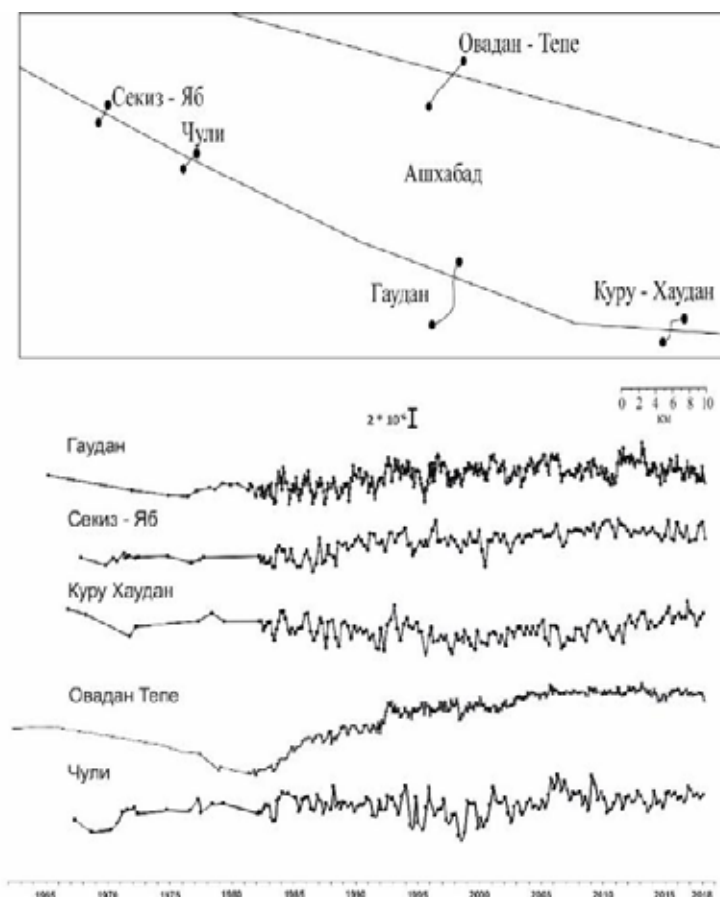
Для выявления среднегодовой скорости смещений была проведена интервальная оценка скорости смещений  $\Delta\dot{U}_i$  за период линейного тренда внутри интервала времени  $\Delta T_i$ . Затем значения трендов скоростей суммировались с учетом знака изменений длин линий (удлинения, укорочения) и производилось деление на величину всего периода наблюдений  $\Delta T$ . По существу, это соответствует известной интегральной теореме о среднем, где интегрирования заменено суммированием. Далее определялось значение средней скорости горизонтальных смещений  $\overline{\Delta\dot{U}}$ , накопленной за период проведения наблюдений  $\Delta T = \Delta T_1 + \Delta T_2 + \dots + \Delta T_n$  по формуле (1)

$$\overline{\Delta\dot{U}} = \frac{1}{\Delta T} \sum_1^n \Delta\dot{U}_i \cdot \Delta T_i \quad (1)$$

Вдоль линии № 3330 отмечается укорочение на величину - 0.7 мм за время 45 лет. Среднегодовая скорость деформации укорочения составляет величину - 0.015 мм/год. Укорочение вдоль линии №1532, которая направлена ортогонально простиранию Копетдага и линии Передового разлома, за период 42 года составило - 2.1 мм. Среднегодовая скорость этого укорочения - 0.05 мм/год. Таким образом, линия, пересекающая Передовой разлом сокращается, что противоречит правому сдвигу, который установлен по геологическим данным. При реализации правого сдвига линия № 3330 должна монотонно удлиняться, а этого не происходит. Ситуация скорее соответствует левому сдвигу. По геологическим данным скорость правого скольжения по Передовому разлому

(Trifonov, 1978) составляет 2 мм/год. По данным многолетних геодезических наблюдений скорость скольжения в 133 раза меньше! Данные GPS наблюдений дают величину среднегодовой скорости сокращения -  $(8-6) \pm 2$  мм/год в направлении ортогонально простиранию Копетдага, т.е. коллиниарно линии 1532. Если использовать средние значения из минимальных величин скоростей, то скорость сокращения будет - 5 мм/год. Сравнивая скорость сокращения Копетдага по различным данным видно, что скорости сокращения Копетдага по наземным геодезическим измерениям в 96 раз меньше, чем по GPS наблюдениям.

На рис. 3 представлены результаты многолетних (почти 60 лет) высокоточных нивелирных наблюдений, проводимых по локальным профилям, пересекающим Передовой разлом Копетдага и Северо-Ашхабадский разлом. При этом, измерительной сетью контролируется полоса Передового разлома протяженностью порядка 100 км. Из рисунка видно, что верхняя кривая, которая относится к Северо-Ашхабадскому разлому, содержит длиннопериодные, знакопеременные колебания наклона земной поверхности. Четыре нижние кривые наклонов соответствуют Передовому разлому. Они характеризуются короткопериодическими знакопеременными изменениями. Эти кривые, в отличие от верхнего графика, практически подобны. Визуальный анализ указывает на отсутствие заметных трендовых изменений. Для удобства сопоставительного анализа результаты вертикальных превышений реперов построены в едином масштабе путем деления их значений на расстояние между реперами. Таким образом, система наблюдений представляет собой 5 «длиннобазисных наклономеров», которые пересекают 2 разломные зоны и ориентированы в субмеридиональном направлении. Очевидно, что деформационный процесс в зоне Северо-Ашхабадского разлома развивается автономно и не зависит от движений в зоне Передового разлома [Кузьмин, 2015]. Это обусловлено с особенностями взаимосвязи деформационных и сейсмических процессов в этом районе [Кузьмин, 1999; Изюмов, Кузьмин, 2014].



**Рис. 3.** Результаты многолетних нивелирных наблюдений вдоль локальных профилей, пересекающих зоны разломов. Верхняя и нижняя линия – Северо-Ашхабадский и Передовой разлом Копетдага, соответственно. Анализ среднегодовых скоростей наклонов за период более 50 лет, проведенный аналогично подходу, реализованному для горизонтальных смещений, показал наличие в зоне Северо-Ашхабадского разлома (Овадан - Тепе) среднегодовой скорости наклона величиной около  $2 \cdot 10^{-7}$ /год. В зоне Передового разлома скорости наклонов оказались значительно меньше: Секиз – Яб -  $(3 \cdot 10^{-8})$ /год, Чули -  $(2 \cdot 10^{-8})$ /год, Гаудан -  $(2 \cdot 10^{-8})$ /год, Куру-Хаудан –  $(6 \cdot 10^{-9})$ /год. Таким образом, средняя скорость наклона в пределах Передового разлома равна –  $(2.5 \cdot 10^{-8})$ /год

Интересно сопоставить полученные скорости относительных деформаций и наклонов с таким эталонным геодинамическим процессом, как земной прилив. Для широты Ашхабада амплитуда лунной полусуточной волны M2, которая является доминирующей из всего спектра приливных волн, равна  $\approx 2.3 \cdot 10^{-8}$  для приливных наклонов и  $1.6 \cdot 10^{-8}$  для приливных горизонтальных деформаций, соответственно. В этом случае, средняя скорость относительных деформаций в сейсмоактивном регионе, будет равна или меньше 1-2 амплитуд земноприливных деформаций в год !!! . Это означает, что зона Ирано-Туранского сегмента коллизии Аравийской и Евразийской плит находится в состоянии квазистатического (мягкого) нагружения в течении последних 50 лет. При этом, в зоне Передового и Северо-Ашхабадского разломов неоднократно отмечались периоды локальной (ширина аномалий 0.5 – 1.0 км) деформационной активизации со скоростями деформаций  $3 - 5 \cdot 10^{-5}$ /год [Кузьмин, 2013, 2016, 2018, 2019б, 2020]. Важно подчеркнуть, что практически во всех исследованиях, проводимых в сейсмоактивных регионах скорости среднегодовых относительных горизонтальных деформаций заключены в интервале –  $10^{-8}$ /год –  $10^{-9}$ /год, что также соизмеримо с уровнем земноприливных деформаций.

### Заключение

Приведенные примеры пространственно-временной структуры деформационных процессов, полученные «полигонным» способом геодинамических исследований, открывают возможности эффективного сопряжения геодинамических и тектонофизических подходов. Обнаруженные низкие среднегодовые скорости относительных деформаций указывают на «мягкий» способ регионального нагружения, который может быть использован в качестве краевого условия при построении тектонофизических моделей. Столь низкая скорость деформаций на уровне  $10^{-8}$  –  $10^{-9}$  в год свидетельствует о том, что среднегодовая скорость изменения региональных напряжений крайне мала. Если полагать, что скорость деформаций линейно пропорциональна скорости приложенных напряжений, то при типичных значениях жесткости среды вариации во времени региональных напряжений будут составлять величины порядка  $10 - 100$  Па в год или  $0.1 - 1$  мбар ( $0.1 - 1$  атм) в год. Это удивительный результат, если учесть, что оценки скоростей деформаций получены по результатам геодезических наблюдений в сейсмоактивном регионе.

С другой стороны, измеряемые деформации должны быть эмпирическим тестом достоверности для селекции разрабатываемых теоретических моделей эволюции напряженно-деформированного состояния земной коры. В качестве примера можно рассмотреть недавнюю работу [Atabekov, 2019], в которой было проведено математическое моделирование эволюции напряженно-деформированного состояния земной коры Центральной Азии. В рассмотренную модель входил сегмент земной коры на котором были получены рассмотренные выше результаты. Рассчитанные амплитуды горизонтальных смещений земной поверхности и их годовые скорости больше, чем на порядок превышают измеренные значения. Поэтому, необходима коррекция исходной модельной схемы, что еще раз доказывает необходимость сопряжения тектонофизических и геодинамических исследований, как минимум на региональном уровне.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Буланже Ю.Д., Магницкий В.А. Современные движения земной коры. Состояние проблемы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 10. С. 19-54.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 532 с.
3. Изюмов С. Ф., Кузьмин Ю.О. Исследование современных геодинамических процессов в Копетдагском регионе // Физика Земли. 2014. №6. С. 3 - 16.
4. Калугин П.И. Южный Копетдаг (геологическое описание). Ашхабад: Ылым. 1977. 215 с.
5. Кузьмин Ю.О. Тектонофизика, и современная геодинамика // Физика Земли. 2009. №11. С. 44 – 60.
6. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломов и парадоксы скоростей деформаций // Физика Земли. 2013. №5. С. 28 – 46.
7. Кузьмин Ю.О. Актуальные проблемы идентификации результатов наблюдений в современной геодинамике // Физика Земли. № 5. 2014. С. 51-64.
8. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика системы разломов // Физика Земли. 2015. №4. С. 25 – 30.
9. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика опасных разломов // Физика земли. 2016. № 5. С. 87 – 101.
10. Кузьмин Ю.О. Парадоксы сопоставительного анализа измерений методами наземной и спутниковой геодезии в современной геодинамике // Физика Земли. 2017. № 6. С. 24–39.

11. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика раздвиговых разломов // Физика Земли. 2018. № 6. С. 87–105.
12. Кузьмин Ю. О. Современная геодинамика: от движений земной коры до мониторинга ответственных объектов // Физика Земли. 2019а. № 1. С. 78 – 103.
13. Кузьмин Ю.О. Индуцированные деформации разломных зон // Физика Земли. 2019б. №5. С. 61-75.
14. Кузьмин Ю. О. Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. 2020. №4. С. 172-182.
15. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. Москва: Издательство ГЕОС. 2017. 234 с.
16. Allen M., Jacson J., Walker R., (2004), Late Cenozoic reorganization of the Arabia – Eurasia collision and the comparison of short - term and long – term deformation rates, Tectonics, vol. 23, TC 2008, P. 1-16.
17. Atabekov I., Earth Core's stresses variation in Central Asian earthquakes region, Geodesy and Geodynamics, <https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.12.005>
18. Nilforoushan F. et al., (2003), GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, Journal of Geodesy, Vol. 77, P. 411–422
19. Trifonov, V. G. (1978), Late Quaternary tectonic movements of western and central Asia, Geol. Soc. Am. Bull., 89, P. 1059 – 1072.
20. Vernant, P. et al., (2004). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, Geophysical Journal International, Vol. 157, P. 381–398.

# ФИЛЬТРАЦИЯ ЛОЖНЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ ПРИ РЕКОНСТРУКЦИИ СДВИГОВЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ПО «SIMSGM»

А.Б. Молчанов<sup>1</sup>, Н.А. Гордеев<sup>2</sup>

Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, 123242, ул. Бол. Грузинская, д.10, стр.1.

<sup>1</sup> alexeybm2009@gmail.com, <sup>2</sup> gord@ifz.ru

## Введение

В последние годы было разработано программное обеспечение (ПО) «SimSGM» для автоматизации структурно-геоморфологического (СГ) метода реконструкции сдвиговых неотектонических напряжений Л.А. Сим [Сим, 1991][Гордеев, 2019]. К настоящему моменту данное ПО успешно применяется в исследованиях лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН. Основными особенностями программного пакета являются: работа со спутниковыми снимками и картами высот, предварительная обработка анализируемого изображения, ручное и автоматическое дешифрирование линеаментов, использование алгоритмов компьютерного зрения при дешифрировании, реконструкция осей напряжений и визуализация роз-диаграмм в реальном времени.

Приоритетной задачей дальнейшего усовершенствования ПО в настоящий момент является фильтрация ложных линеаментов, возникающих при применении автоматических алгоритмов дешифрирования к спутниковым снимкам территорий, содержащих большое количество техногенных объектов.

## Постановка задачи

В последнее время ведутся работы по реконструкции неотектонических напряжений в Ставропольском крае. Исследуемая территория характеризуется достаточно пологим рельефом, и признаки линеаментов, используемых в СГ методе, крайне недостоверно различаются на картах высот. Поэтому анализ проводится с опорой на спутниковые снимки.

В свою очередь, на находящихся в свободном доступе спутниковых снимках данного региона присутствуют артефакты склейки изображений, сделанных в разное время. Также на данной местности расположено большое число дорог и сельскохозяйственных угодий с чётко очерченными границами, в то время как линейные элементы естественного происхождения выделяются очень слабо (рис. 1). Названные обстоятельства не позволяют применять алгоритмы автоматического дешифрирования линеаментов в данном регионе. Поэтому необходимо найти и реализовать способы предварительной обработки изображения и фильтрации ложных линеаментов для того, чтобы полная автоматизация СГ метода на подобных территориях стала возможной.



**Рис. 1.** Примеры появления ложных линеаментов на территории Ставрополя: *a* – границы сельскохозяйственных угодий, *b* – артефакты склейки, *c* – дороги

## Описание алгоритмов решения

Ключевой идеей автоматического дешифрирования линеаментов является применение алгоритмов компьютерного зрения к бинаризованному изображению загруженных данных. При анализе спутникового снимка его изображение сначала переводится в одноканальное представление оттенками серого, после чего оно сразу может быть бинаризовано. Однако, такой подход малоэффективен, если искомые линеаменты выделены на спутниковом снимке недостаточно контрастно. Поэтому в предыдущих работах было предложено вычислять карту когерентности для одноканального изображения, и уже на её основе выполнять бинаризацию [Молчанов, 2019].

В ходе текущих исследований оказалось, что применение описанной процедуры хотя и позволяет выделить низкоконтрастные линеаменты, но нарушает их непрерывность в местах, где характерная толщина линеамента становится меньше размера окна анализа. Кроме того, мелкие детали полностью пропадают с изображения по той же причине. Поэтому в настоящей работе предлагается рассмотреть другой метод предварительной обработки одноканального изображения спутникового снимка, основанный на вычислении градиентов по двум ортогональным направлениям и их евклидовой нормировке. Данное преобразование выражается следующей формулой:

$$R = \sqrt{(\nabla_x M)^2 + (\nabla_y M)^2},$$

где  $M$  – исходное монохромное (одноканальное) изображение,  $R$  – результат преобразования. Такое преобразование позволяет гораздо лучше выделить линеаменты и прочие неоднородности, нежели расчёт карты когерентности (рис. 2), кроме того, оно вычисляется значительно быстрее, чем карта когерентности. После данного преобразования изображение подвергается адаптивному пороговому фильтру и скелетизации.

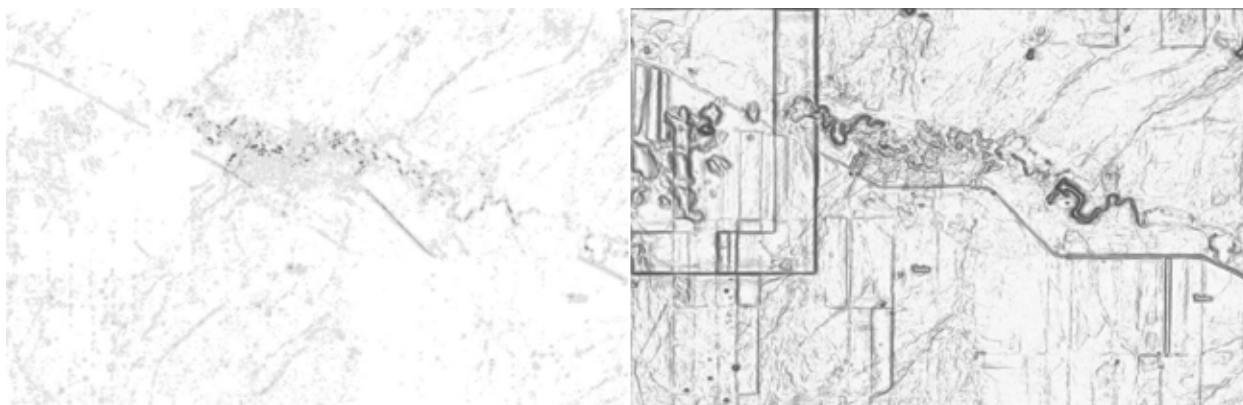
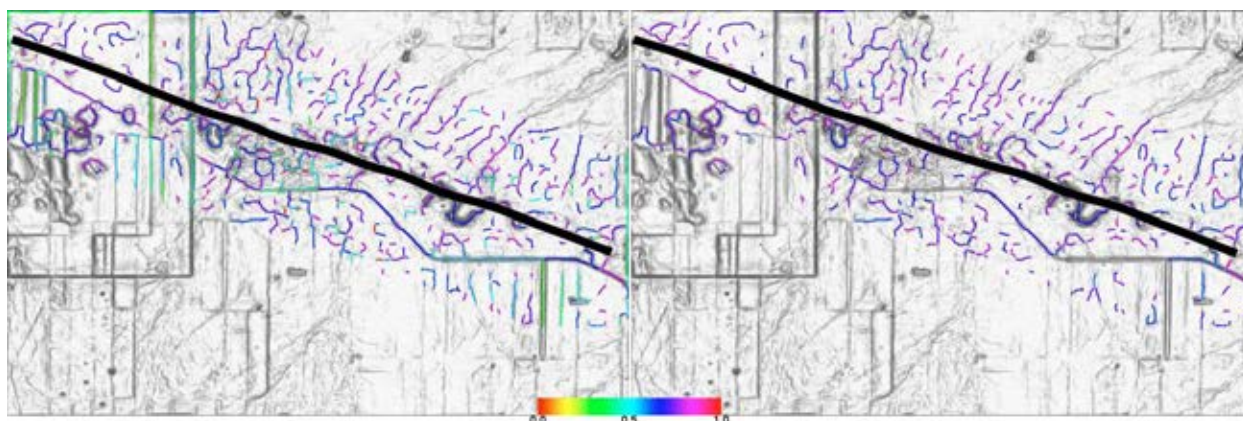


Рис. 1. Сравнение карты когерентности (слева) с результатом градиентного преобразования (справа)

Последующее автоматическое дешифрирование линеаментов может быть произведено четырьмя разными алгоритмами на выбор пользователя. Три из них осуществляют поиск прямых отрезков, в то время как четвёртый позволяет выделять незамкнутые контуры сложной формы по методу, предложенному в работе [Suzuki, 1985]. Этот алгоритм и предлагается использовать для последующей фильтрации ложных линеаментов.

Полученные контуры аппроксимируются ломаными линиями, что позволяет детально описывать их форму. Ложные линеаменты, вызванные особенностями, приведёнными на рис. 1, характеризуются тем, что все они представляют собой линии с близкой к нулю кривизной, либо с постоянной кривизной в местах поворотов дорог. Линеаменты естественного происхождения, напротив, имеют быстро меняющуюся кривизну по всей своей длине. Это обстоятельство позволяет сформулировать критерий фильтрации ложных линеаментов: дисперсия их локальных кривизн не должна превышать заданный порог. Подбор порогового значения может производиться в интерактивном режиме. Для реализации данного критерия предлагается следующий алгоритм: 1) из всех найденных контуров выбрать те, у которых три и более вершин; 2) для каждой последовательной тройки вершин вычислить кривизну проведённой через них окружности (локальную кривизну); 3) вычислить стандартное отклонение локальных кривизн и сравнить его с пороговым значением. Результат работы алгоритма в программе «SimSGM» показан на рис. 3. Пороговое значение разброса кривизн было подобрано вручную, исходя из условия недопущения фильтрации искоемых естественных линеаментов.



**Рис. 2.** Фильтрация ложных линеаментов в области динамического влияния разлома. Слева: без фильтрации; справа: фильтрация с пороговым значением 0,6. Цветом показана величина разброса локальных кривизн каждого линеамента

### Обсуждение и выводы

Предложенный алгоритм фильтрации позволил избавиться от всех ложных линеаментов, имеющих кривизну, близкую к нулевой. В частности, линеаменты, соответствующие артефактам склейки и границам сельскохозяйственных угодий, в приведённом примере исчезли полностью. Однако, многие участки дорог не были отфильтрованы. Это может объясняться двумя факторами. Во-первых, предложенный критерий пока учитывает только разброс локальных кривизн по ходу линеамента, но не учитывает их распределение. Во-вторых, применение на этапе предварительной обработки гауссова фильтра для удаления шумов на исходном изображении приводит к возникновению неровностей на скелетизованном изображении, поэтому изначально прямые линеаменты могут приобретать «ложную» кривизну.

Тем не менее, проведённое исследование следует считать успешным, поскольку предложенная процедура фильтрации уже позволяет применять полностью автоматизированный метод на некоторых классах территорий, содержащих большое количество ложных линеаментов. Таким образом, алгоритм градиентного преобразования для предварительной обработки спутникового снимка и метод локальных кривизн для фильтрации ложных линеаментов в паре открывают перспективное направление развития автоматического СГ метода реконструкции неотектонических напряжений.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991, № 10. С. 3-22.
2. Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых неотектонических напряжений Л.А. Сим. // Геоинформатика. 2019. № 2. С. 25–33.
3. Молчанов А.Б., Гордеев Н.А. Сопоставление алгоритмов автоматизации структурно-геоморфологического метода Л.А. Сим. // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы шестой молодежной тектонофизической школы-семинара, 7-12 октября 2019 г. Институт физики Земли РАН, г. Москва. 2019. С. 159–162.
4. Suzuki S., Abe K. Topological Structural Analysis of Digitized Binary Images by Border Following. // CVGIP. 1985. 30. 1. P. 32–46.

## О ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ ГЛУБОКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

М.В. Родкин<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, rodkin@mitp.ru

<sup>2</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

Глубокие землетрясения были парадоксом с самого момента их открытия в 1920-х годах. Из общих физических соображений представляется почти очевидным, что повышение с глубиной давления и температуры должно предотвращать хрупкое разрушение на глубинах более нескольких десятков километров. При больших давлениях и температурах вещество начинает течь раньше, чем возможен сдвиг по некоторому разлому; при этом величина трения по разлому всегда окажется столь велика, что никакое сухое проскальзывание будет невозможным. Пик интереса к проблеме глубоких землетрясений имел место в 70-х – 80-х годах, не в последнюю очередь потому, что проблема эта использовалась как важный источник аргументов в дискуссиях о модели тектоники плит. И примерно с того времени и до настоящего момента обсуждаются три подхода к объяснению механизма глубоких землетрясений: модель тепловой неустойчивости, модель дегидратационного охрупчивания и модель, связывающая глубокие землетрясения с фазовыми переходами.

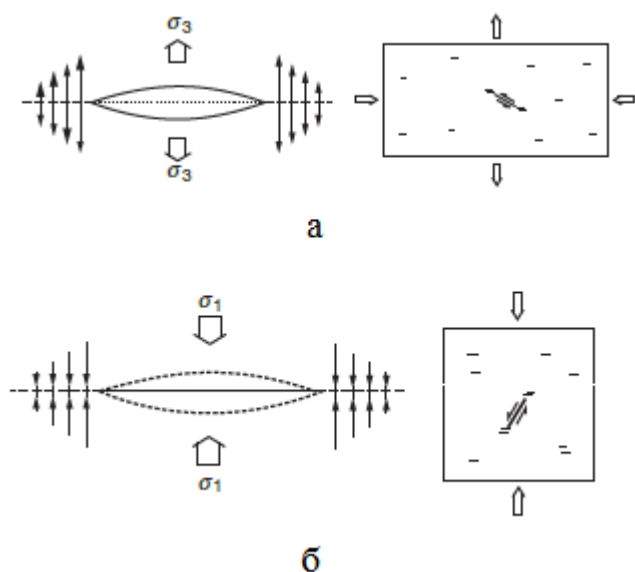
Модель возникновения тепловой неустойчивости и подплавления в области подвижки, предложенная в [Griggs, Handin, 1960], далее получила развитие в [Hobbs and Ord, 1988; Karato et al., 2001 и др.]. Исходно эта модель хорошо вписывалась в бытовавшие на тот момент положения тектоники плит. Естественно было предположить, что при погружении плит в мантию, на границе плиты и мантии, вследствие трения, выделяется тепло, которое и приводит к развитию здесь тепловой неустойчивости. Отсюда следовало, что сейсмические подвижки при глубоких землетрясениях будут приурочены к границе плита-мантия, и, соответственно, одна из нодальных плоскостей глубоких землетрясений будет соответствовать ориентации этой границы. Оказалось, однако, что это не так. Это несоответствие широко использовалось в те годы как доказательство ошибочности модели тектоники плит. Сильный удар по модели тепловой неустойчивости как причине глубоких землетрясений был нанесён позже, когда было установлено, что очаги глубоких землетрясений не приурочены к границе плиты и мантии, и что большинство их происходит внутри погружающихся плит — в областях (как предполагается) с более низкими температурами и малыми скоростями сдвиговых деформаций. То есть, глубокие землетрясения часто происходят совсем не там, где можно ожидать развития тепловой неустойчивости и подплавления.

Второй вариант объяснения глубоких землетрясений связан с дегидратационным охрупчиванием [Rayleigh and Paterson, 1965; Каракин и др., 1982; Peacock, 2001 и др.]. В рамках этой модели предполагается, что по мере погружения океанической литосферы в мантию происходит дегидратация водосодержащих минералов, и выделяющаяся и находящаяся под высоким давлением вода приводит к растрескиванию пород, а объединение микротрещин в макронарушения приводит к сейсмичности. Эта модель часто полагается в настоящее время основной для объяснения промежуточных землетрясений. Но она не пригодна для объяснения глубоких событий, с глубиной более 350 км, где концентрация водного и иного флюида предполагается чрезвычайно малой.

Третья модель связана с учётом роли фазовых превращений [Sammis, Dein, 1974; Калинин, Родкин, 1982; Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; Green, Zhou, 1996; Frohlich, 2006; Houston, 2015 и др.]. В пользу этой гипотезы убедительно свидетельствует неравномерность распределения числа глубоких землетрясений по глубине с максимумами в области основных фазовых переходов в верхней мантии. Было предложено, несколько вариантов такой модели. Исторически первая из них исходила из того, что превращения могут протекать импульсно и сопровождаться излучением сейсмических колебаний. Эта модель также представлялась хорошо согласующейся с тектоникой плит. Действительно, наиболее быстрые превращения следует ожидать там, где значительные объёмы вещества наиболее быстро пересекают границы фазовых переходов. Именно такая ситуация реализуется в зонах субдукции. Но и в этом случае, как и с моделью тепловой неустойчивости, довольно быстро выяснилось, что геофизические данные не отвечают ожидаемым модельным предположениям. В рамках предложенного изначально варианта фазовой модели следовало ожидать, что в очагах глубоких землетрясений будет доминировать роль объёмных деформаций (ввиду перехода вещества в более плотную модификацию). Оказалось, однако, что характер излучения глубоких землетрясений не отличается от неглубоких и также описывался моделью сдвиговой подвижки.



В настоящее время, фазовой модели возникновения глубоких, глубже 350 км, землетрясений, по-видимому, альтернативы нет. Но вариантов этой модели несколько. Наибольшее распространение в международной литературе получила так называемая anticrack model, рис. 1.



**Рис. 1.** Обычная модель хрупкого разрушения (а) и anticrack model (б). В случае (а) линза представляет собой открытую трещину, в случае (б) она заполнена шпинелью, более плотной модификацией оливина

При обсуждении anticrack model подчёркивается аналогия этого подхода с обычной моделью хрупкого разрушения. Модель хрупкого разрушения исходит из образования множественных микротрещин отрыва, которые исходно ориентированы перпендикулярно направлению растяжения (минимального сжатия). По мере развития процесса предразрушения количество микротрещин растёт, и они постепенно сливаются в зону макроразрушения, сдвиг по которой и является, собственно, хрупким разрушением. В модели anticrack [Frohlich, 2006; Houston, 2015; и др.] подчёркивается аналогия между микротрещиной отрыва (рис.1, а) и образующейся при фазовом переходе областью новой фазы высокого давления (рис. 1,б). Линза фазы высокого давления и повышенной плотности возникает перпендикулярно направлению максимальных сжимающих напряжений. Эксперименты показывают, что как образование обычных микротрещин отрыва, так и образование микролинз фазы высокого давления может сопровождаться акустической эмиссией. Условием быстрого превращения, способного приводить к акустической эмиссии и предположительно способного привести к землетрясению предполагается экзотермический характер превращения, когда выделяющаяся скрытая теплота фазового перехода ускоряет кинетику и создаются предпосылки для лавинообразного быстрого протекания превращения. Заметим, что в экспериментах [Родкин и др., 2009] всплески акустической эмиссии при фазовом переходе наблюдались и для случая весьма малых значений скрытой теплоты фазового перехода, при  $\alpha$ - $\beta$  превращении в кварце.

В обобщающей монографии [Houston, 2015] возникновение глубоких землетрясений по схеме рис.1б рассматривается как следствие задержки и потом быстрой реализации фазового превращения оливин-шпинель. Предполагается, что ввиду невысоких температур во внутренних областях плиты, область сохранения метастабильного оливина может погружаться в мантию, вплоть до глубин 600 и более км. Эта модель подкрепляется двумя вескими свидетельствами. Согласно первому из них [Kaneshima et al., 2007], во внутренних областях погружающейся плиты выявляются низкоскоростные области, которые в [Houston, 2015] интерпретируются как области ещё не претерпевшего превращение оливина. Согласно второму [Iidaka, Furukawa, 1994], двойная сейсмофокальная зона была обнаружены в Идзу-Бонинской зоне субдукции в диапазоне глубин от 300 до 450 км. В [Houston, 2015] эти две сейсмоактивные плоскости интерпретируются как границы затягиваемого в мантию клина термодинамически неравновесного метастабильного оливина.

Подведём предварительный итог. Доминирующим в представлениях о механизмах землетрясений в мире на настоящий момент может считаться нижеследующий комбинированный вариант. Неглубокие землетрясения, глубиной примерно до 50 км, реализуются по механизму хрупкого разрушения; промежуточные, с глубиной примерно от 50-70 до 350 км реализуются по механизму дегидратационного охрупчивания; землетрясения глубже 400 км, возникают в рамках антикрак модели, связанной с возникновением в погружающейся плите клина метастабильного оливина и его ступенчатой быстрой сейсмогенной реализацией. Полагается, что быстрому

сейсмогенному превращению метастабильного оливина способствует выделение тепла фазового перехода и развитие тепловой неустойчивости.

Заметим, что согласно этой модели, механизмы коровых, промежуточных и глубоких землетрясений существенно различны, что не вполне согласуется с отсутствием каких-либо резких границ и весьма слабой, в целом, изменчивостью параметров землетрясений с глубиной. Согласно эмпирическим данным [Houston, 2015], определённое, да и то весьма незначительное, изменение характеристик очагов землетрясений наблюдается только у наиболее глубоких землетрясений, с глубиной более 500 км. Заметим также, что модель затягивания метастабильного оливина низкой плотности до глубин 650-700 км представляется маловероятной из кинетических соображений. При этом также возникает проблема механизма погружения плит. В случае сохранения в центральных частях плиты значительных масс оливина низкой плотности плита приобретала бы значительную плавучесть и было бы трудно объяснить её, обычно достаточно крутое, погружение в мантию. Отметим также те, отмечаемые в [Houston, 2015] возможные противоречия с этой моделью, что размеры очагов сильных глубоких землетрясений довольно велики, при этом предпочтительная плоскость подвижка в них часто оказывается субгоризонтальной. Не ясно, как это совместить с выклиниванием с глубиной предположительно сейсмогенной области существования метастабильного оливина.

Также исходящие из важности роли фазовых превращений, но все же существенно иные представления о механизме землетрясений были представлены в цикле работ и монографиях [Калинин, Родкин, 1982; Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; Родкин и др., 2009; и др.]. Согласно этим представлениям, механизм землетрясений во всём диапазоне глубин в значительной степени схож и отличается больше природой катализатора процесса превращения и разрушения, обеспечивающего возможность реализации его лавинообразной сейсмогенной стадии, чем изменением механизма разрушения как такового. Прежде всего, обращается внимание, что классический механизм хрупкого разрушения скорее всего применим только к самой верхней коре. Имеющиеся оценки величин кажущихся и сброшенных сейсмогенных напряжений недостаточны для реализации хрупкого сдвига по разлому уже на глубинах 10-20 км. В [Калинин, Родкин, 1982; Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; Родкин и др., 2009] предполагается, что сейсмогенез при более высоких РТ параметрах существенным образом связан с падением прочности вещества при метаморфических превращениях, с так называемой трансформационной сверхпластичностью.

Трансформационной сверхпластичностью называется аномально высокая деформируемость твердых тел в процессе превращений. Величина такой деформация с хорошей точностью описывается полуэмпирическим соотношением [Greenwood, Johnson, 1965; Zwigg, Dunand, 1997]:

$$\varepsilon = R \sigma / Y \times \Delta V / V \quad (1)$$

где  $\sigma$  – величина напряжения (например, одноосного),  $\varepsilon$  – возникающая по окончании фазового перехода деформация,  $Y$  – предел текучести слабейшей из фаз,  $\Delta V / V$  – относительное изменение объёма при фазовом переходе.  $R$  - коэффициент, близкий к единице при малых  $\sigma$  и возрастающий до порядка величины при  $\sigma$  приближающихся к  $Y$ . При учёте скорости превращение получаем аналог (1), когда скорость деформации пропорционально скорости превращения.

Для возникновения лавинообразного режима превращения, необходимого для возникновения землетрясения требуется образование метастабильной термодинамически неравновесной фазы и быстрая реализация метастабильного превращения. Основными катализаторами такого быстрого протекания метастабильной реакции полагаются выделяющееся тепло фазового перехода – на больших глубинах, и каталитическое воздействие флюида – при меньших РТ параметрах и при большем содержании флюидной компоненты.

Весьма существенно, что величина каталитического воздействия водного флюида на скорость превращения существенно зависит от пространственной структуры флюидной фазы. В термодинамически равновесном состоянии флюид сконцентрирован в углах зёрен и в других дефектах кристаллической структуры, при этом флюид оказывает минимальное воздействие на физические свойства горных пород и на скорость метаморфических реакций. В случае активизации флюид оказывается распределён по границам зёрен, при этом его воздействие на физические свойства горных пород и на скорость метаморфических реакций максимальны. Образование в начале процесса превращения ультрамикрозернистой новой фазы способствует увеличению этого эффекта.

В рамках этих представлений и на основе закономерностей реализации эффекта трансформационной сверхпластичности в [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; Родкин и др., 2009]

были оценены параметры механически ослабленных зон в литосфере, отождествляемые с границами активных метаморфических прекращений, возможные скорости смещений тектонических блоков, разделяемых такими границами, и возможность реализации лавинообразного превращения, гипотетически отождествляемого с возможностью возникновения землетрясения. В этом последнем случае было показано, что с учётом аномалии реологических свойств вещества при твердотельных превращениях импульс деформаций при превращении может иметь преимущественно (до 90%) сдвиговой компоненты, несмотря на тесную связь процесса с изменением объёма пород при превращении. В совокупности представления [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; Родкин и др., 2009] получили название флюидометаморфогенной (ФММ) модели сейсмотектогенеза.

Дальнейшее развитие ФММ представлений, однако, застопорилось по двум основным объективным причинам. К первой относится крайне ограниченная возможность их проверки в эксперименте. При таких экспериментах необходимо отслеживать довольно тонкие физические характеристики вещества в процессе превращения при высоких РТ параметрах, что возможно только в весьма ограниченных масштабах [Родкин и др., 2009; Houston, 2015]. Второе препятствие было связано с весьма ограниченными детальностью и точностью геофизических данных, не позволявших проводить вполне аргументированное сопоставление модельных представлений с фактическими данными. Это последнее препятствие с годами, однако, существенно уменьшилось. Объем сейсмологических данных вырос, а их точность улучшилась. И возникла возможность вернуться к теме проверки ранее развитых модельных представлений и, таким образом, к исследованию механизмов реализации глубокой и промежуточной сейсмичности. Заметим, что решение этой проблемы в некотором будущем может иметь важные инженерные приложения, если возникнет задача учёта возможного разрушения конструкций при высоких РТ параметрах.

В плане сопоставления модельных ФММ представлений с доступными на данный момент геофизическими данными здесь только коснёмся двух моментов. Прежде всего заметим, что согласно ФММ модели, даже и коровые землетрясения (кроме наиболее мелких) могут быть связаны с границами метаморфических превращений. В ранее прозвучавшем на этой конференции докладе говорилось, что при детальном анализе в зонах субдукции удалось выделить планарные структуры повышенной сейсмической активности, расположенные под углом к верхней поверхности погружающейся плиты и явным образом не связанные с границей плиты. Оказалось, что для этих структур выполняются определённые регрессионные соотношения между давлением и температурой, а при сопоставлении со схемой фаций метаморфизма выявилось их определённое соответствие границам фаций метаморфизма (т.е., РТ условиям типичных метаморфических превращений в литосфере).

В качестве другого нового свидетельства в пользу ФММ модели укажем на результаты анализа сейсмичности от области начала собственно зоны субдукции до области передового поднятия. В области передового поднятия по фокальным механизмам землетрясений фиксируются напряжения, отвечающие изгибу плиты в этом месте. Однако всего через 20-30 км, ещё до области глубоководного желоба, этот характер напряжений сменяется напряжениями, типичными для собственно зоны субдукции. Для нас здесь интересно то, что области с таким характером напряжённого состояния прерываются фактически асейсмичной областью под глубоководным жёлобом. Получаем, что характер напряжений как бы не изменяется, а сейсмичность в этой области попадает. Отсюда можно предположить, что характер и величина напряжённого состояния не является единственным фактором, определяющим возможность возникновения землетрясений. В рамках ФММ модели таким вторым необходимым фактором является наличие активных метаморфических превращений.

Полученные новые свидетельства в пользу ФММ модели указывают на актуальность этой модели и целесообразность начала нового этапа в развитии этого подхода.

В заключении некоторые общие соображения о распределении сейсмичности с глубиной. Разрушения, несомненно, являются одним из видов релаксационных процессов. Общей основой таких процессов является производство энтропии. Отсюда можно полагать, что при достаточном осреднении изменения в скорости производства энтропии окажутся коррелированными с интенсивностью сейсмического процесса. В верхней части зоны субдукции производство энтропии связано с активным, но спадающим по скорости с глубиной прогревом погружающейся плиты. В области основных фазовых переходов в верхней мантии производство энтропии обеспечивается, в основном, фазовыми превращениями. Отсюда можно ожидать достаточно высокой, но затухающей с глубиной сейсмической активности в верхних частях зоны субдукции и отдельного её максимума в области фазовых превращений. Именно такой характер изменения сейсмичности с глубиной и имеет место.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН (тема АААА-А19-119011490129-0) и Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (тема АААА-А18-118012290125-2.2) при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 19-05-00466).

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреева М.Ю., Родкин М.В.* К сейсмостектонической обстановке на океанической стороне глубоководных желобов. // Тихоокеанская Геология. 2017. Т. 36. (1) 13–20.
2. *Калинин В.А., Родкин М.В.* Физическая модель глубокофокусных землетрясений // Изв АН СССР, Физика Земли. 1982. (8) С. 3–12.
3. *Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С.* Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука. 1989. 158 с.
4. *Каракин А.В., Лобковский Л.И., Николаевский В.Н.* Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические явления // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. (3). С. 572–576.
5. *Родкин М.В.* Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмостектонике. М.: Нац. Геоф. Ком. 1993. 194 с.
6. *Родкин М.В., Никитин А.Н., Васин Р.Н.* Сейсмостектонические эффекты твердофазных превращений в геоматериалах. М.: ГЕОС. 2009. 198 с.
7. *Frohlich C.* Deep Earthquakes. 2006. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
8. *Green HW., Zhou Y.* Transformation-induced faulting requires an exothermic reaction and explains the cessation of earthquakes at the base of the mantle transition zone // Tectonophysics. 1996. (256). P. 39–56.
9. *Griggs D and Handin J.* Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes // Geological Society of America Memoir. 1960. (79). P. 347–373.
10. *Greenwood G.W., Johnson R.H.* The deformation of metals under small stresses during phase transition // Proc. Roy. Soc. London A. 1965. V. 283. (1394). P. 403–422.
11. *Hobbs B.E., Ord A.* Plastic instabilities: Implications for the origin of intermediate and deep focus earthquake // Journal of Geophysical Research. 1988. (93). P. 10521–10540.
12. *Houston H.* Deep earthquakes. Treatise on Geophysics. 2nd edition. 2015. (4). P. 329–354.
13. *Iidaka T. and Furukawa Y.* Double seismic zone for deep earthquakes in the Izu–Bonin subduction zone // Science. 1994. 263(5150). P. 1116–1118.
14. *Kaneshima S., Okamoto T., Takenaka H.* Evidence for a metastable olivine wedge inside the subducted Mariana slab // Earth and Planetary Science Letters. 2007. (258). P. 219–227. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.035>.
15. *Karato S., Riedel M.R., Yuen D.A.* Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: Implications for mantle circulation and deep earthquakes // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. (127). P. 83–108.
16. *Peacock S.M.* Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? // Geology. 2001. (29). P. 299–302.
17. *Rayleigh C.B., Paterson M.S.* Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications // Journal of Geophysical Research. 1965. (70). P. 3965–3985.
18. *Sammis C.G., J.L. Dein.* On the possibility of transformational superplasticity in the Earth's. mantle // J. Geophys. Res. 1974. 79.
19. *Zwigl P., Dunand D.C.* A non-linear model for internal stress superplasticity // Acta mater. 1997. V. 45. (12). P. 5285–5294.

## К ВОПРОСУ О ЛИТО-КОСМИЧЕСКОЙ ПОГОДЕ

Г.Я. Хачикян

ДТОО «Институт ионосферы» АО «Национальный центр космических исследований и технологий», Алматы, Казахстан, galina.khachikyan@gmail.com

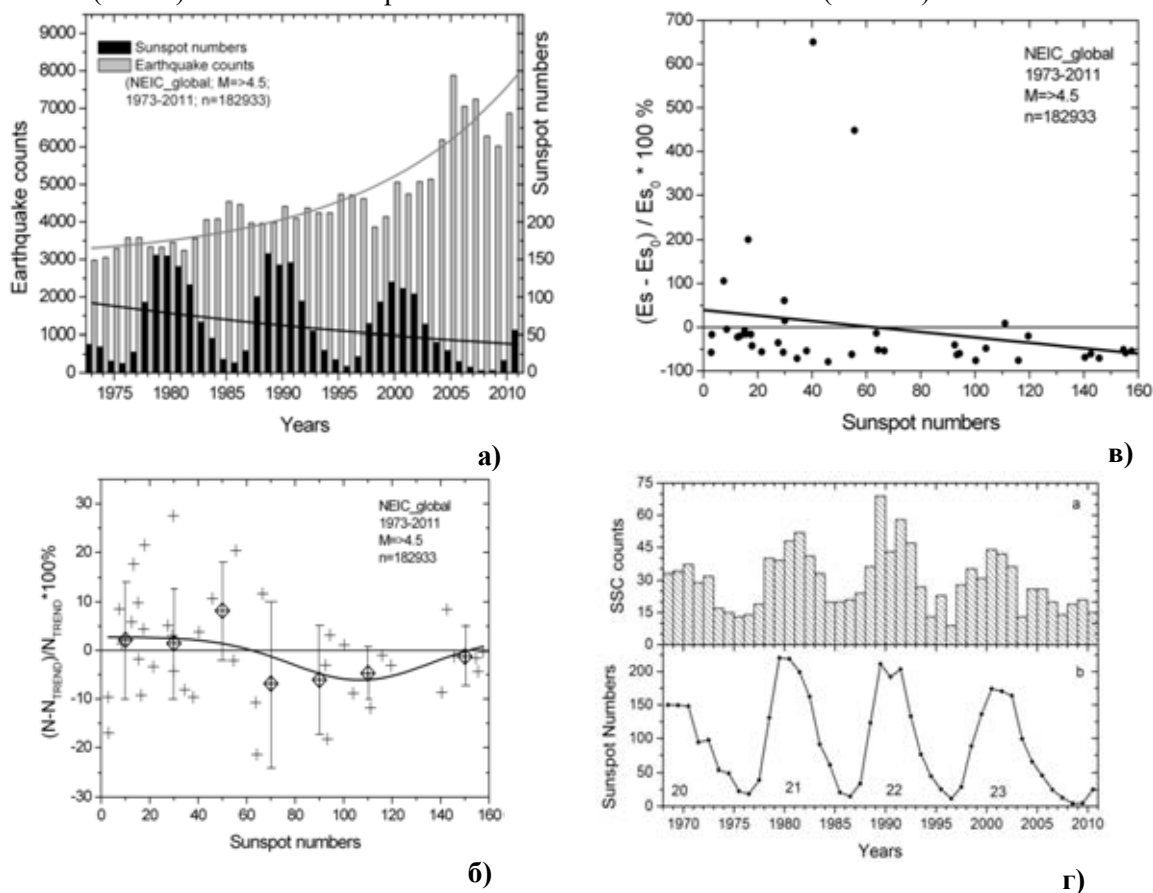
Немногим более 25 лет назад в солнечной-земной физике появился новый для того времени термин «космическая погода», характеризующий изменения на Солнце, в солнечном ветре, магнитосфере и ионосфере, геомагнитном поле, которые могут повлиять на работу и сохранность бортовых и наземных технологических систем, на состояние различных геосфер, а также угрожать здоровью и жизни людей [National Space Weather Program, 1995]. В свою очередь, исследования вариаций магнитосферы, ионосферы, геомагнитного поля показали, что они обусловлены не только процессами на Солнце и в солнечном ветре, но также естественными и техногенными процессами в литосфере [Davies and Baker, 1964; Гохберг и др., 1990; Pulinets and Boyarchuk, 2004; Sorokin et al., 2005; Собисевич и др., 2010; и ссылки внутри]. Научные результаты, полученные в этом направлении, создали основу для введения в солнечно-земную физику еще одного нового термина - «лито-космическая погода» по инициативе профессора К. Yumoto (Space Environment Research Center, Kyushu University, Japan) - организатора международной сети магнетометров MAGDAS (Magnetic Data Acquisition System) вдоль геомагнитного меридиана 210°E для изучения космической и литосферной погоды [Yumoto et al., 2009]. В 2011г. была проведена первая международная школа по вопросам лито-космической погоды с выпуском сборника избранных статей [Selected Papers of MAGDAS ..., 2011].

### Вариации солнечной и сейсмической активности

Одним из главных вопросов в задачах лито-космической погоды является вопрос о связи между вариациями солнечной и сейсмической активности, трудности решения которого обсуждались в недавней работе [Гульельми, Клайн, 2020].

Пока еще не разработан физический механизм воздействия довольно слабых полей космического происхождения на мощные тектонические процессы [Гульельми и Клайн, 2020], но необходимость разработки такого механизма очевидна, так как многочисленные статистические исследования [Сытинский, 1973; Соболев и др., 1998; Рогожин и Шестопапов, 2007; Хачикян и др., 2014; Ruzhin and Novikov, 2018] (и ссылки внутри) бесспорно говорят о его наличии. Так, в работе [Хачикян и др., 2014] был проведен совместный анализ данных глобального сейсмологического каталога (NEIC) Национальной геологической службы США, размещенного на сайте <http://earthquake.usgs.gov/neic.world.epic> и данных о числе солнечных пятен (числа Вольфа – W), доступных на сайте (<http://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR/ftpsunspotnumber>). За период 1973-2011 гг (39 лет) каталог NEIC включает данные о 574875 землетрясениях с магнитудами от  $M=1.0$  до  $M=9.2$ . Проверка репрезентативности каталога показала, что распределение числа землетрясений по магнитудам начинает удовлетворять закону Гуттенберга-Рихтера начиная с  $M=4.5$ , график повторяемости землетрясений аппроксимируется выражением:  $\text{Log}(N)=(9,7\pm 0.2)-(1.07\pm 0.03)M$  с коэффициентом корреляции  $R=0.99$ , среднеквадратическим отклонением  $SD=0.22$ , и вероятностью  $P=95\%$ . Количество землетрясений с магнитудой  $M\geq 4.5$ , произошедших в 1973-2011 гг. составило 182933 события. На рисунке 1а сопоставлены вариации годового количества землетрясений с  $M\geq 4.5$  (серые столбики) и среднегодового числа солнечных пятен (черные столбики). Жирные кривые (серая и черная) показывают долговременные экспоненциальные тренды, которые находятся в противофазе. Среднегодовое число солнечных пятен уменьшается от 1973 г. к 2011 г., а годовое количество землетрясений увеличивается. Чтобы проанализировать вариации количества землетрясений непосредственно внутри 11-летних солнечных циклов, было подсчитано отклонение (в процентах) годового числа землетрясений от долговременного трендового значения по выражению:  $\Delta N \% = (N - N_{TREND}) / N_{TREND} * 100\%$ . На рисунке 1б показано распределение  $\Delta N$  в зависимости от W. Видно, что при низком уровне солнечной активности ( $W < 60$ ), значения  $\Delta N$  располагаются преимущественно выше нулевой линии, при умеренной солнечной активности ( $60 < W < 140$ ), значения  $\Delta N$  располагаются преимущественно ниже нулевой линии, а при высоком уровне солнечной активности ( $W \geq 140$ ) отклонение  $\Delta N$  от нулевой линии заметно сокращается. Ромбики на рисунке 1б показывают усредненные значения  $\Delta N$  внутри последовательных бинов  $W=20$ , а жирная кривая есть аппроксимация данных функцией Гаусса. В целом, рисунок 1б показывает, что внутри 11-летнего

солнечного цикла относительно малое количество землетрясений с  $M \geq 4.5$  наблюдается при умеренной солнечной активности ( $W=60-120$ ), но увеличивается на  $\sim 8-9\%$  при низкой солнечной активности ( $W < 60$ ) и на  $\sim 4-5\%$  – при высокой солнечной активности ( $W > 140$ ).



**Рис. 1.** (а) – Среднегодовые числа солнечных пятен за 1973-2011 гг. (черные колонки) и годовое количество землетрясений с  $M \geq 4.5$  (серые колонки), черные и серые кривые долгосрочные экспоненциальные тренды; (б) – распределение отклонений (в процентах) годового количества землетрясений с  $M \geq 4.5$  от долгосрочного тренда в зависимости от среднегодовых чисел солнечных пятен (крестики), ромбики – статистическая оценка отклонений внутри последовательных бинов  $W=20$ ; жирная кривая – аппроксимация отклонений функцией Гаусса; (в) – отклонения (в процентах) годового количества выделившейся на планете сейсмической энергии от долгосрочного тренда в зависимости от среднегодового числа солнечных пятен (круги), жирная линия – линейная аппроксимация; (г) – вариации годового количества SSC в 1968 – 2010 гг. в сопоставлении с вариациями среднегодовых чисел солнечных пятен, по материалам работы [Хачикян и др., 2014]

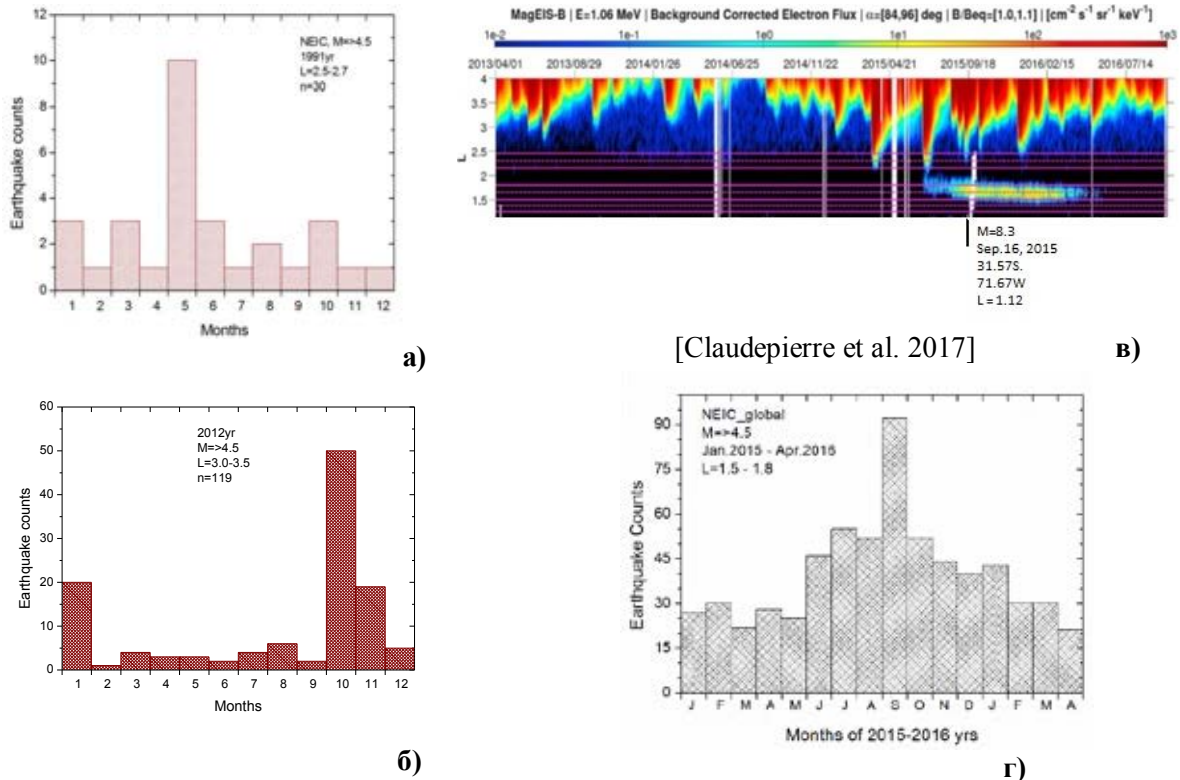
Сопоставление вариаций числа солнечных пятен и выделившейся на планете сейсмической энергии  $\log Es = 11.8 + 1.5M$  показало [Хачикян и др., 2014], что они изменяются в противофазе, в согласии с результатами других авторов, например [Рогожин и Шестопалов, 2007], где исследовалась связь вековых вариаций солнечной активности и глобальной сейсмической энергии по данным 1690-2002 гг. и показано, что эти характеристики изменяются в противофазе. Чтобы изучить вариации сейсмической энергии внутри 11-летних солнечных циклов, были подсчитаны для каждого года относительные (в процентах) отклонения значения  $Es$  от трендового значения  $E_0$  по выражению:  $\Delta Es \% = (Es - E_0) / E_0 * 100\%$ . На рисунке 1в представлено распределение  $\Delta Es$  в зависимости от числа солнечных пятен (круги), где жирная линия есть линейная аппроксимация данных. Из рисунка видно, что при низком уровне солнечной активности ( $W < 60$ ), значения  $\Delta Es$  могут быть как положительными, так и отрицательными, при умеренной солнечной активности ( $W = 60-120$ ) значения  $\Delta Es$  бывают в основном отрицательные, а при высоком уровне солнечной активности ( $W > 140$ ) значения  $\Delta Es$  бывают исключительно отрицательными (все круги находятся ниже линии тренда). Результаты на рисунках 1б и 1в показывают, что внутри 11-летних солнечных циклов характер поведения частоты возникновения землетрясений и выделяемой ими энергии не совпадает. В минимуме солнечного цикла происходит максимальное количество землетрясений (1б), в том числе, крупномagnitudeных, вносящих основной вклад в сейсмическую энергию (1б). В максимуме солнечного цикла хотя и возрастает количество землетрясений относительно умеренной солнечной активности (1б), но увеличения сейсмической энергии не происходит (1в). Результат дает намек, что при высокой солнечной активности действует некий механизм, подавляющий крупномagnitudeные

землетрясения с одновременным увеличением количества маломagnitudeных сейсмических событий. В этой связи очень интересна новая идея, высказанная в недавней работе [Гульельми и Клайн, 2020], что при геомагнитных бурях можно ожидать подавления крупномagnitudeных землетрясений и увеличения числа маломagnitudeных за счет эффекта магнитоэластичности горных пород [Бучаченко, 2014]. Известно, что основное количество геомагнитных бурь, особенно сильных и очень сильных, начинается с внезапного положительного импульса в характеристиках геомагнитного поля SSC (Storm Sudden Commencement) которое маркирует начало эффективного взаимодействия солнечного ветра с магнитосферой с последующим проникновением энергии солнечного ветра в околоземное пространство. В период 1968-2010 гг. геомагнитная обсерватория del Ebro (Испания) проводила регулярное формирование списка происходящих SSC с размещением этих данных на сайте [ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLARDATA/sudden commencements/storm2.SSC](ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLARDATA/sudden%20commencements/storm2.SSC). Всего за период со 2 января 1968 г. по 31 января 2011 г. было зарегистрировано 1278 SSC. На рисунке 1г приведено годовое количество произошедших SSC (верхняя панель) в сопоставлении со среднегодовыми числами солнечных пятен в 20-23 солнечных циклах (нижняя панель). Видно, что среднегодовое количество SSC синхронно изменяется с изменением среднегодового числа солнечных пятен, достигая максимума именно в периоды высокой солнечной активности. Конечно, требуется много работы, чтобы наблюдаемые вариации сейсмической энергии внутри 11-летних солнечных циклов связать с новой идеей о магнитоэластичности горных пород [Бучаченко, 2014] в ракурсе видения [Гульельми и Клайн, 2020].

### **Геомагнитные бури и сейсмическая активность**

На Земле наиболее ярким проявлением солнечной активности являются геомагнитные бури, особенно бури с внезапным началом (SSC). Исследования отклика сейсмической активности на геомагнитные бури демонстрируют его многообразие. Так, в работе [Гульельми и др., 2015] исследовался отклик глобальной сейсмичности на внезапное начало бури (в промежутке времени  $\pm 60$  минут относительно SSC). Показано, что до момента SSC количество землетрясений на планете было больше, чем после. Сделано предположение, что поджатие магнитосферы и усиление токов Чепмена-Ферраро на магнитопаузе, обусловленное приходом ударной волны солнечного ветра, порождающей SSC, подавляет глобальную сейсмичность, и что воздействие внешних факторов на сейсмический режим Земли может быть практически мгновенным, не зависящим от тектонических условий в разных сейсмоактивных регионах, поскольку результат получен по данным о глобальной сейсмической активности. Исследования отклика сейсмичности на геомагнитную бурю в целом показали [Соболев и др., 2001; Соболев и Закржевская, 2002; Закржевская и Соболев, 2004], что сейсмический отклик может запаздывать относительно SSC на несколько суток (от 2 до 7), а характер отклика может изменяться в зависимости от тектонического строения региона. На территориях, которые подстилаются породами с низкоомным электрическим сопротивлением, наблюдается повышение сейсмической активности через несколько суток после геомагнитной бури (положительный эффект), а на территориях, подстилаемых высокоомными породами – сейсмическая активность уменьшается после геомагнитной бури (отрицательный эффект). Отдельные геомагнитные бури могут вызвать драматические изменения в структуре радиационного пояса Земли [Baker et al., 2018], заключающиеся в том, что внешняя электронная часть пояса опустошается и формируется новый (дополнительный) радиационный пояс в нижней магнитосфере вокруг более низких геомагнитных силовых линий. В работе [Khachikyan, 2019] было обращено внимание, что в таких ситуациях может иметь место и более длительная задержка по времени между началом геомагнитной бури и сейсмическом откликом. Впервые эффект формирования нового (дополнительного) радиационного пояса был замечен после сильной геомагнитной бури 24 марта 1991 г. с  $Dst = \sim 300$  нТл, когда новый пояс образовался вокруг геомагнитной линии  $L = \sim 2.6$  и просуществовал около двух лет [Blake et al., 1992]. На рисунке 2а представлена гистограмма числа землетрясений с  $M \geq 4.5$ , произошедших в основании геомагнитных линий  $L=2.5-2.7$  в разные месяцы 1991 г. Видим, что в этих регионах наибольшее количество землетрясений пришлось на май 1991 г., то есть, спустя примерно два месяца после начала геомагнитной бури. Самым сильным было землетрясение с  $M=7.0$  на Аляске, произошедшее 30 мая 1991г. в основании геомагнитной силовой линии  $L=2.69$ , принадлежащей новому радиационному поясу. В конце августа 2012 года NASA запустила на орбиту два спутника «Van Allen Probes» для изучения радиационного пояса Земли и практически сразу же было обнаружено, что в связи с умеренной геомагнитной бурей 3 сентября 2012 с  $Dst \sim 70$  нТл, сформировался новый пояс высокоэнергичных (релятивистских) электронов вокруг геомагнитных линий  $3.0 \leq L \leq 3.5$  [Thorne et al., 2013]. На рисунке 2б представлена

гистограмма числа землетрясений с  $M \geq 4.5$ , произошедших на планете в основании геомагнитных линий  $L = 3.0-3.5$  в разные месяцы 2012 г. Видим, что в этих регионах наибольшее количество землетрясений пришлось на октябрь 2012 г., также спустя примерно два месяца после начала геомагнитной бури. Самым сильным здесь было землетрясение с  $M=7.8$  у побережья Канады, произошедшее 28 октября 2012 г. в основании геомагнитной силовой линии  $L=3.32$ , которая приходится как раз на центр нового радиационного пояса.



**Рис. 2.** (а) – Гистограмма ежемесячного количества землетрясений с  $M \geq 4.5$  в основании  $L=2.5-2.7$  в 1991 г.; (б) – гистограмма ежемесячного количества землетрясений с  $M \geq 4.5$ , в основании  $L=3.0-3.5$  в 2012 г.; (в) – распределение по времени и геомагнитным линиям среднесуточных значений потока электронов с энергией  $E=1.06$  МэВ с апреля 2013 г. по сентябрь 2016 г. по данным спутников «Van Allen Probes»; (г) – гистограмма количества землетрясений с  $M \geq 4.5$ , произошедших в каждом месяце с января 2015 по апрель 2016 гг. в основании  $L=1.5-1.8$ ; по материалам [Khachikyan, 2019]

В работе [Claudépierre et al., 2017] показано, что после сильной геомагнитной бури 23 июня 2015 г. с  $Dst \sim 200$  нТл, сформировался новый пояс релятивистских электронов с энергией  $E=1.06$  МэВ вокруг геомагнитных линий  $L = 1.5-1.8$ , просуществовавший  $\sim 11$  месяцев (рисунок 2в). Результат анализа землетрясений с  $M \geq 4.5$  в период январь 2015 г. - апрель 2016 г. в регионах, пронизанных геомагнитными линиями  $L=1.5-1.8$ , показан на рисунке 2г. Видно, что начиная с июня 2015г. имел место устойчивый рост частоты возникновения землетрясений, достигший максимума в сентябре 2015г, что вновь на пару месяцев запаздывает относительно начала геомагнитной бури. В связи с этим событием в радиационном поясе, представляется интересным еще один момент. На планете каждый год происходит в среднем одно землетрясение с магнитудой  $M=8$  и более. В 2015 г. землетрясение с  $M= 8.3$  произошло в Чили 16 сентября 2015 г. в основании геомагнитной силовой линии  $L=1.12$ . На рисунке 2в стрелка внизу маркирует дату этого землетрясения, показывая, что оно было приурочено ко времени существования нового радиационного пояса и произошло через неполных три месяца после геомагнитной бури 23 июня 2015г. Геомагнитная линия, пронизывающая эпицентр этого землетрясения ( $L=1.12$ ) не была заселена электронами с  $E=1.06$  МэВ (рисунок 2в), однако, в этот период наблюдались усиленные потоки КэВ-ных электронов на более низких магнитных оболочках, во всяком случае на  $L=1.2$  [Baker et al. 2018, их рисунок Fig. 8], что возможно также имело отношение к активизации сейсмичности в регионах, пронизанных близко отстоящими от земли геомагнитными линиями. В целом, приведенные результаты говорят в поддержку нового термина «лито-космическая погода», но потребуется очевидно долгое время для его осмысления.



## ЛИТЕРАТУРА

1. Бучаченко А.Л. Магнитопластичность и физика землетрясений. Можно ли предотвратить катастрофу? // УФН. 2014. Т. 184. С. 101–108. DOI: 10.3367/UFNr.0184.201401e.0101.
2. Гохберг М. Б., Пилипенко В. А., Похотелов О. А., Пармасарати С. Акустическое возмущение от подземного ядерного взрыва как источник электростатической турбулентности в магнитосфере. // Докл. АН СССР. 1990. V. 313 (3). P. 568–574.
3. Гульельми А.В., Лавров И.П., Собисевич А.Л. Внезапные начала магнитных бурь и землетрясения // Солнечно-земная физика. 2015. Т. 1 (1). С. 98–103. DOI: 10.12737/5694
4. Гульельми А.В., Клайн Б.И. О воздействии Солнца на сейсмичность Земли // Солнечно-земная физика. 2020. Т. 6 (1). С. 111–115. DOI: 10.12737/szf-61202010
5. Закржевская Н.А., Соболев Г.А. Влияние магнитных бурь с внезапным началом на сейсмичность в различных регионах // Вулканология и сейсмология. 2004. (3). С. 63–75.
6. Рогожин Ю.А., И.П. Шестопалов. Вековые циклы сейсмичности Земли и сейсмическая безопасность АЭС. // Атомная стратегия. 2007. (29). <http://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=article&sid=933>
7. Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л. Наблюдения УНЧ геомагнитных возмущений, отражающих процессы подготовки и развития цунамигенных землетрясений // ДАН. 2010. Т. 435 (4). С. 548–553.
8. Соболев Г.А., Шестопалов И.П., Харин Е.П. Геоэффективные солнечные вспышки и сейсмическая активность Земли // Физика Земли. 1998. (7). С. 85–90.
9. Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Харин Е.П. О связи сейсмичности с магнитными бурями // Физика Земли. 2001. (1). С. 62–72.
10. Соболев Г.А., Закржевская Н.А. О возможности влияния магнитных бурь на сейсмичность // Физика Земли. 2002. (4). С. 3–15.
11. Сытинский А.Д. О влиянии солнечной активности на сейсмичность Земли // ДАН СССР. 1973. Т. 208 (5). С. 1078–1081.
12. Хачикян Г.Я., Садыкова А.Б., Джанабилова С. Связь частоты повторяемости землетрясений и сейсмической энергии Земли с вариациями солнечной активности. // Научный журнал-приложение международного журнала «Высшая школа Казахстана». Поиск-Izdenis. 2014. (2). С. 55–61.
13. Baker D. N., Erickson P. J., Fennell J. F., Foster J. C., Jaynes A. N., Verronen P. T., Space Weather Effects in the Earth's Radiation Belts. Space Science Reviews. 2018. 60 p. DOI 10.1007/s11214-017-0452-7
14. Blake, J. B., Kolasinski, W. A., Fillius, R. W., Mullen, E. G. Injection of electrons and protons with energies of tens of MeV into  $L < 3$  on 24 March 1991 // Geophysical Research Letters. 1992. V.19 (8). P. 821–824. <https://doi.org/10.1029/92gl00624>
15. Claudepierre S. G., Reeves G.D., O'Brien T. P., Fennell J. F., Blake J. B., Clemmons J. H., Looper M. D., Mazur J. E., Roeder J. L., Turner D. L., The hidden dynamics of relativistic electrons (0.7–1.5 MeV) in the inner zone and slot region. J. Geophys. Res. Space Physics. 2017. V. 122. doi:10.1002/2016JA023719
16. Davies K., and Baker D., Ionospheric effects observed around the time of the Alaska earthquake of March. J. Geophys. Res. 1964. V.70 (9). P. 2251–2253.
17. Khachikyan G.Ya. Observed response of Earth's lithosphere to solar wind and radiation belt variations. The Tenth Moscow Solar System Symposium (10M-S<sup>3</sup>). IKI RAS. Moscow. Russia. October 7–11, 2019. Book of Abstracts. 2019. P. 474–475. <https://ms2019.cosmos.ru/docs/10m-s3-abstract-book.pdf>
18. National Space Weather Program. Strategic Plan. Office of Federal Coordinator for Meteorological Services and Supporting Research FCM-P30-1995. Washington DC. August. 1995. <http://www.ofcm.gov/nswp-sp/pdf/NSWP-SP-1995-scan.pdf>
19. Pulinets, S. A., and K. A. Boyarchuk. Ionospheric Precursors of Earthquakes. Berlin-New York.: Springer. 2004. 316 p.
20. Ruzhin Yu., Novikov V. The response of global seismicity to solar flares of September, 2017 // International Journal of Electronics and Applied Research. 2018. V. 5 (2). P. 1–10. [http://eses.net.in/online\\_journal.html](http://eses.net.in/online_journal.html)
21. Selected Papers of MAGDAS for ISWI / MAGDAS School on Litho-Space Weather <http://www.serc.kyushu-u.ac.jp/news/MAGDASSchool2011>.

22. Sorokin V.M., Chmyrev V.M., Yaschenko A.K. Theoretical model of DC electric field formation in the ionosphere stimulated by seismic activity // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2005. V. 67. P.1259–1268.
23. Thorne R. M., Li W., Ni B., Ma Q., Bortnik J., Baker D. N., Spence H. E., Reeves G. D., Henderson M. G., Kletzing C. A., Kurth W. S., Hospodarsky G. B., Turner D., and Angelopoulos V. Evolution and slow decay of an unusual narrow ring of relativistic electrons near L ~ 3.2 following the September 2012 magnetic storm // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40. P. 3507–3511. doi:10.1002/grl.50627.
24. Yumoto, K.; Ikemoto, S.; Cardinal, M.G.; Hayakawa, M.; Hattori, K.; Liu, J.Y.; Saroso, S.; Ruhimat, M.; Husni, M.; Widarto, D.; Ramos, E.; McNamara, D.; Otadoy, R.E.; Yumul, G.; Ebor, R.; Servando, N. A. new ULF wave analysis for Seismo-Electromagnetics using CPMN/MAGDAS data // *Physics and Chemistry of the Earth*. 2009. V. 34 (6-7). P. 360–366.

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ПОВЕРХНОСТИ МАССИВА ПОРОД ПО ЗАДАНЫМ НА НЕЙ ВЕКТОРУ НАПРЯЖЕНИЙ КОШИ И ВЕКТОРУ СМЕЩЕНИЙ

А.И. Чанышев<sup>1,2</sup>, И.М. Абдулин<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН, Новосибирск, Россия, a.i.chanyshev@gmail.com

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет экономики и управления, Новосибирск, Россия, i.m.abdulin@mail.ru

Существуют классические постановки уравнений математической физики (задачи Дирихле, Неймана, Робена [Владимиров, 1988; Петровский, 1984; Степанов, 1950; Тихонов, Самарский, 1972]). Существует постановка задачи Коши [Чанышев, Абдулин, 2019]. В данной работе в отличие от [Чанышев, Абдулин, 2019] решается пространственная задача теорий упругости и пластичности.

## Упругость

Пусть на поверхности какого-либо тела заданы как функции координат поверхности три компоненты вектора напряжений Коши:

$$\begin{cases} \sigma_x n_x + \tau_{xy} n_y + \tau_{xz} n_z = p_x^n, \\ \tau_{xy} n_x + \sigma_y n_y + \tau_{yz} n_z = p_y^n, \\ \tau_{xz} n_x + \tau_{yz} n_y + \sigma_z n_z = p_z^n. \end{cases} \quad (1)$$

Поверхность на которой выполняются (1) будем задавать в виде уравнения

$$y = f(x, z) \quad (2)$$

или в виде уравнения

$$\Phi(x, y, z) = y - f(x, z) = 0. \quad (3)$$

Рассмотрим градиент функции  $\Phi(x, y, z)$ , это – вектор с координатами

$$\text{grad}\Phi(x, y, z) = \left( \frac{\partial f}{\partial x}, 1, -\frac{\partial f}{\partial z} \right), \quad (4)$$

направлен по нормали к поверхности (3) или (2). Длина этого вектора  $\vec{N}$  равна

$$|\vec{N}| = \sqrt{f_x'^2 + f_z'^2 + 1}. \quad (5)$$

Поэтому направляющие косинуса в формулах (1) определяются с помощью (4), (5):

$$n_x = -\frac{f_x'}{\sqrt{f_x'^2 + f_z'^2 + 1}}, n_y = \frac{1}{\sqrt{f_x'^2 + f_z'^2 + 1}}, n_z = -\frac{f_z'}{\sqrt{f_x'^2 + f_z'^2 + 1}}. \quad (6)$$

Далее, будем считать, что на этом же поверхности (2) заданы компоненты вектора смещений:

$$\begin{cases} u_x = \varphi(x, y, z)|_{\Gamma} = \varphi(x, f(x, z), z) = \varphi_1(x, z), \\ u_y = \psi(x, y, z)|_{\Gamma} = \psi(x, f(x, z), z) = \psi_1(x, z), \\ u_z = \chi(x, y, z)|_{\Gamma} = \chi(x, f(x, z), z) = \chi_1(x, z). \end{cases} \quad (7)$$

где функции  $\varphi_1, \psi_1, \chi_1$  – это известные функции координат  $x, z$ , принадлежащих поверхности (2).

От функций  $u_x, u_y, u_z$  в левой части (7) определим дифференциалы. С одной стороны имеем

$$du_x = \frac{\partial u_x}{\partial x} dx + \frac{\partial u_x}{\partial y} dy + \frac{\partial u_x}{\partial z} dz, \quad du_y = \dots, \quad du_z = \dots \quad (8)$$

С другой стороны, рассматривая их на поверхности (2), где  $dy = f_x' dx + f_z' dz$ , из (8) получаем

$$\begin{cases} du_x = \frac{\partial u_x}{\partial x} dx + \frac{\partial u_x}{\partial y} [f_x' dx + f_z' dz] + \frac{\partial u_x}{\partial z} dz, \\ du_y = \frac{\partial u_y}{\partial x} dx + \frac{\partial u_y}{\partial y} [f_x' dx + f_z' dz] + \frac{\partial u_y}{\partial z} dz, \\ du_z = \frac{\partial u_z}{\partial x} dx + \frac{\partial u_z}{\partial y} [f_x' dx + f_z' dz] + \frac{\partial u_z}{\partial z} dz. \end{cases} \quad (9)$$

Рассматриваем теперь правые части (7). Вычисляя дифференциалы от функций  $\varphi_1, \psi_1, \chi_1$  получаем выражения

$$d\varphi_1 = \frac{\partial \varphi_1}{\partial x} dx + \frac{\partial \varphi_1}{\partial y} dy + \frac{\partial u_x}{\partial z} dz, \quad d\psi_1 = \dots, \quad d\chi_1 = \dots \quad (10)$$

Сравнивая (9), (10), получаем следующие равенства:

$$\begin{cases} \frac{\partial \varphi_1}{\partial x} = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} f'_x, \\ \frac{\partial \psi_1}{\partial x} = \frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} f'_x, \\ \frac{\partial \chi_1}{\partial x} = \frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial y} f'_x. \end{cases} \quad (11)$$

Соотношения (11) справедливы на поверхности (2) в сечениях плоскостями  $z = const, dz = 0$ . При этом левые части (11) следует считать функциями  $x$  при  $z = const$  (рис. 1)

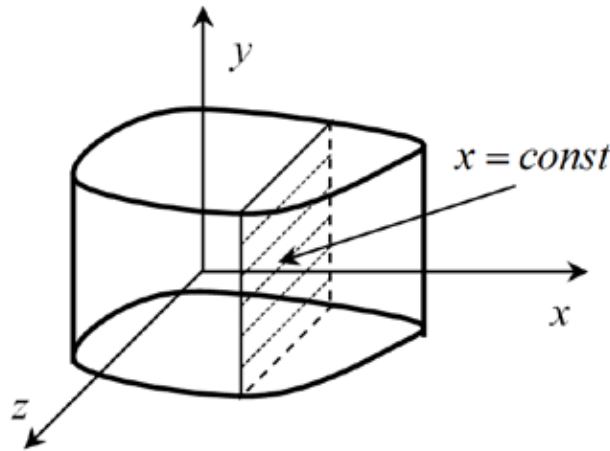


Рис. 1. Сечение поверхности (2) плоскостями  $x = const$

Для сечений  $x = const, dx = 0$

$$\begin{cases} \frac{\partial \varphi_1}{\partial z} = \frac{\partial u_x}{\partial y} f'_z + \frac{\partial u_x}{\partial z}, \\ \frac{\partial \psi_1}{\partial z} = \frac{\partial u_y}{\partial y} f'_z + \frac{\partial u_y}{\partial z}, \\ \frac{\partial \chi_1}{\partial z} = \frac{\partial u_z}{\partial x} f'_z + \frac{\partial u_z}{\partial z}. \end{cases} \quad (12)$$

К уравнениям (1), (11), (12) добавим соотношения закона Гука:

$$\begin{cases} \varepsilon_x = \frac{1}{E} [\sigma_x - \nu \sigma_y - \nu \sigma_z], \\ \varepsilon_y = \frac{1}{E} [\sigma_y - \nu \sigma_x - \nu \sigma_z], \\ \varepsilon_z = \frac{1}{E} [\sigma_z - \nu \sigma_x - \nu \sigma_y], \\ \varepsilon_{xy} = \frac{\tau_{xy}}{2\mu}, \quad \varepsilon_{xz} = \frac{\tau_{xz}}{2\mu}, \quad \varepsilon_{yz} = \frac{\tau_{yz}}{2\mu}. \end{cases} \quad (13)$$

В итоге получаем систему из 15 уравнений (1), (11)-(13) для 15 неизвестных величин

$\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z, \tau_{xy}, \tau_{xz}, \tau_{yz}, \varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z, \varepsilon_{xy}, \varepsilon_{xz}, \varepsilon_{yz}, \omega_x, \omega_y, \omega_z,$

где  $\omega_x, \omega_y, \omega_z$  – компоненты вектора поворота.

$$\omega_x = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_z}{\partial y} - \frac{\partial u_y}{\partial z} \right), \omega_y = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_x}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial x} \right), \omega_z = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_y}{\partial x} - \frac{\partial u_x}{\partial y} \right). \quad (14)$$

Эта система линейных алгебраических уравнений, определитель которой совпадает со следующим выражением

$$\frac{\Delta}{(1-2\nu)^2(1-\nu)} = \alpha\beta \left[ 6\alpha^2\beta^2 + 3\alpha^4 + 3\alpha^2 + 3\beta^4 + 3\beta^2 + 1 + 3\alpha^4\beta^2 + 3\alpha^2\beta^4 + \beta^6 \right]. \quad (15)$$

Из (15) следует, что в случае  $\nu \neq 1/2$ ,  $\nu \neq 1$ ,  $\alpha = f'_x = 0$ ,  $\beta = f'_z = 0$  определитель  $\Delta \neq 0$ , т.е. все напряжения, деформации, компоненты вектора поворота определяются единственным образом.

### Идеальная пластичность

Имеем прямоугольную декартову систему координат  $xOyz$ , в ней тензоры напряжений  $T_\sigma$  и деформаций  $T_\varepsilon$ :

$$T_\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_z \end{pmatrix}, \quad T_\varepsilon = \begin{pmatrix} \varepsilon_x & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{xy} & \varepsilon_y & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{xz} & \varepsilon_{yz} & \varepsilon_z \end{pmatrix}. \quad (16)$$

Вводится тензорный базис с ортами

$$T_1 = \frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}, T_2 = \frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}, T_3 = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}, \quad (17)$$

$$T_4 = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}, T_5 = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix}, T_6 = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{pmatrix}.$$

Базис (17) является ортонормированным и ортогональным, если скалярное произведение тензоров вида (16) определить как  $(T_\sigma, T_\varepsilon) = \sigma_{ij}\varepsilon_{ij}$ , где по повторяющимся индексам производится свертка [Новожилов, 1963]. Координаты  $T_\sigma$  в базисе (17) равны

$$\begin{cases} S_1 = \frac{1}{\sqrt{3}}(\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z), S_2 = \frac{1}{\sqrt{6}}(\sigma_x - 2\sigma_y + \sigma_z), S_3 = \frac{1}{\sqrt{2}}(\sigma_x - \sigma_z), \\ S_4 = \sqrt{2}\tau_{xy}, S_5 = \sqrt{2}\tau_{xz}, S_6 = \sqrt{2}\tau_{yz}. \end{cases} \quad (18)$$

Выражая напряжения через координаты  $S_1, S_2, \dots, S_6$ , получаем

$$\begin{cases} \sigma_x = \frac{S_1}{\sqrt{3}} + \frac{S_2}{\sqrt{6}} + \frac{S_3}{\sqrt{2}}, \sigma_y = \frac{S_1}{\sqrt{3}} - \frac{2}{\sqrt{6}}S_2, \sigma_z = \frac{S_1}{\sqrt{3}} + \frac{1}{\sqrt{6}}S_2 - \frac{S_3}{\sqrt{2}}, \\ \tau_{xy} = \frac{S_4}{\sqrt{2}}, \tau_{xz} = \frac{S_5}{\sqrt{2}}, \tau_{yz} = \frac{S_6}{\sqrt{2}}. \end{cases} \quad (19)$$

Вычисляя координаты  $T_\varepsilon$  в базисе (17), обозначаем их как  $\Omega_1, \Omega_2, \dots, \Omega_6$ . Говоря о базисе (17), следует напомнить, что тензор  $T_1$  с точностью до постоянного множителя совпадает с шаровым тензором, а орты  $T_2, T_3, \dots, T_6$ , определяют собой девиаторное пространство. Если теперь обратиться к деформационной теории пластичности Генки-Надаи-Ильюшина [Надаи, 1954; Ильюшин, 1946], то она в наших обозначениях постулирует, что

$$\Omega_1 = \frac{S_1}{K}, \quad \text{где } K = \frac{E}{1-2\nu}, \quad (20)$$

$E$  – модуль Юнга,  $\nu$  – коэффициент Пуассона. Равенство (20) справедливо в упругости, в пластичности, в ползучести и т.д. [Надаи, 1954; Аннин, Жигалкин, 1999], оно выражает собой закон упругого изменения объема при гидростатическом обжатии элемента среды. Другое положение деформационной теории пластичности состоит в том, что девиатор  $D_\sigma = \sum_{i=2}^6 S_i T_i$  в

упругопластическом состоянии среды параллелен девиатору  $D_\varepsilon = \sum_{i=2}^6 \Omega_i T_i$ . Условие параллельности переписывается в координатах:

$$\frac{S_2}{\Omega_2} = \frac{S_3}{\Omega_3} = \dots = \frac{S_6}{\Omega_6} = 2\mu_c. \quad (21)$$

Приравниваем эти отношения параметру  $2\mu_c$  ( $2\mu_c$  – секущий модуль), отсюда

$$S_2 = 2\mu_c \Omega_2, S_3 = 2\mu_c \Omega_3, \dots, S_6 = 2\mu_c \Omega_6. \quad (22)$$

Для теории идеальной пластичности длина девиатора  $D_\sigma$  есть величина постоянная, обозначим ее как  $k$ :

$$\sqrt{S_2^2 + S_3^2 + \dots + S_6^2} = k, \quad (23)$$

где  $k$  – предел пластичности – характеристика материала, определяемая экспериментально. Вычисляя (23) с применением (22), получаем

$$k = 2\mu_c |D_\sigma|. \quad (24)$$

На рис. 2 представлена зависимость  $|D_\sigma|$ , как функция  $|D_\varepsilon|$ .

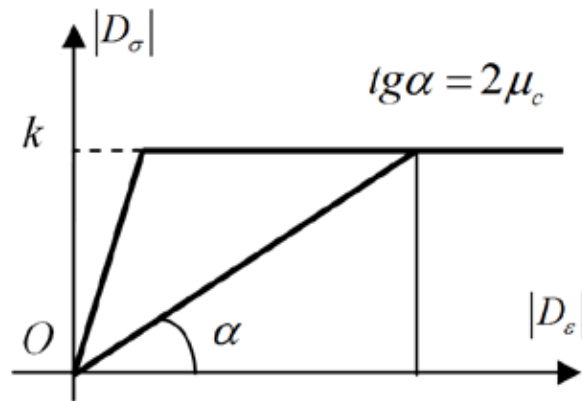


Рис. 2. Зависимость  $|D_\sigma| \div |D_\varepsilon|$  для случая идеальной пластичности,  $2\mu_c$  – секущий модуль на диаграмме  $k \div |D_\varepsilon|$

Видно, что секущий модуль  $2\mu_c$  изменяется с ростом  $|D_\varepsilon|$  от значения  $2\mu = E / (1 + \nu)$  до 0 при  $|D_\varepsilon| \rightarrow \infty$ .

Покажем, как по заданному на поверхности тела вектору напряжений Коши и по заданному на той же поверхности вектору перемещений (всего заданных величин шесть!) возможно найти на этой же поверхности все шесть компонент тензора напряжений, все шесть компонент тензора деформаций и еще три координаты вектора поворота (всего 15 величин).

Пусть уравнение поверхности, на которой требуется найти указанные величины, имеет вид

$$y = f(x, z), \quad (25)$$

где  $f$  – дифференцируемая функция по координатам  $x, z$ .

Перепишем (25) в виде

$$\Phi(x, y, z) = y - f(x, z). \quad (26)$$

Градиент  $\Phi(x, y, z)$

$$\text{grad}\Phi(x, y, z) = (-f'_x, 1, -f'_z)$$

направлен по нормали к поверхности (25) или (26). Его длина равна

$$|\vec{N}| = \sqrt{f_x'^2 + f_z'^2 + 1}. \quad (27)$$

Отсюда направляющие косинусы единичной нормали  $\vec{n}$  к поверхности (25) определяются как

$$n_x = -\frac{f'_x}{|\vec{N}|}, \quad n_y = \frac{1}{|\vec{N}|}, \quad n_z = -\frac{f'_z}{|\vec{N}|}. \quad (28)$$

Пусть на поверхности (25) задан вектор напряжений Коши. С учетом (19)–(21), (28) получаем

следующую систему уравнений:

$$\begin{cases} \left[ \frac{K\Omega_1}{\sqrt{3}} + 2\mu_c \left( \frac{\Omega_2}{\sqrt{6}} + \frac{\Omega_3}{\sqrt{2}} \right) \right] f'_x - 2\mu_c \frac{\Omega_4}{\sqrt{2}} + 2\mu_c \frac{\Omega_5}{\sqrt{2}} f'_z = \tilde{p}_x^n, \\ 2\mu_c \frac{\Omega_4}{\sqrt{2}} f'_x - \left[ \frac{K\Omega_1}{\sqrt{3}} - 2\mu_c \frac{2\Omega_2}{\sqrt{6}} \right] + 2\mu_c \frac{\Omega_6}{\sqrt{2}} f'_z = \tilde{p}_y^n, \\ 2\mu_c \left( \frac{\Omega_5}{\sqrt{2}} f'_x - \frac{\Omega_6}{\sqrt{2}} \right) + \left[ \frac{K\Omega_1}{\sqrt{3}} + 2\mu_c \left( \frac{\Omega_2}{\sqrt{6}} - \frac{\Omega_3}{\sqrt{2}} \right) \right] f'_z = \tilde{p}_z^n, \end{cases} \quad (29)$$

где  $\tilde{p}_x^n, \tilde{p}_y^n, \tilde{p}_z^n$  – координаты вектора напряжений Коши,

$$\tilde{p}_x^n = -p_x^n |\vec{N}|, \tilde{p}_y^n = -p_y^n |\vec{N}|, \tilde{p}_z^n = -p_z^n |\vec{N}|,$$

$|\vec{N}|$  определяется (27). Отметим, что в случае поверхности, свободной от напряжений  $p_x^n = p_y^n = p_z^n = 0$ .

Пусть на поверхности (25) кроме (29) заданы еще перемещения  $u_x, u_y, u_z$  вдоль осей  $x, y, z$ .

Рассмотрим полные дифференциалы функций  $u_x, u_y, u_z$  как функции координат  $x, y, z$ . Имеем

$$\begin{cases} du_x = \frac{\partial u_x}{\partial x} dx + \frac{\partial u_x}{\partial y} dy + \frac{\partial u_x}{\partial z} dz, \\ du_y = \frac{\partial u_y}{\partial x} dx + \dots, \\ du_z = \frac{\partial u_z}{\partial x} dx + \dots \end{cases} \quad (30)$$

На поверхности (25)  $dy = f'_x dx + f'_z dz$ , поэтому здесь

$$\begin{cases} du_x = \left( \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} f'_x \right) dx + \left( \frac{\partial u_x}{\partial y} f'_z + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) dz, \\ du_y = \left( \frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} f'_x \right) dx + \left( \frac{\partial u_y}{\partial y} f'_z + \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) dz, \\ du_z = \left( \frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial y} f'_x \right) dx + \left( \frac{\partial u_z}{\partial y} f'_z + \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) dz. \end{cases} \quad (31)$$

Заданные на поверхности (25) функции  $\varphi(x, y, z)$ ,  $\psi(x, y, z)$ ,  $\chi(x, y, z)$  получают значения  $\varphi(x, f(x, z), z) = \varphi_1(x, z)$ ,  $\psi(x, f(x, z), z) = \psi_1(x, z)$ ,  $\chi(x, f(x, z), z) = \chi_1(x, z)$ . Отсюда

$$du_x = \frac{\partial \varphi_1}{\partial x} dx + \frac{\partial \varphi_1}{\partial z} dz, du_y = \frac{\partial \psi_1}{\partial x} dx + \frac{\partial \psi_1}{\partial y} dy, du_z = \frac{\partial \chi_1}{\partial x} dx + \frac{\partial \chi_1}{\partial y} dy. \quad (32)$$

Сравнивая (31) с (32), получаем

$$\begin{cases} \frac{\partial \varphi_1}{\partial x} = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} f'_x, \quad \frac{\partial \varphi_1}{\partial z} = \frac{\partial u_x}{\partial y} f'_z + \frac{\partial u_x}{\partial z}, \\ \frac{\partial \psi_1}{\partial x} = \frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} f'_x, \quad \frac{\partial \psi_1}{\partial z} = \frac{\partial u_y}{\partial y} f'_z + \frac{\partial u_y}{\partial z}, \\ \frac{\partial \chi_1}{\partial x} = \frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial y} f'_x, \quad \frac{\partial \chi_1}{\partial z} = \frac{\partial u_z}{\partial y} f'_z + \frac{\partial u_z}{\partial z}. \end{cases} \quad (33)$$

Используя выражения деформаций и компонент вектора поворота через смещения  $u_x, u_y, u_z$ , перепишем (33) в терминах указанных величин:

$$\begin{cases} \varepsilon_x + (\varepsilon_{xy} - \omega_z) f'_x = \frac{\partial \varphi_1}{\partial x}, & \varepsilon_{xy} + \omega_z + \varepsilon_y f'_x = \frac{\partial \psi_1}{\partial x}, \\ \varepsilon_{xz} - \omega_y + (\varepsilon_{yz} + \omega_x) f'_x = \frac{\partial \chi_1}{\partial x}, & (\varepsilon_{xy} - \omega_z) f'_z + \varepsilon_{xz} + \omega_y = \frac{\partial \varphi_1}{\partial z}, \\ \varepsilon_y f'_z + \varepsilon_{yz} - \omega_x = \frac{\partial \psi_1}{\partial z}, & (\varepsilon_{yz} + \omega_x) f'_z + \varepsilon_z = \frac{\partial \chi_1}{\partial z}. \end{cases} \quad (34)$$

В итоге получаем систему алгебраических уравнений с определителем

$$\Delta = \frac{\tilde{K} + 2}{6} \sqrt{2\alpha\beta} |\vec{N}|^3, \quad (35)$$

где  $|\vec{N}|$  определяется (27) ( $|\vec{N}| = \sqrt{\alpha^2 + \beta^2 + 1}$ ).

Из (35) следует, что в случаях  $\tilde{K} + 2 \neq 0$ ,  $\alpha \neq 0$ ,  $\beta \neq 0$  решение полученной системы уравнений существует, единственно и непрерывно зависит от входных данных.

### Выводы

Показано, как при заданных на одной и той же поверхности тела векторах напряжений Коши и смещений в условиях теории упругости и теории идеальной пластичности восстанавливаются на этой поверхности все компоненты тензоров напряжений и деформаций, все компоненты вектора поворота. Показано, что решение этой задачи существует, единственно и непрерывно зависит от входных данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00757).

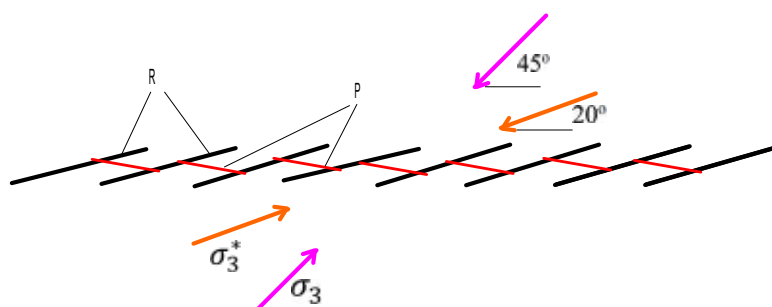
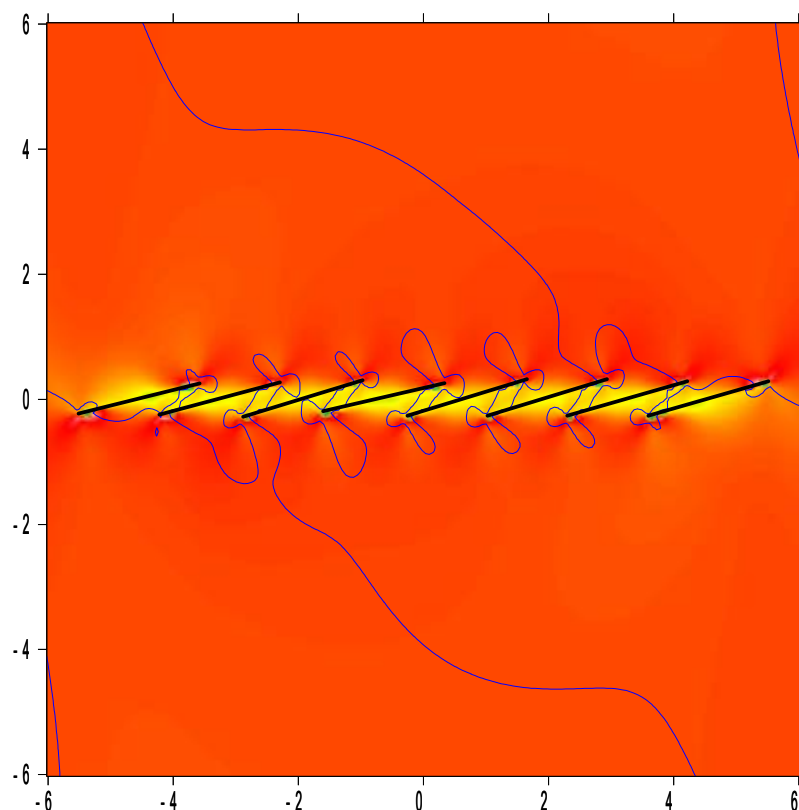
### ЛИТЕРАТУРА

1. *Петровский И.Г.* Лекции по теории обыкновенных дифференциальных уравнений / Под ред. А.Д. Мышкиса, О.А. Олейник. М.: Изд-во МГУ. 1984. 296 с.
2. *Понтрягин Л.С.* Обыкновенные дифференциальные уравнения. - 4 изд. М.: Наука. 1974. 331 с.
3. *Степанов В.В.* Курс дифференциальных уравнений. - 6 изд. 1950. 473 с.
4. *Тихонов Н.А., Самарский А.А.* Уравнения математической физики. М.: Наука. 1972. 724 с.
5. *Владимиров В.С.* Уравнения математической физики. М.: Наука. 1988. 512 с.
6. *Чанышев А.И., Абдулин И.М.* Исследования упругого, упруго-пластического и запредельного состояний массива пород вблизи выработок по данным измерений на их границах // ФТПРПИ. 2019. № 4. С. 27–35.
7. *Новожиллов В.В.* О формах связи между напряжениями и деформациями в первоначально изотропных неупругих телах (геометрическая сторона вопроса) // ПММ. 1963. Т. 27 (5). С. 794–812.
8. *Надаи А.* Пластичность и разрушение твердых тел. том 1. М.: ИЛ. 1954. 648 с.
9. *Ильюшин А.А.* К Теории малых упругопластических деформаций // ПММ. 1946. Т. 10 (3). С. 347–356.
10. *Жуков А.М.* Пластические свойства и разрушения стали при двухосном напряженном состоянии // Инженерный сборник. 1954. Т. 20. С. 37–41.
11. *Аннин Б.Д., Жигалкин В.М.* Поведение материалов при сложном напряженном состоянии. Новосибирск: Известия СОРАН. 1999. 342 с.





### РАЗДЕЛ 3. СОСТОЯНИЕ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ





## АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ В СТРУКТУРЕ БГП И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРАХ

Е.А. Баталева

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция Российской академии наук в г.Бишкеке, г. Бишкек, Кыргызская Республика, e-mail: bataleva@gdirc.ru

Тянь-Шань представляет собой одну из крупнейших и наиболее сейсмически активных областей внутриконтинентального горообразования. При анализе современных геодинамических процессов особую роль отводят геофизическим полям, которые отражают эндогенные процессы, происходящие в литосфере. В тектонически активных областях могут происходить интенсивные процессы в земной коре, которые вызывают существенные изменения физических свойств геологической среды, например, электропроводности и упругих свойств пород во времени. Примерами таких объектов являются разломные зоны, где наибольшие изменения приурочены к катастрофическим событиям – землетрясениям. В связи с чем мониторинг зон динамического влияния активных разломных структур является одним из важнейших средств контроля за состоянием геологической среды и выявлением ее изменений под влиянием геодинамических процессов.

В мире существует немного полигонов, на которых накоплены экспериментальные данные многолетних измерений электромагнитных полей. Опубликованные результаты мониторинговых наблюдений на Гармском, Ашхабадском, Бишкекском, Кавминводском, Алтайском, Байкальском, Камчатском полигонах свидетельствуют о перспективности применения активных и пассивных электромагнитных методов для изучения отклика геологической среды на геодинамические процессы [Барсуков, Сорокин, 1973; Bragin et al., 1992; Журавлев и др., 1998; Авагимов и др., 2005; Рыбин и др., 2011; Баталева и др., 2010; 2014; 2018; Bataleva et al., 2013; 2019].

Основной глубинный метод электроразведки - метод магнитотеллурического зондирования при широком использовании инструментальных возможностей способен решить следующие задачи:

- Изучение физических свойств геологической среды – распределение электрических свойств горных пород в земной коре и верхней мантии. Для такого сейсмоактивного региона как Тянь-Шань построены геоэлектрические модели по серии региональных профилей [Трапезников и др., 1997; Баталев и др., 1989; Рыбин, 2011; Bielinski et al., 2003; Sass et al., 2014 и др.], по локальным профилям, секущим зону Таласо-Ферганского разлома (ТФР), и в предгорьях Киргизского хребта [Park et al., 2003; Рыбин и др., 2008]. По результатам глубинных МТЗ, выполненных за последние десятилетия на Тянь-Шане сформировалось представление о распределении геоэлектрических характеристик в земной коре и верхней мантии. По результатам исследований установлено наличие корового проводящего слоя, выделены субвертикальные проводящие зоны в верхней части земной коры, обнаружен эффект «вытеснения поперечного тока» в зоне ТФР.

- Исследование отклика геологической среды на сейсмические события, зарегистрированные региональной сетью, в сопоставлении с динамикой деформирования земной коры. Существование электромагнитных предвестников сейсмических событий доказано, набрана статистика, изучена природа аномальных эффектов [Сидорин, 1992; Соболев, 1993; Cicerone, 2009; Kayal et al., 2012 и др.] Магнитотеллурический мониторинг динамики напряженно-деформированного состояния земной коры основан на двух типах физических явлений: 1) явлениях, связанных с изменением электропроводности горных пород при изменении их пористости, трещиноватости, флюидонасыщенности, текстуры, структуры, Р-Т условий; 2) генерации источников электромагнитного поля эндогенного происхождения в процессе обратимых (электрокинетические явления) или необратимых (процессы трещинообразования) геодинамических процессов [Сидорин, 1992; Соболев, 1993; Светов и др., 1997 и др.]. В этом смысле вариации электрических параметров земной коры являются чувствительным индикатором современной активности тектонических структур и отражают геодинамические процессы, вызывающие изменения напряженно-деформированного состояния среды.

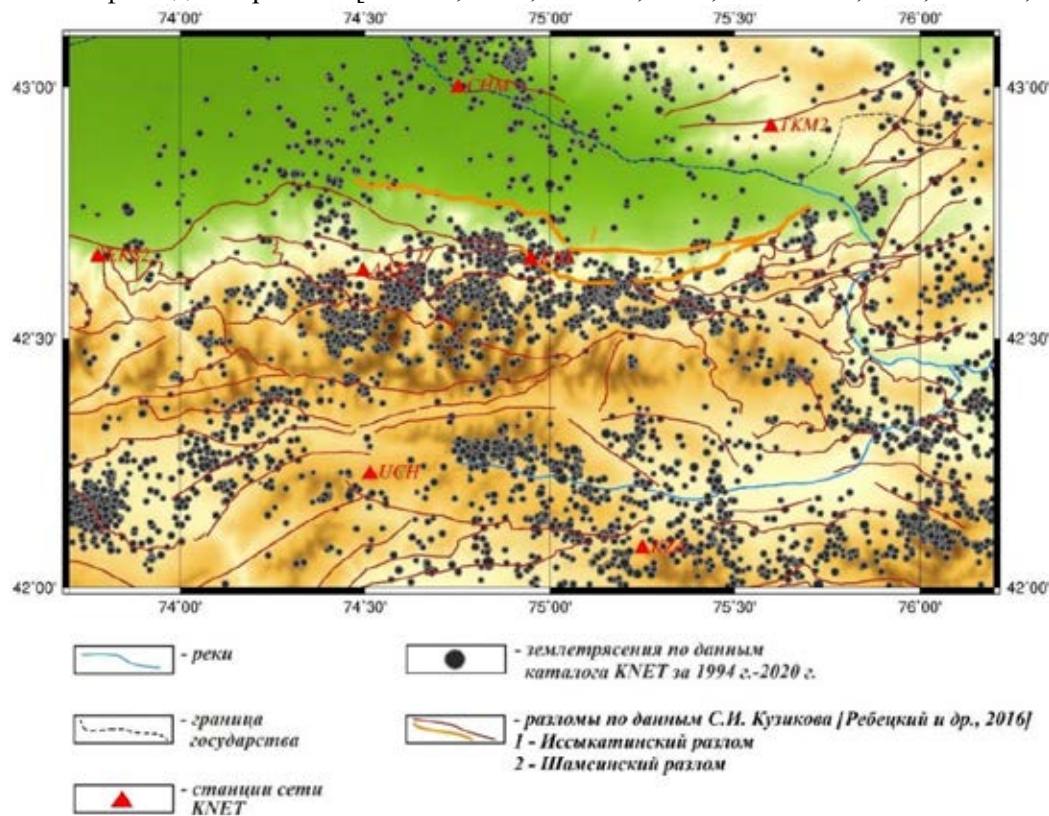
Мониторинговые наблюдения на территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП) (рис.1) выполняются с 2003 года по настоящий момент (Рыбин и др., 2006, 2007, 2008; Баталева и др., 2010, 2013, 2014, 2018, 2019), одно из направлений мониторинговых исследований:

- Изучение разломных зон как объектов, где наиболее ярко проявляются процессы, связанные с повышенной геодинамической активностью [Баталева, 2016; Баталева, Мухамадеева, 2018], приливные эффекты [Жамалетдинов и др., 2018; Рыбин и др., 2011; Bataleva et al., 2013; Saraev et al.,

2002; Walia et al., 2007], а также процессы, обусловленные взаимодействием и преобразованием геофизических полей.

Изучение глубинного строения разломных зон дает ключ к пониманию:

- характера тектонических движений [Абдрахматов и др. 2007, 2014; Миколайчук, 1999; Mackenzie et al., 2018; Неведрова и др., 2017; Никифоров и др., 2018; Grützner et al., 2018];
- сейсмической активности [Zlotnicki et al., 2006; Никифоров и др., 2018],
- флюидного режима [Ваньян, 1996; Киссин, 2009; Белявский, 2012; Becken, Ritter, 2012].



**Рис. 1.** Схема расположения сети разломных структур на территории Бишкекского геодинамического полигона

Целью выполняемых исследований является построение, анализ и мониторинг геоэлектрических моделей зон динамического влияния активных разломных структур литосферы Северного Тянь-Шаня – Шамси-Тюндюкского, Шамсинского и Исык-Атинского разломов на основе комплексной интерпретации результатов, ранее выполненных и новых полевых экспериментов на территории БГП (рис.1). Основная задача - охарактеризовать глубинное строение зон активных разломных структур Северного Тянь-Шаня: 1) Исык-Атинского разлома, контролирующего зону сочленения Киргизского хребта с Чуйской впадиной в обстановке сжатия и 2) Шамси-Тюндюкского разлома, который на дневной поверхности отделяет горную часть Киргизского хребта от предгорий и служит границей палеозойских отложений и кайнозойских отложений, с применением данных комплекса электроразведочных методов (частотное зондирование, магнитотеллурическое зондирование в различных модификациях). На рисунке 1 цифрами 1 и 2 показано местоположение обозначенных тектонических нарушений, которые неизменно привлекают внимание геологов и геофизиков, занимающихся современными геодинамическими процессами. Серия катастрофических землетрясений ( $M \geq 6.9$ , энергетический класс  $K > 15$ ), произошедших в Северном Тянь-Шане на рубеже XIX и XX веков (Меркенское 1865 г. ( $K = 15,5$ ), Беловодское 1885 г. ( $K = 16,5$ ), Верненское 1887 г. ( $K = 16,9$ ), Чиликское 1889 г. ( $K = 18,5$ ), Кеминское 1911 г. ( $K = 17,8$ ), Кемино-Чуйское 1938 г. ( $K = 16$ ), Сарыкамьшское 1970 г. ( $K=15,6$ ), Жаланаш –Тюпское 1978 г. ( $K = 15,6$ ) и Суусамырское 1992 г. ( $K = 17$ ) [Мамыров, 2012] свидетельствует о том, что этот регион является одним из наиболее высокосейсмичных регионов мира. На территории Бишкекского геодинамического полигона самым сильным землетрясением 19-го века было Беловодское землетрясение 1885 г. По совокупности геолого-геофизических данных предполагается, что сдвиговая подвижка произошла вдоль Чонкурчакского разлома, который в районе реки Ак-Суу торцово сочленяется с Исык-Атинском разломом. Эта разломная структура является сейсмогенерирующей (при землетрясении активизировался участок длиной около 22 км [Абдрахматов, Джумабаева, 2013]) и с целью изучения ее глубинного строения были выполнены детальные МТ-зондирования по серии профилей,

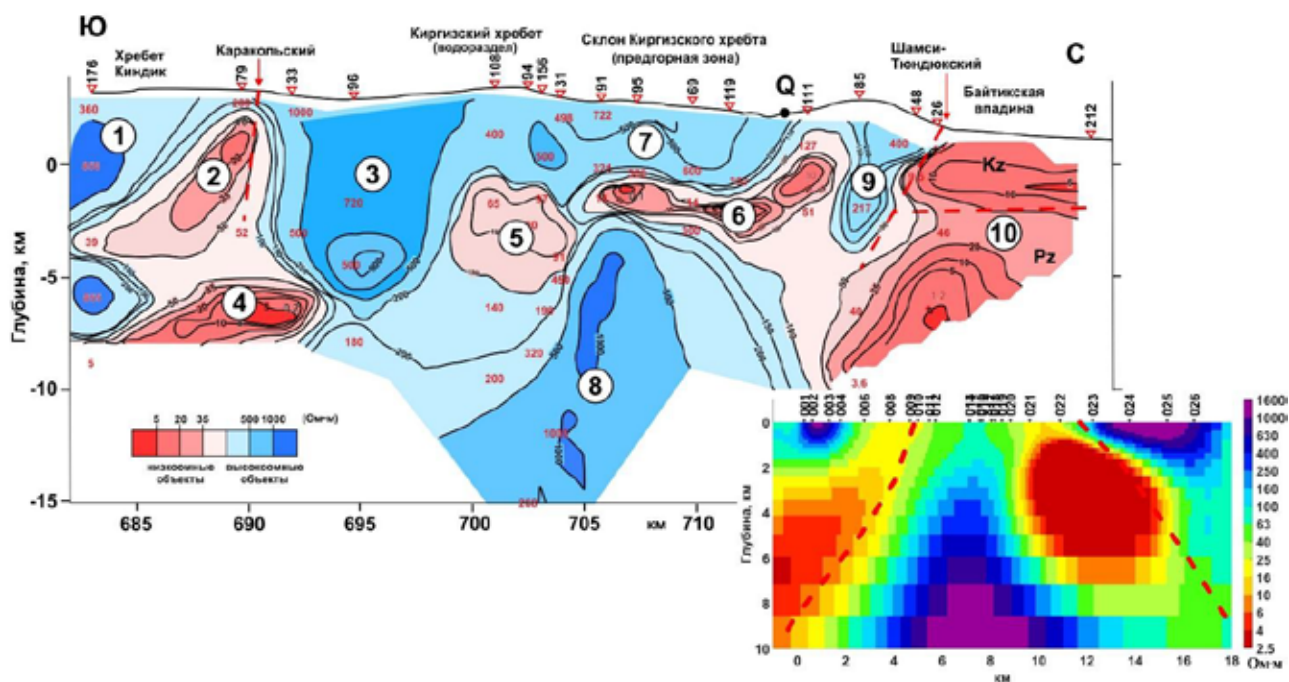
заложенных в зоне сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины [Сафронов и др., 2006; Рыбин и др., 2008; Рыбин 2011]. Задача интерпретации полученных МТ-данных осложнялась тем, что зона Иссык-Атинского разлома представляет собой серию эшелонированных чешуйчатых надвигов, частично перекрывающих друг друга. Детальные палеосейсмологические исследования Иссык-Атинской разломной зоны свидетельствуют о том, что в периоды сейсмической активизации разлом работает фрагментарно. Авторы статьи [Абдрахматов, Джумабаева, 2013] на основе детальных исследований ряда параметров (сейсмический, структурный, поведенческий и т.д.) выделяют 6 сегментов Иссык-Атинского разлома, границы сегментов порой размыты, часть сегментов не проявляются на дневной поверхности и являются скрытыми. На рисунке 1 показано распределение эпицентров землетрясений за четверть века, очевидно, что к Шамси-Тюндюкскому разлому, или как его еще называют, Шамсинскому, приурочено гораздо больше эпицентров землетрясений чем к Иссык-Атинскому.

Шамси-Тюндюкский разлом (рис. 2, 3) на дневной поверхности отделяет горную часть Киргизского хребта от предгорий и служит границей палеозойских отложений и кайнозойских отложений. Выявленные в геоэлектрических моделях проводящие зоны, пространственно приуроченные к выходу на поверхность Шамси-Тюндюкского разлома, по-видимому, представляют собой механически ослабленные зоны повышенной трещиноватости, заполненные флюидом. Различия в величинах сопротивлений этих проводящих зон в рассматриваемых разрезах могут отражать различный уровень минерализации, концентрации и температуры флюида, а также различную степень связности порового пространства горных пород. Шамсинско-Тюндюкский разлом имеет протяженность около 160 км и представляет собой сложно устроенную шовную зону, зародившуюся в раннем палеозое [Абдрахматов и др., 2007]. При детальных исследованиях особое внимание нами уделялось геометрии и структуре геоэлектрических неоднородностей, положение сместителей (рис. 2) на геоэлектрических разрезах показывалось с учетом комплекса геофизических данных, т.е. рассматривались не только результаты электрометрии (ЧЗ и ЗСД), но и данные гравиметрии и магнитометрии.

В пределах профиля Туук, выполненного электромагнитными методами ВЭЗ, ЧЗ, ЗС, (рис. 2) можно выделить следующие блоки: 1) высокоомный блок, хребта Киндик (трещиноватые гранитоиды); 2) низкоомный, приуроченный к зоне Восточно-Киргизского эпикаледонского вулканогенно-терригенного прогиба (Киндикская мегаантиклиналь) (зона трещиноватости, приуроченная к разломной зоне); 3) высокоомный блок, расположенный слева от водораздела Киргизского хребта (трещиноватые гранитоиды); 4) блок пониженного сопротивления под Киндикской мегаантиклиналью (трещиноватые гранитоиды, заполненные разогретым флюидом); 5) низкоомный, расположенный под водоразделом Киргизского хребта (трещиноватые гранитоиды, заполненные разогретым флюидом); 6) слой пониженного сопротивления (трещиноватые гранитоиды, заполненные разогретым флюидом); 7) блок повышенного сопротивления, представляющий склон Киргизского хребта (сильно трещиноватые гранитоиды); 8) высокоомный блок (слабо измененные гранитоиды); 9) надвиг Киргизского хребта или подныривание Чуйской впадины под Киргизский хребет (сильно трещиноватые гранитоиды); 10) блок пониженного сопротивления, приуроченный к южному борту Байтискской впадины (зона повышенной трещиноватости, приуроченная к разломной зоне). Между объектами 9 и 10 расположена зона Шамси-Тюндюкского разлома, которая уверенно прослеживается до глубин порядка 10 км.

Повышенная электропроводность горных пород может быть обусловлена несколькими факторами, например, степенью дробления (трещиноватости) среды и связности трещин между собой. Причиной формирования аномалий электропроводности может быть изменение физического состояния пород (степени наличия порово-трещинного пространства, флюидонасыщенности, пластичности и др.), что может быть обусловлено различным эндогенным режимом тектонических процессов в зонах сжатия и растяжения. Данные магнитотеллурического зондирования свидетельствуют о том, что основной причиной формирования аномалий электропроводности на глубинах верхней-средней коры является процессы трещинообразования и флюидонасыщенность порово-трещинного пространства горных пород. Так, выполненные на территории Северного Тянь-Шаня электромагнитные зондирования (МТЗ, ЧЗ, ЗС) [Баталев и др., 1989, Баталева, Мухамадеева, 2018; Рыбин и др., 2011, 2018; Сафронов и др., 2006; Трапезников и др., 1997] свидетельствуют о наличие спорадически распространенных проводящих слоев на глубинах: 5-7 км, 12-15 км и 35-40 км (коровый проводящий слой).

## Геoeлектрический разрез по профилю ТУЮК

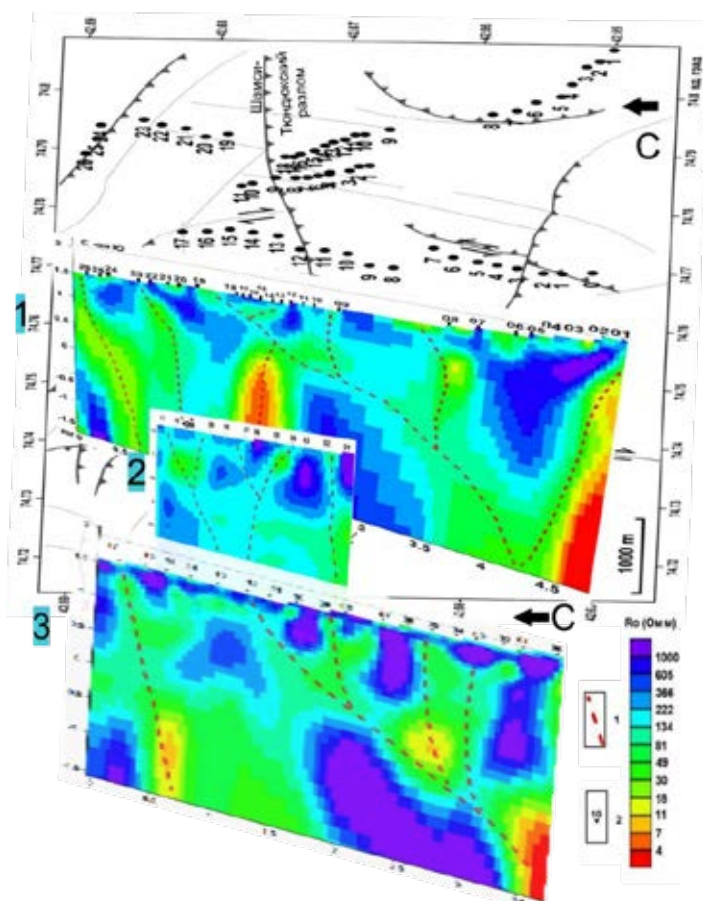


**Рис. 2.** Совмещенные геoeлектрические разрезы для профиля Туяк: сверху – разрез вдоль профиля электромагнитных зондирований (ВЭЗ, ЧЗ, ЗС) 8-8; внизу – разрез вдоль профиля МТЗ 8'-8'. Цифрами в кружках обозначены геологические тела (блоки) с различной проводимостью

Примерно на этих же глубинах, результаты сейсмотомографии участков земной коры Северного Тянь-Шаня [Roecker et al., 1993] выявили наличие инверсионных слоев и линзообразных волноводов, что является дополнительным аргументом в пользу флюидной гипотезы. Для нижней коры можно предположить: 1) существование комбинации флюида и электропроводящих включений, образующих сеть проводящих каналов, благодаря чему, образуются области аномально высокой электропроводности; 2) подъем из мантии горячего потока магмы, который обуславливает аномальное состояние литосферы и развитие в ней геодинамических процессов [Бакиров, 1996]; 3) образование тонких пленок графита на поверхности зерен. Авторами работы [Брагин, Лобанченко, 2012] установлена значительная дифференциация сопротивления гранитоидов. «Выделяются неизменные гранитоиды (2000-3500 Ом·м), измененные гранитоиды (1000-2000 Ом·м), трещиноватые гранитоиды (500-1000 Ом·м) и сильно трещиноватые гранитоиды (100-500 Ом·м). На геoeлектрических разрезах в гранитоидах выделяются «пачки» тонких слоев низкого сопротивления. Они имеют повышенную трещиноватость и очевидно заполнены термальной водой». Необходимо отметить, что минеральные источники обнаружены вдоль всего Киргизского хребта (так называемая «термальная линия Тянь-Шаня»), часть из них в геoeлектрических разрезах проявляются субвертикальными проводящими зонами (месторождение термальных вод Иссык-Ата, Горячие ключи и др.) или объектами. Принимая во внимание, что в районе месторождения термальных вод «Иссык-Ата» (соседнее ущелье по отношению к профилю Туяк), температура в забое скважин на глубине 100 м составляет ~80°C, на выходе – 53°C), то можно предположить подток разогретого флюида по субвертикальным трещиноватым зонам (стрелки на рисунке 7) из нижнекорового проводящего горизонта в верхнюю часть геoeлектрического разреза. Отметим также, что проекции субвертикальных проводящих зон на земную поверхность маркируются минеральными источниками вдоль всего Киргизского хребта, где пробурено несколько скважин, которые характеризуются выходом термальных (до 80°C) минерализованных вод.

В южной верхней части разрезы несколько отличаются друг от друга. Низкоомный слой в южной части геoeлектрического разреза профиля МТЗ Туяк довольно резко заканчивается, обрамляясь высокоомными породами Киргизского хребта с сопротивлением около 3000 Ом·м. Слой земной коры, залегающий ниже рассмотренных глубин, отличается существенно иной структурой. На участке профиля Туяк в интервале глубин от 5 км и глубже наблюдается чередование вертикально ориентированных зон высокой и низкой электропроводности. Обращает на себя внимание низкоомная зона в южной части разреза, которая, как и Шамси-Тюндюкский разлом, достаточно

полого погружается на юг под поднятие Киргизского хребта, представляя, вероятно, крупную коровую зону тектонического срыва, разупрочнения и повышенной флюидо- и газопроницаемости среды со свойствами волновода. Средняя и северная части представлены довольно мощным высокоомным блоком, с удельным сопротивлением, варьирующим от 500 до 5000 Ом·м. Мощность этого блока возрастает с юга на север и составляет 5–10 км в южной части разреза и 20–25 км – в северной. Сопротивление в блоке также распределено неравномерно: от 400–1000 Ом·м на юге до 2000–4000 Ом·м на севере. Мощность и значительная протяженность по латерали этого высокоомного блока позволяют высказать предположение, что он, по-видимому, соответствует погребенным блокам древнего кристаллического основания. Необходимо отметить влияние другого фактора на величину проводимости среды – степени дробления (трещиноватости) среды и связности трещин между собой.



**Рис. 3.** Геоэлектрические модели для профилей, секущих зону Шамсинского разлома: 1 – Кентор Восточный; 2 – Кентор Центральный; 3 – Кентор Западный

Таким образом, геолого-геофизические исследования, выполненные в пределах южного борта Чуйской предгорной впадины и зоны ее сочленения с Киргизским хребтом, позволяют сделать выводы о структуре деформаций поверхности палеозойского фундамента и инфраструктуре гранитов. Электропроводность верхней части земной коры определяется реологией дезинтегрированных пород фундамента и типом его деформации - тектоническим течением, которое оказывало влияние на характер геодинамических процессов орогенной стадии Северного Тянь-Шаня.

Выявленные в геоэлектрических моделях проводящие зоны, пространственно приуроченные к выходу на поверхность Шамси-Тюндюкского разлома, по-видимому, представляют собой механически ослабленную область повышенной трещиноватости, заполненные флюидом. По этой причине в рассматриваемых разрезах различий в величинах и распределении сопротивлений этой проводящей зоны, которые могли бы отражать различный уровень концентрации флюида или разную степень связности порово-трещинного пространства, практически нет. Таким образом, анализ современного состояния исследований свидетельствует о недостаточно глубокой проработке вопроса об отражении в геофизических моделях зоны Иссык-Атинского разлома и отсутствии исследований зон сжатия и растяжения Тянь-Шаня, выделенных по результатам GPS-наблюдений и при анализе фокальных механизмов землетрясений, с помощью детальных магнитотеллурических зондирований, как профилных, так и мониторинговых.



Автор выражает благодарность Брагину В.Д. и Воронцовой Е.В. за представленные материалы и помощь в оформлении материалов. Работы по изучению взаимосвязи вариаций геофизических параметров с напряженно-деформированным состоянием объектов геосреды проводились в рамках выполнения государственного задания Научной станции РАН по теме АААА-А19-119020190063-2.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдрахматов К. Е., Джумабаева А. Б.* Сегментация Иссык-Атинского Разлома (Северный Тянь-Шань) // Вестник Института Сейсмологии Национальной Академии Наук Кыргызской Республики. 2014. 1 (3). С. 24–30.
2. *Абдрахматов К.Е., Томпсон С., Уилдон Р.* Активная тектоника Тянь-Шаня. Бишкек: Илим. 2007. 70 с.
3. *Авагимов А. А., Зейгарник В. А., Файнберг Э. Б.* О пространственно-временной структуре сейсмичности, вызванной электромагнитным воздействием // Физика Земли. 2005. (6). С. 55–65.
4. *Бакиров А.Б., Лесик О.М., Лобанченко А.Н., Сабитова Т.М.* Признаки современного глубинного магматизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1996. Т.37. (12). С. 42–53.
5. *Барсуков О. М., Сорокин О. Н.* Изменения кажущегося сопротивления горных пород в Гармском сейсмоактивном районе // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. (10). С. 100–102.
6. *Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Голланд М.Л., Голубцова И.С., Кузнецов В.А.* Интерпретация глубинных магнитотеллурических зондирований в Чуйской межгорной впадине // Физика Земли. 1989. (9). С. 41–45.
7. *Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К.* Проявление геодинамических процессов в вариациях электропроводности (по результатам магнитотеллурических исследований) // В сб.: Современное состояние наук о Земле: материалы международной конференции, посв. Памяти В.И.Хаина. Изд-во МГУ. 2011. С.193–198.
8. *Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю.* Вариации кажущегося сопротивления горных пород как индикатор напряженно-деформированного состояния среды // Геофизические исследования. 2014. Т. 15. (4). С. 54–63.
9. *Баталева Е.А.* Корреляционные зависимости электромагнитных и деформационных параметров // Докл. Академии Наук. 2016. Т. 468. (3). С. 319–322.
10. *Баталева Е.А., Мухаммадеева В.А.* Комплексный электромагнитный мониторинг геодинамических процессов Северного Тянь-Шаня (Бишкекский геодинамический полигон) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. (2). С. 461–487.
11. *Беляевский В.В.* Флюидонасыщенность очаговых зон землетрясений евразийского складчатого пояса (по 2d-3d инверсии МТ данных) // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. (4). С. 78–89.
12. *Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 679 с.
13. *Бердичевский М.Н., Соколова Е.Ю., Варенцов Ив.М., Рыбин А.К., Баглаенко Н.В., Баталев В.Ю., Голубцова И.С., Матюков В.Е., Пушкарев П.Ю.* Геоэлектрический разрез Центрального Тянь-Шаня: анализ магнитотеллурических и магнитовариационных откликов вдоль геотраверса Нарын // Физика Земли. 2010. (8). С. 36–53.
14. *Брагин В.Д., Лобанченко А.Н.* Геофизические предпосылки для развития геотермальной энергетики на территории Тянь-Шаня // В сборнике: Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов К 75-летию со дня рождения Ю.А. Трапезникова. Материалы докладов Пятого Международного симпозиума. Отв. ред.: М.Г. Леонов, Н.В. Шаров. 2012. С. 125–133.
15. *Ваньян Л.Л.* О природе электропроводности активизированной земной коры // Физика Земли. 1996. (6). С. 93–95.
16. *Жамалетдинов А.А., Шевцов А.Н., Короткова Т.Г.* Влияние лунно-солнечных приливов на электропроводность земной коры на территории Кольского полуострова // Физика Земли. 2018. (3). С. 92–105.
17. *Журавлев В. И., Коновалов Ю. Ф., Лукк А. А., Сидорин А.Я.* Модель геоэлектрического разреза земной коры Гармского района в сопоставлении с геологическими и сейсмологическими данными // Физика Земли. 1998. (8). С. 38–48.
18. *Мамыров Э.* Землетрясения Тянь-Шаня: магнитуда, сейсмический момент и энергетический класс. Бишкек: Инсанат. 2012. 234 с.

19. *Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. 2009. 328 с.
20. *Миколайчук А.В.* Новейшие разломы Кыргызского хребта // Наука и новые технологии. Бишкек. 1999. № 2. С. 42–47.
21. *Неведрова Н. Н., Деев Е. В., Пономарев П. В.* Выявление разломных структур и их геоэлектрических характеристик по данным метода сопротивлений в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 1. С. 146–156.
22. *Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Жуковин А.Ю., Каплун В.Б., Талтыкин Ю.В.* Новый подход к изучению блокового геоэлектрического строения литосферы и флюидонасыщенных фрагментов разломов как индикаторов зон повышенной сейсмичности (по данным МТЗ на Южном Сахалине) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 44–55.
23. *Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И.* Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1225–1250.
24. *Рыбин А.К., Спичак В.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е.* Площадные магнитотеллурические зондирования в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 5. С. 445–460.
25. *Рыбин А.К., Баталева Е.А., Матюков В.Е.* Детализация геоэлектрической структуры зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта (миниполигон Кентор) // Вестник КРСУ. 2018. Т. 18, № 12. С. 134–140.
26. *Сафронов И.В., Рыбин А.К., Спичак В.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А.* Новые геофизические данные о глубинном строении зоны сочленения Кыргызского хребта и Чуйской впадины // Вестник КРСУ. 2006. № 3. С. 95–103.
27. *Светов Б.С., Каринский С.Д., Кукса Ю.И., Одинцов В.И.* Магнитотеллурический мониторинг геодинамических процессов // Физика Земли. 1997. № 5. С. 36–46.
28. *Сидорин А.Я.* Предвестники землетрясений. М.: Наука. 1992. 192 с.
29. *Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 313 с.
30. *Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Вольхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К.* Магнитотеллурические зондирования в горах Кыргызского Тянь-Шаня // Изв. РАН, сер. Физика Земли. 1997. № 1. С. 224–241.
31. *Bataleva E.A., Batalev V.Y., Rybin A.K.* On the question of the interrelation between variations in crustal electrical conductivity and geodynamical processes // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 2013, 49(3), P. 402–410. DOI: 10.1134/S1069351313030038
32. *Bataleva E.A., Rybin A.K., Matiukov V.E.* System for collecting, processing, visualization and storage of the MT-monitoring data // *Data*. 2019. Vol.4. № 99 <https://www.mdpi.com/2306-5729/4/3/99>
33. *Becken M., Ritter O.* Magnetotelluric studies at the San Andreas Fault Zone: implications for the role of fluids // *Surv. Geophys.* 2012. V.33. P. 65–105.
34. *Bielinski R.A., Park S.K., Rybin A., Batalev V., Jun, S., and Sears, C.* Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by MT studies // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30 (15). P. 1806.
35. *Bragin V.D., Volykhin A.M., Trapeznikov Yu.A.* Electrical resistivity variations and moderate earthquakes // *Tectonophysics*. 1992. Т. 202. № 2–4. С. 233–238.
36. *Cicerone R.D., Ebel J.E., Britton J.* A systematic compilation of earthquake precursors // *Tectonophysics*. 2009. V. 476. № 3. P. 371–396.
37. *Grützner C., Campbell G., Walker R.T., Jackson J., Mackenzie D., Abdrakhmatov K., Mukambayev A.* 2019. Shortening Accommodated by Thrust and Strike-Slip Faults in the Ili Basin, Northern Tien Shan // *Tectonics*. 2018. TC005459. <https://doi.org/10.1029/2018TC005459>.
38. *Kayal J.R., Arefiev S.S., Baruah S. et al.* Large and great earthquakes in the Shillong plateau – Assam valley area of Northeast India region: pop-up and transverse tectonics // *Tectonophysics*. 2012. V. 532–535. P. 186–192. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.02.007>.
39. *Mackenzie D., Walker R., Abdrakhmatov K., Campbell G., Carr A., Gruetzner C., Mukambayev A., and Rizza M.* A creeping intracontinental thrust fault: past and present slip-rates on the Northern edge of the Tien Shan, Kazakhstan // *Geophys. J. Int.* 2018. V. 215 (2). P. 1148–70. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy339>.
40. *Park S.K., Thompson S.C., Rybin A., Batalev V., Bielinski R.* Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic // *Tectonics*. 2003. V. 22. No. 2. [10.1029/2001TC001318](https://doi.org/10.1029/2001TC001318) 15

41. *Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P. et al.* Three-Dimensional Elastic Wave Velocity Structure of the Western and Central Tien-Shan // *J.Geophys.Res.* 1993.Vol. 98. No. B9. P. 15779–15795.
42. *Saraev A.K., Pertel M.I., Malkin Z.M.* Correction of the electromagnetic monitoring data for tidal variations of apparent resistivity // *Journal of Applied Geophysics.* 2002. V. 49. № 1-2. P. 91–100. DOI: 10.1016/S0926-9851(01)00101-X
43. *Sass P., Ritter O., Tympel J., Ratschbacher L., Matiukov V.E., Rybin A.K., Batalev V.Y.* Resistivity structure underneath the Pamir and Southern Tian Shan // *Geophys. J. Int.* 2014. V. 198. P. 564–579. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu146>.
44. *Walia D., Sanabam S.S., Lyngdoh A.C. et al.* Identifying the active fault zones using geophysical data in parts of Shillong Plateau // *Environmental Changes and Geomorphic Hazards.* New Delhi: Bookwell. 2007. P. 177–192.
45. *Zlotnicki J., Le Mouel J.L., Kanwar R., Yvetot P., Vargemezis G., Menny P., and Fauquet F.* Ground-based electromagnetic studies combined with remote sensing based on Demeter mission: A way to monitor active faults and volcanoes // *Planet. Space Sci.* 2006. V. 54. P. 541–557.

## ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ ПОДВИЖЕК БЛОКОВ ДЖАВАХЕТСКОГО НАГОРЬЯ

К.С. Казарян<sup>1</sup>, В.Ю. Бурмин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН Армении, г. Гюмри, Армения, g.karlen90@bk.ru

<sup>2</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия, vburmin@yandex.ru

Изучение основных характеристик действующих тектонических напряжений является одним из актуальных направлений в области наук о Земле. Данные о возникающих при этом разрывных нарушениях являются основой исследований по геодинамике, а также важны для решения задач прогноза землетрясения.

Поле тектонических напряжений реконструируют по механизмам очагов землетрясений. Известно, что механизм очага землетрясения описывает неупругие деформации, возникающие в области очага и генерирующие упругие сейсмические волны. Напряжения в очагах землетрясений создаются внешними факторами и зависят от геологической среды. Для изучения этих вопросов необходимо иметь статистически представительный сейсмологический материал.

Существует несколько направлений построения преобладающих механизмов по совокупности землетрясений. Ч. Рихтер предложил определять механизмы очагов по данным распределения знаков первых смещений *P*-волн, наблюдаемых на одной станции от многих очагов землетрясений, окружающих станцию [Рихтер, 1963].

Для исследования средних напряжений другой подход использовал К. Аки, путем определения механизмов землетрясений по распределению знаков первых вступлений *P*-волн, зарегистрированных на нескольких станциях от групп землетрясений, объединенных по территориальному признаку. При этом знаки первых вступлений рассматривались как соответствующие одному очагу землетрясения [Аки, 1966].

В настоящей работе используется метод, усредняющий значения характеристик групп очагов землетрясений, произошедших в различных областях геологической среды, в предположении, что механизмы очагов в них имеют похожий характер [Аки, 1966].

Исследуемая территория характеризуется высокой сейсмичностью и своеобразным геологическим строением, поэтому изучение механизма возникновения землетрясений на данной территории представляет особый интерес. Горная местность представляет собой молодую тектоническую структуру, сформировавшуюся в неоген-четвертичный период. Большинство исследователей предполагают, что изменения строения земной коры Джавахетского нагорья в неогене и четвертичном периоде играют важнейшую роль в возникновении локальных и очень частых землетрясений этого района.

Как показано в работах [Adamia et al., 2008; Бурмин и др. 2018] локализация эпицентров землетрясений сделана с ошибками в несколько километров и нами сделана попытка рассчитать средние механизмы Джавахетского нагорья за весь инструментальный по методу, предложенному К. Аки по уточненным сейсмологическим данным. Результаты определения "средних механизмов" очагов землетрясений сопоставлены с тектоническим строением исследуемого региона.

В качестве исходных данных были использованы данные бюллетеней сейсмических станций Кавказа и данные из фондов ГС РАН [Бюллетень сети сейсмических станций Кавказа, 1973, 1974; Сейсмический бюллетень Кавказа, 1973–1990; Сейсмологический бюллетень Армении, 1987–2015; Международный сейсмологический центр, 1979–2015]. Поскольку как было выше отмечено, локализация эпицентров землетрясений осуществлялись с ошибками в несколько километров, то для точного анализа пространственного распределения землетрясений и приуроченности очагов к определенным геологическим структурам, прежде всего необходимо иметь унифицированный каталог землетрясений и данные с высокой точностью. В связи с этим, нами по методу, предложенному в [Бурмин, 1992] и с помощью программы *Hypo\_Bur* (<http://www.ifz.ru/iii-otdelenie/lab-303/burmin/programmy/hypo/>) была проведена оценка точности исходных сейсмологических данных каталогов и бюллетеней, в результате чего были отфильтрованы и использованы данные с высокой точностью (погрешности определения координат очага не превышает 5 км, нижний порог магнитудного ограничения  $M > 1.0$ ) [Бурмин и др., 2018].

На рис.1 показаны пространственное распределение эпицентров землетрясений Джавахетского нагорья за период 1971–2015гг. после пересчета, по которым видны накопления эпицентров в каждом из выделенных блоков. Пересчитанные данные позволят с высокой точностью приурочить эпицентры

афтершоков к определенным активным разломам, существующих в изучаемой территории, что очень важно при дальнейшем определении механизмов очагов землетрясений.

При построении "осредненных" механизмов очагов афтершоков были использованы знаки первых вступлений продольных волн, опубликованные в сейсмических бюллетенях Кавказа и на сайте международного сейсмологического центра (ISC). Для построения плоскостей разрывов была выбрана двухдипольная модель очага землетрясения. В результате был получен "осредненный" механизм по совокупности очагов землетрясений, причём обе найденные плоскости разрывов необходимо считать равновероятными, т.е. одинаковый вклад в напряженное состояние вносит каждая из прилагаемых сил сжатия-растяжения.

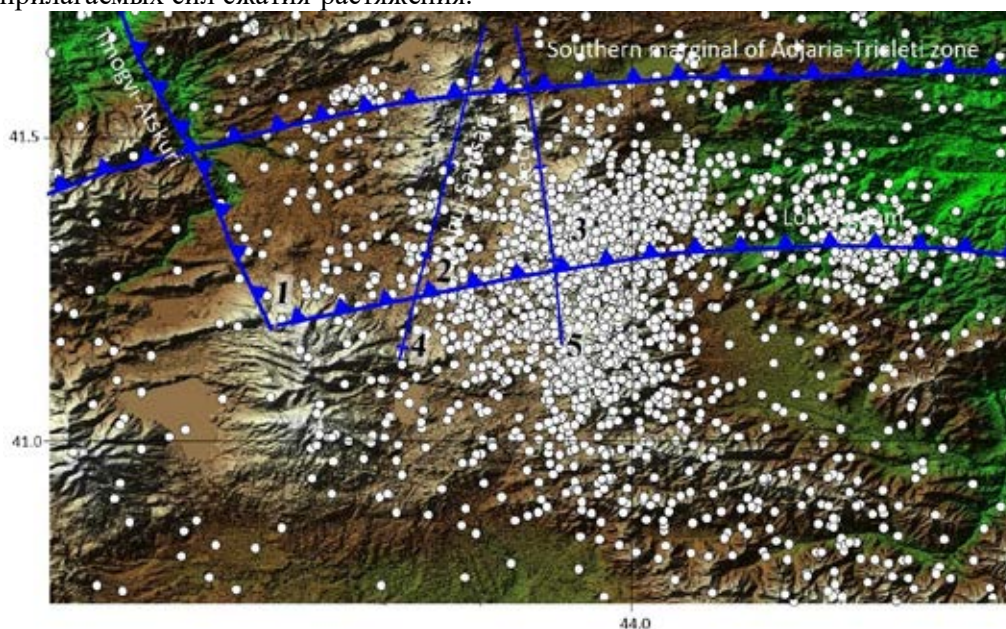


Рис. 1. Пространственное распределение эпицентров землетрясений Джавахетского нагорья за период 1971-2015 гг

Расчет механизмов очагов землетрясений Джавахетского нагорья по знакам первых вступлений *P*-волн был осуществлен программным комплексом FA [Lander, 2004]. Программа в частности позволяет рассчитать азимут из очага на станцию, определить тип сейсмической волны, приходящей в первом вступлении (по заданной модели среды и эпицентральному расстоянию), рассчитать угол выхода луча из очага (для данного типа волны), разделить данные по степени надежности и определить нодальные плоскости, разделяющие направления тектонического сжатия и растяжения. Расчеты фокальных механизмов производились на стереографической проекции сетки Вульфа для нижней полусферы.

Более подробно о методике и построении осредненных механизмов Джавахетского нагорья представлено в работе [Казарян и др., 2019].

Магнитуды землетрясений, для которых выполнены расчеты фокальных механизмов находятся в диапазоне  $M=[1.2\div 5.5]$ . Главное преимущество применения метода средних механизмов состоит в том, что при расчете, в выделенном блоке возможно применить также знаки первых вступлений *P*-волн слабых сейсмических событий.

Современная тектоническая активность проявляется в разнообразных движениях земной коры, которые могут образовывать смещения блоков по разломам.

Тектоническая схема взята из работы [Gamkrelidze et al., 1998], где подробно изучены основные сейсмогенерирующие структуры и приведены активные разломы территории Грузии. Из этой карты нами выделена часть Джавахетского нагорья, где согласно карте, распространяются следующие разломы - южная окраина Аджария-Триалетской зоны, Локско-Агдамский, Тмогви-Ацкурийский, Абул-Самсарский, Кечутский (цифры в скобках взяты из [Gamkrelidze et al., 1998]). Система глубинных разломов различного направления и глубины, с узлами их пересечений ограничивают блоки. К этому типу разломов принадлежат Джавахетский и Самсарский разломы субмеридионального направления, которые фиксируются также и геофизическими данными. Каждый выделенный полигон состоит из блоковых областей, которые разделены выше упомянутыми активными разломами. Окончательный вариант полигона представлен на рис. 1.

Из выделенных на рис.1 блоков под номерами 1, 2, 3 совпадает с блоками Джавахетской подзоны с названиями -Ахалкалакский, -Самсарский и -Джуджианский соответственно, которые приведены в схеме тектонического расчленения территории Грузии [Гамкрелидзе, 2000].

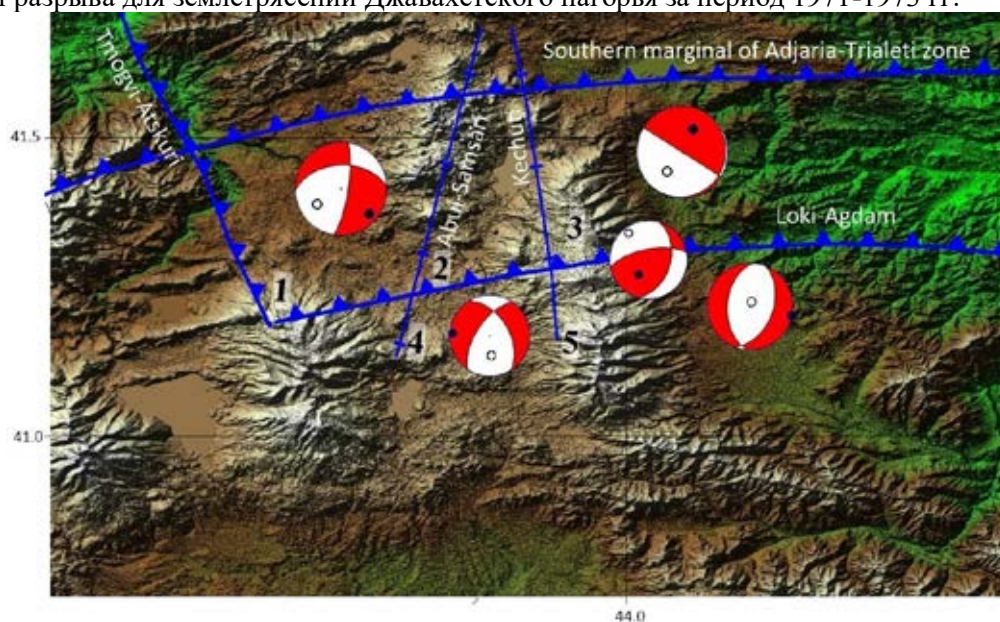
Приведенная на рис. 1 схема в первом приближении дает представление о расположении разломов и блоковом строении изучаемой территории. Рассмотрим отдельно каждый из выделенных блоков и решение осредненных механизмов для них.

Поскольку при исследовании фокальных механизмов и напряженного состояния территорий Кавказа и северо-восточной Турции авторами работы [Tseng et al., 2016] делается вывод о том, что переход напряженного режима происходит вблизи Джавахетского нагорья, где относительная амплитуда напряжения является переменной, то становится актуальной выявление преобладающих типов подвижек в очагах землетрясений данного региона для некоторых временных интервалах, где данные знаков первых вступлений *P*-волн были достаточными для надежного определения механизмов очагов.

Отметим также, что для расчета фокальных механизмов в каждом выделенном блоке и временном интервале в среднем использовано 15 знаков вступлений *P*-волн.

Рассмотрим поочередно каждый временной интервал.

На рис. 2 приведены рассчитанные параметры осредненных механизмов образования плоскостей разрыва для землетрясений Джавахетского нагорья за период 1971-1973 гг.



**Рис. 2.** Осредненные механизмы для землетрясений Джавахетского нагорья за период 1971-1973 гг

Первая нодальная плоскость осредненного механизма блока 1 является правосторонним сбросо-сдвигом. Для выбора разломов, соответствующим нодальным плоскостям обратимся к тектонической схеме (Рис. 1). По характеру сброса относится Абул-Самсарскому разлому. Вторая нодальная плоскость представляет левосторонний сдвиг с сбросовым компонентом.

В указанном периоде в блоке 2 было мало данных, поэтому осредненный механизм надежно не определен.

В блоке 3 в соответствии с решением осредненного механизма первая нодальная плоскость ассоциируется с южной окраиной Аджария-Триалетской зоны и Локско-Агдамским разломом, что подтверждается доминирующим взбросовым типом механизма по данным разломам.

Блок 4 находится между южными частями Абул-Самсарским и Кечутским разломов. По решению осредненного механизма определен как сбросо-сдвиг. Вторая нодальная плоскость является правосторонним сбросо-сдвигом. По характеру относится к указанным разломам.

Для блока 5 полученный в результате осредненного механизма сбросовый тип относится к кинематике подвижек в зоне Кечутского разлома и имеет также сдвиговый компонент.

Получены результаты также для граничной зоны между третьим и пятым блоками – по характеру взброса относится Локи-Агдамскому разлому, имеет также сдвиговую кинематику.

В работе [Adamia et al., 2017] отмечается, что с 1993 по 2003 год сейсмическая сеть в Грузии имела слабое покрытие и локальные данные этого периода не позволили авторам оценить параметры плоскостей разрывов. Для Джавахетского нагорья нам удалось рассчитать параметры плоскостей

разрывов в начале 2000-ых годов этого слабо покрытого сейсмической сетью периода применив метод средних механизмов. Поскольку в этом методе, как упоминалось выше, знаки первых вступлений рассматривается как соответствующие одному очагу землетрясения, что дает возможность рассмотреть также данные слабых сейсмических событий.

Рассчитанные параметры осредненных механизмов образования плоскостей разрыва для землетрясений Джавахетского нагорья за период 2001-2004гг. приведены на рис.3.

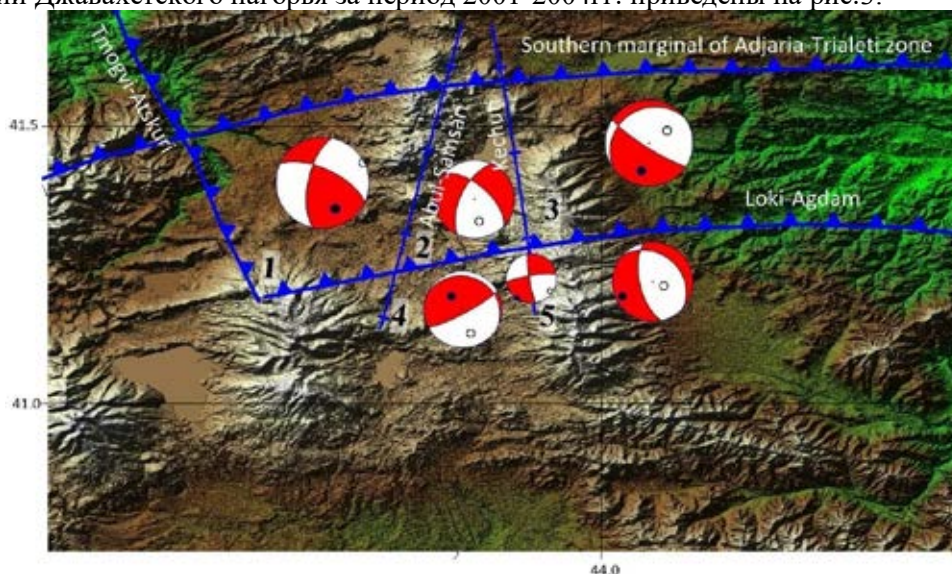


Рис. 3. Осредненные механизмы для землетрясений Джавахетского нагорья за период 2001-2004 гг

Первая нодальная плоскость осредненного механизма блока 1 является правосторонним сдвигом с взбросовым компонентом. Вторая нодальная плоскость представляет левосторонний сдвиг с взбросовым компонентом. По характеру взброса относится южной окраиной Аджария-Триалетской зоны, Локско-Агдамскому и Тмогви-Ацкурийскому разломам.

Блок 2 с запада оконтуривает Абул-Самсарский а с востока - Кечутский разломы. По решению осредненного механизма определен как сбросо-сдвиг. По характеру относится к указанным разломам и имеют сдвиговую кинематику.

В блоке 3 в соответствии с решением осредненного механизма первая нодальная плоскость ассоциируется с Кечутским разломом и имеет левосторонний сдвиговый компонент.

По решению осредненного механизма для блока 4 определен как взброс с левосторонним сдвиговым компонентом. Вторая нодальная плоскость является правосторонним взросо-сдвигом. По характеру относится к Локско-Агдамскому разлому.

Для блока 5 в результате осредненного механизма получен сбросо-сдвиговый тип и относится к кинематике подвижек в зоне Кечутского разлома.

Получены результаты для граничной зоны между четвертым и пятым блоками, в южной части Кечутского разлома – сдвиговый тип с сбросовым компонентом. По характеру сброса относится Кечутскому разлому.

Следующий период 2006-2009 годы. На рис.4 приведены рассчитанные параметры осредненных механизмов образования плоскостей разрыва для землетрясений исследуемой территории. Этот период уникален тем, что во всех блоках, кроме 3-его блока, движения в очагах землетрясений имеют сбросовый характер и ассоциируются с Абул-Самсарским и Кечутским разломами, имеют также сдвиговый компонент. В блоке 3 в соответствии с решением осредненного механизма по характеру относится к южной окраине Аджария-Триалетской зоны и Локско-Агдамским разлому и имеют сдвиговую кинематику.

Для следующего периода – 2010-2012 г. рассчитанные параметры осредненных механизмов образования плоскостей разрыва представлены на рис.5.

В этом временном интервале для блоков 1,3,5 преобладающий тип подвижек оценивается как сбросовый и относится к двум субмеридиональным разломам, с наличием сдвигового компонента.

Для блоков 2,4 доминирующим является взбросо-сдвиговый тип подвижек, по характеру относится к южной окраине Аджария-Триалетской зоны и Локско-Агдамским разлому.

И последний временной интервал, для которой мы проводили исследование это 2013-2015гг. Параметры осредненных механизмов образования плоскостей разрыва представлены на рис. 6.

Для этого периода для блоков 1, 2, 4 полученные сбросовые преобладающие типы подвижек относятся к Абул-Самсарскому и Кечутскому субмеридиональным разломам, имеет также сдвиговый компонент.

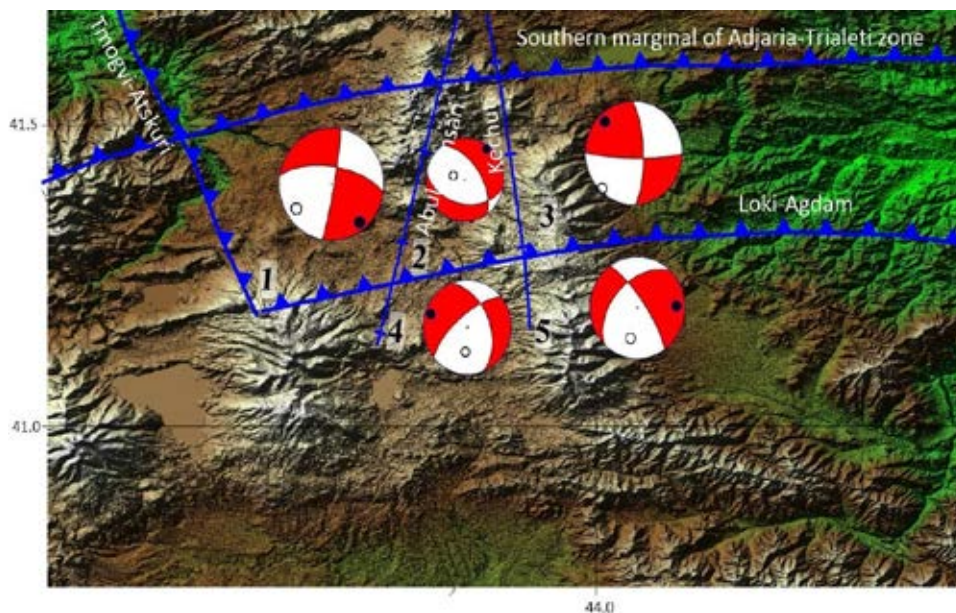


Рис. 4. Осредненные механизмы для землетрясений Джавахетского нагорья за период 2006-2009 гг

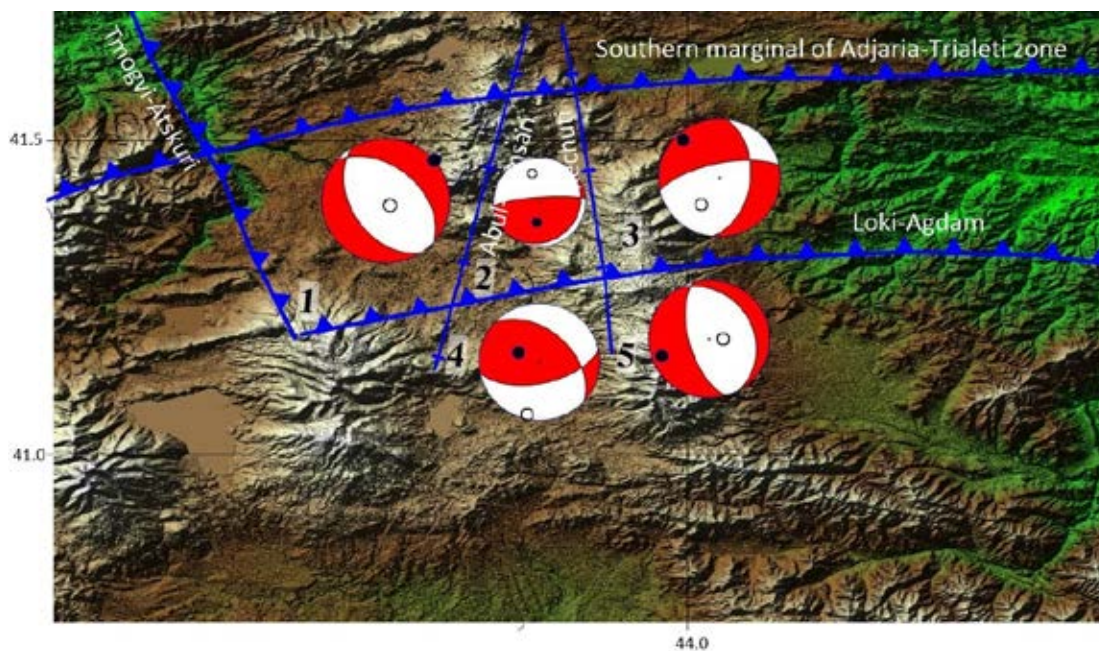


Рис. 5. Осредненные механизмы для землетрясений Джавахетского нагорья за период 2010-2012гг

Для блоков 3, 5 доминирующим является взбросо-сдвиговый тип подвижек, по характеру относятся к южной окраине Аджария-Триалетской зоны и Локско-Агдамским разлому.

В исследуемой территории произошло Параванское (Абул-Самсарское) землетрясение 1986 года с магнитудой 5.5. В связи с выявлением преобладающих типов подвижек в некоторых временных периодах, рассмотрена задача о выявлении некоторых изменений характеристик механизмов очагов землетрясений до основного толчка. На рис. 7 представлены механизмы очагов землетрясений до основного толчка и Параванское землетрясение.

Как видно из рис. 7 за период 1980-1986 гг. наблюдается постепенное увеличение интенсивности землетрясений, которые приурочены Абул-Самсарскому разлому. Из решений механизмов видно, что до Параванского землетрясения доминирующим является сдвиговый тип подвижек. Решение механизма Параванского землетрясения нами рассчитан как взбросовый с сдвиговым компонентом. Полученное нами решение механизма Параванского землетрясения подтверждается также результатами, полученными Ж.Я. Аптекманом, которая по данным 71 станций мировой сети получила примерно такое же решение.



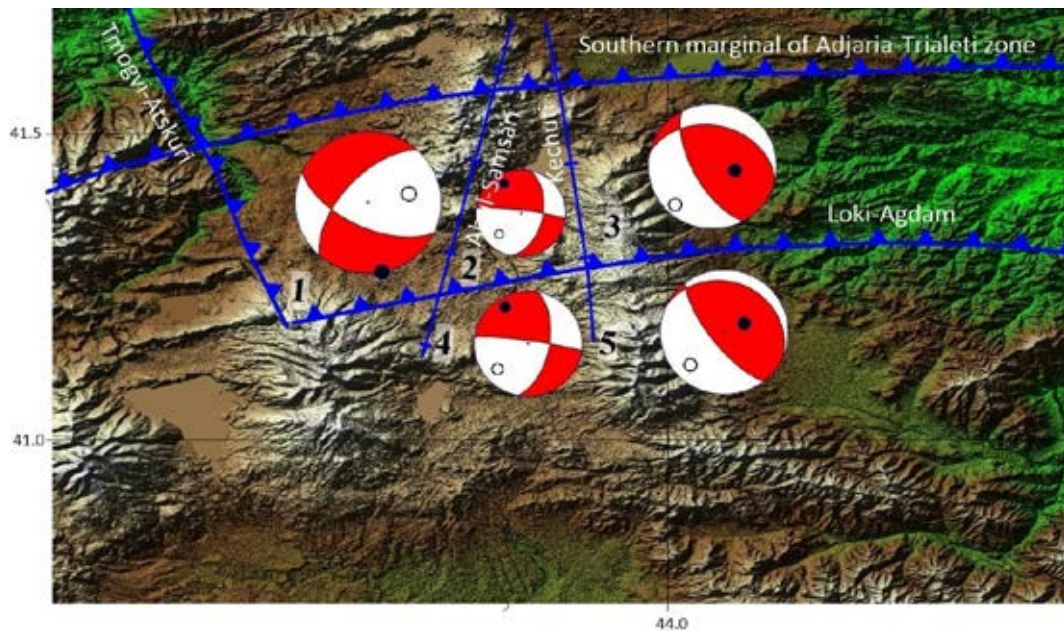


Рис. 6. Осредненные механизмы для землетрясений Джавахетского нагорья за период 2013-2015 гг

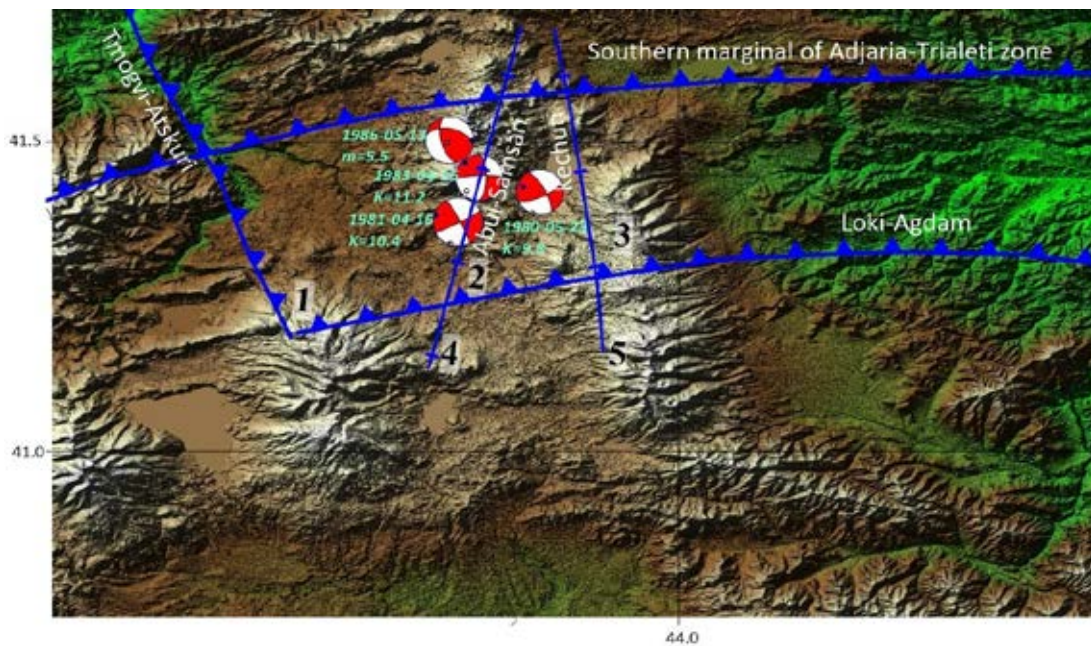


Рис. 7. Механизмы очагов Параванского землетрясения, и предшествующих событий до основного толчка

Таким образом, соответствие нодальных плоскостей глубинным разломам, образовавшимся в результате действия сил, создающих поле напряжений, говорит о том, что выделенные разломы являются тектонически активными. Тектонически активными или потенциально сейсмоактивными принято считать разломы глубокого заложения, разделяющие крупные блоки земной коры, выделенные по комплексу геофизических методов и подтвержденные геологическими методами исследований.

## Выводы

При изучении землетрясения по данным за период 1971-2015 гг. методом осредненных механизмов были получены новые данные о преобладающих механизмах очагов землетрясений Джавахетского нагорья. Полученные результаты средних механизмов для выделенных блоков согласуются с особенностями тектонического строения исследуемой территории.

Из полученных по сейсмологическим данным результатов видно, что в Джавахетском нагорье отмечена постепенная смена преобладающих деформационных режимов – укорочения, сдвиги, удлинения и, следовательно, смена преобладающих типов подвижек по отмеченным временным

периодам. Существование двух направлений деформационного процесса подтверждает, что обе плоскости разрыва могут быть активными в зависимости от направления сил сжатия – растяжения. Полученные результаты подтверждаются также выводами из работы [Tseng et al., 2016] согласно которым изменение напряженного режима территорий Кавказа и северо-восточной Турции происходит вблизи Джавахетского нагорья, где относительная амплитуда напряжения является переменной.

При исследовании фокальных механизмов за период 1980-1986гг. показано, что до сильного Параванского землетрясения происходила смена преобладающего типа подвижек – из сдвиговой на взбросовую со сдвиговой компонентой.

Получены решения осредненных механизмов для выделенных блоков, параметры разрывных нарушений, углы падения и простирания, типы подвижек. Показано, что нодальные плоскости отражают тектонически активные разломы.

В дальнейшем, для изучения кинематической характеристики каждого блока необходимо привлечение статистических данных во всех граничных частях данного блока.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бурмин В.Ю. Новый подход к определению параметров гипоцентров близких землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1992. (3). С. 73–82.
2. Бурмин В.Ю., Шемелева И.Б., Флейфель Л.Д., Аветисян А.М., Казарян К.С. Пространственное распределение коровых землетрясений Кавказа // Вопросы инженерной сейсмологии. 2018. Т. 45 (1). С. 35–44.
3. Бюллетень сети сейсмических станций Кавказа. Тбилиси: «Мецниереба», 1973. 1974.
4. Гамкрелидзе И.П. Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. Сер. Вып. 115. 2000. С. 204–208.
5. Казарян К.С., Бурмин В.Ю., Аветисян А.М. Пространственные и временные изменения преобладающих типов подвижек блоковой структуры Джавахетского нагорья // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. Т. 46 (3). Стр. 95–109. <https://doi.org/10.21455/VIS2019.3-5>.
6. Международный сейсмологический центр. 1979–2015. <http://www.isc.ac.uk/>.
7. Рихтер Ч. Элементарная сейсмология // Москва: Изд-во иностр. лит. 1963. 670 с.
8. Сейсмический бюллетень Кавказа. Тбилиси: «Мецниереба». 1973–1990.
9. Сейсмологический бюллетень Армении. Фонды Национальной службы сейсмической защиты Республики Армении. 1987–2015.
10. Adamia Sh., Mumladze T., Sadradze N., Tsereteli E., Tsereteli N. and O. Varazanashvili. Late cenozoic tectonics and geodynamics of Georgia (SW Caucasus) // Georgian International Journal of Science and Technology. 2008. V. 1 (1). P. 77–107.
11. Adamia Sh., Alania V., Tsereteli N., Varazanashvili O., Sadradze N., Lursmanashvili N., Gventsadze A., Postcollisional tectonics and seismicity of Georgia. // Special Paper of the Geological Society of America. 2017. P. 1–38.
12. Aki K. Earthquake generation stress in Japan for the years 1961 to 1963 obtained by smoothing the first motion radiation patterns // Bull. Earth. Res. Inst., Univ. Tokyo. 1966. V. 44(2). P. 447–471.
13. Gamkrelidze I., Giorgobiani T., Kuloshvili S., Lobzhanidze G., Shengelaiia G. Active deep faults map and catalogue for the territory of Georgia. // Bulletin of the Georgian Academy of Sciences. 1998. V. 157 (1). P. 80–85.
14. Lander A.V. The FA2002 program system to determine the focal mechanisms of earthquakes in Kamchatka, the Commander Islands and the Northern Kuriles // Report KEMSD GS RAS. Petropavlovsk-Kamchatsky. 2004. 250 p.
15. Rebai, S., Philip, H., Dorbath, L., Borisoff, B., Haessler, H., Cisternas, A. Active tectonics in the Lesser Caucasus: coexistence of compressive and extensional structures // J. Tect. 1993. V. 12 (5). P. 1089–1114.
16. Tai-Lin Tseng, Hsin-Chih Hsu, Pei-Ru Jiana, Bor-Shouh Huang, Jyr-Ching Hu. Sun-Lin Chung Focal mechanisms and stress variations in the Caucasus and Northeast Turkey from constraints of regional waveforms. // Tectonophysics. 2016. (691). P. 362–374.

# КОМПЛЕКСНЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-САХАЛИНСКОГО РАЗЛОМА

П.А. Каменев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,  
г. Южно-Сахалинск, p.kamenev@imgg.ru

## Введение

Относительно недавно сотрудниками Института морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИМГиГ ДВО РАН) был выполнен ряд среднесрочных прогнозов землетрясений методами LURR и СРП, которые указали на наличие потенциальной опасности в окрестности активного Центрально-Сахалинского разлома (ЦСР) [Закупин, Богинская, 2019]. Можно констатировать, что данные методы оправдали ожидания и позволили выделить территорию, представляющую интерес для геомеханического моделирования [Каменев и др., 2019а], а также развертывания геофизического оборудования с целью непрерывных наблюдений за сейсмическими и геодинамическими процессами в окрестностях разлома [Kostylev et al., 2019; Каменев и др., 2019б].

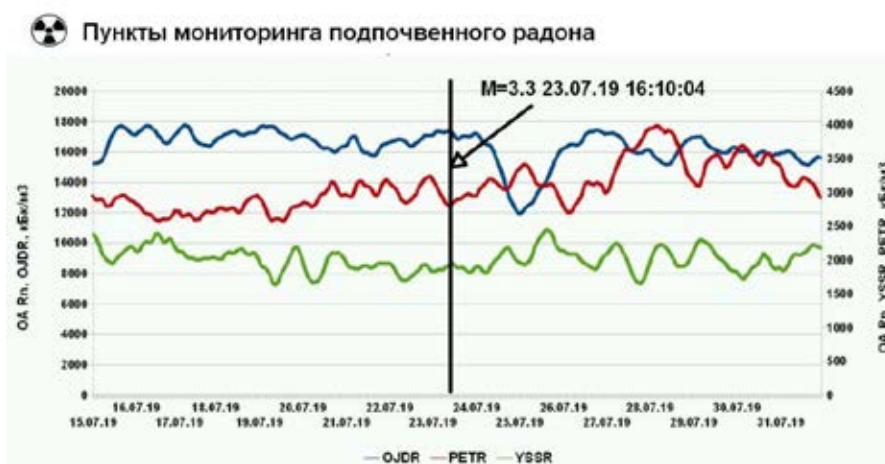
Расчет избыточных касательных напряжений в геомеханической модели рассматриваемой области показывает, что их максимальная величина концентрируется в зоне разлома. Максимальное значение этих напряжений – 289 МПа - соответствует глубине 9 км и постепенно снижается до минимальных значений на свободной поверхности. Области повышенных значений избыточных касательных напряжений соответствуют районам повышенной сейсмической активности. Эти области совпадают с районами интенсивного деформирования земной поверхности [Прытков, Василенко, 2018]. Территориально зонам с повышенными значениями избыточных касательных напряжений в южной части зоны модели соответствуют зоны с населенными пунктами от пос. Кирилово до Петропавловского; в северной части – населенные пункты Стародубское и Долинск [Каменев и др., 2019а]. В центральной части на небольших глубинах получены относительно небольшие значения избыточных касательных напряжений в диапазоне от 7 до 10 МПа.

Для организации пункта геофизических наблюдений была выбрана южная часть моделируемого сегмента активного разлома, и 10 июня 2018 г. в с. Петропавловское, Анивского района было установлено первое оборудование для сейсмологических наблюдений. Все последующее время пункт дополнялся другим оборудованием: гидрофонами, датчиком подпочвенного радона, короткопериодной сейсмостанцией и в конце 2019 года оборудованием для геоэлектрических наблюдений. За два года был получен существенный объем геофизической информации, позволяющей характеризовать сейсмическую и геодинамическую активность разлома. Данная работа посвящена первым результатам этих наблюдений.

## Результаты наблюдений

Детальная характеристика большинства оборудования, используемого на полигоне в с. Петропавловское, приведена в работах [Макаров и др., 2018; Kostylev et al., 2019; Каменев и др., 2019б]. Геологическая характеристика зоны исследования также приведена в этих работах. Геоэлектрические исследования представляют собой методику измерения теллурических потенциалов, описанную в работе [Lubushin et al., 2016]. Сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН подобные наблюдения за вариациями естественных геофизических полей проводятся с 2006 года. В отличие от этих работ, исследования, представленные в данной работе, носят непрерывный круглогодичный характер. Кроме того, наблюдения ориентированы не на дальние региональные сейсмические события за десятки и сотни километров, а на землетрясения, происходящие непосредственно в выбранном сегменте южной части ЦСР, часто в непосредственной близости от размещенного оборудования.

В период работы системы мониторинга с 2018 по 2019 год сильных сейсмических событий не произошло. В то же время можно показать пример реакции уровня подпочвенного радона на небольшое сейсмическое событие с  $M = 3.3$ , произошедшее непосредственно на ЦСР 23 июля 2019 г. (рис. 1).



**Рис. 1.** Реакция уровня подпочвенного радона на землетрясение с  $M = 3.3$ , произошедшее 23.07.2019. Верхняя часть – обзорная карта. Разломы: 1 – Центрально-Сахалинский, 2 – Апрельковский. Нижняя – вариация уровня подпочвенного радона в пунктах Южно-Сахалинск (YSSR), Ожидаево (OJDR), Петропавловское (PETR)

Из рис. 1 следует, что в пункте Южно-Сахалинск уровень практически не изменился, основная реакция на сейсмическое событие 23.07.2019 г. с  $M = 3.3$  произошла в пунктах Ожидаево и Петропавловское. При этом уровень подпочвенного радона понизился 25.07.2019 г. в пункте Петропавловское, а в Ожидаево, наоборот, увеличился с 27.07.2019 г. Данный результат вполне соответствует локальной геодинамической обстановке, которая отражается в смене зон сжатия и растяжения в этом районе ЦСР. Отсутствие реакции на данное событие пункта в Южно-Сахалинске также объяснимо с позиций структурной геологии: Южно-Сахалинск находится восточней разломной зоны (рис. 1), в данном районе, по-видимому, активность существенно не изменила уровень подпочвенного радона.

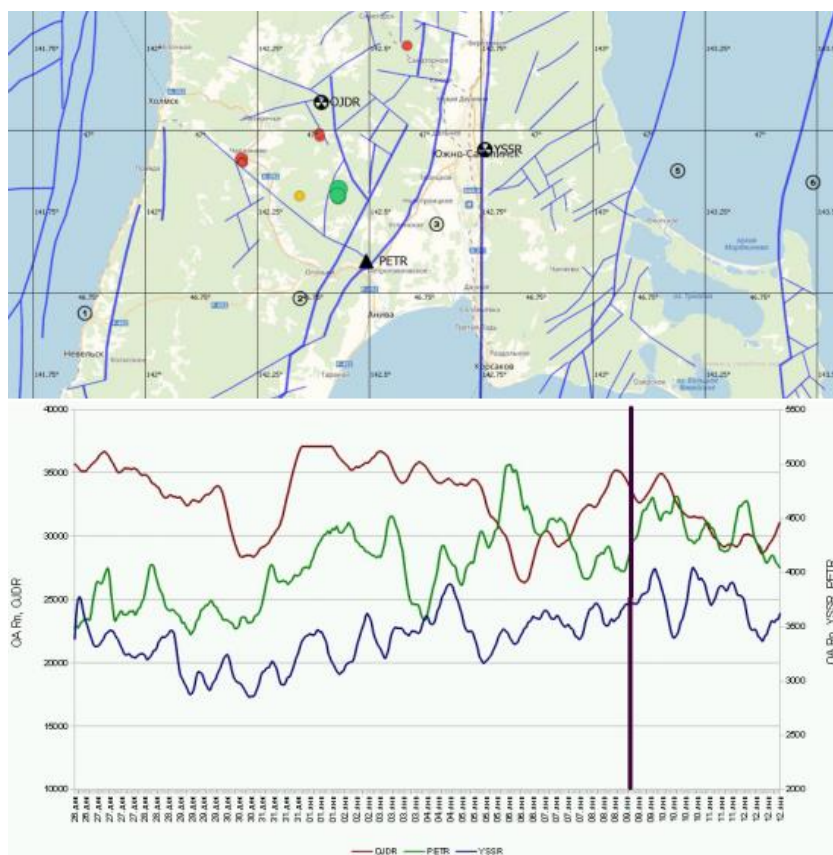
Следующая весьма примечательная реакция оборудования на серию землетрясений, произошедших в зоне, располагающейся между пунктами мониторинга за подпочвенным радоном в Ожидаево и Петропавловском. Ниже переведена таблица сейсмических событий.

**Таблица 1.**

Время	Широта	Долгота	Глубина, км	Класс	Магнитуда
09/01/20 5:37	46.9441	142.2162	5	$K_s=3.2$	$ML=0.3$
09/01/20 5:40	46.9449	142.2153	5	$K_s=3.4$	$ML=0.5$
09/01/20 6:24	46.9419	142.2186	5	$K_s=3.7$	$ML=0.6$
09/01/20 8:15	46.9445	142.2157	5	$K_s=3.6$	$ML=0.1$
09/01/20 10:08	47.12	142.5856	2.4	$K_s=4.7$	$ML=0.9$
09/01/20 11:00	46.89	142.3453	9	$K_s=5.2$	$MPSP=3.2$

09/01/20 11:02	46.9446	142.2156	5	$K_s=3.6$	$ML=0.3$
09/01/20 12:06	46.9449	142.2153	5	$K_s=4.6$	$ML=1.1$
09/01/20 19:24	46.9434	142.217	5	$K_s=3.6$	$ML=0.1$
09/01/20 19:30	46.9858	142.3898	5	$K_s=4.4$	$ML=0.7$
09/01/20 19:30	46.8866	142.4302	10	$K_r=7.3$	$ML=1.6$
09/01/20 19:37	46.9814	142.39	5	$K_s=4.2$	$ML=0.9$
09/01/20 19:45	46.9448	142.2154	5	$K_s=2.9$	$ML=0.4$
09/01/20 20:18	46.8938	142.4321	17.31	$K_r=9.2$	$MS=2.3 / ML=2.4$
09/01/20 21:19	46.8841	142.4324	10.95	$K_r=8.1$	$ML=2.0$

Следует отметить, что сами сейсмические события относительно слабые, но суммарно, несомненно представляют определенный интерес. На рисунке 2 представлена карта распределения сейсмических событий и реакция на них уровня подпочвенного радона.



**Рис. 2.** Карта распределения сейсмических событий произошедших 9 января 2020 г. и реакция уровня подпочвенного радона и реакция уровня подпочвенного радона в 3-х пунктах наблюдения

Как и в случае более сильного сейсмического события, произошедшего 23.07.2019 г., наблюдается различная реакция уровня подпочвенного радона в разных пунктах. Из работ [Семинский, Семинский, 2016] известно, что на измерения радона существенное влияние оказывают атмосферные явления, такие как: давление, влажность, температура, уровень грунтовых вод и ряд других параметров. В данной ситуации, безусловно, влияние этих факторов имеет место, но поскольку пункты наблюдения расположены на относительно небольшом расстоянии друг от друга (приблизительно по 27 км), то такие влияния практически одинаковы и одновременно воздействуют на все пункты наблюдения. Если в случае землетрясения 23.07.2019 г. мы наблюдаем реакцию подпочвенного радона после сейсмического события, то в серии землетрясений 09.01.2020 г. можно видеть изменения уровня радона, начинающиеся за 4 дня до реализации событий. Подобно землетрясению 2019 г., представленному на рис. 1, показания в пункте наблюдения Южно-Сахалинск практически неизменны. Реакции уровня радона по пунктам наблюдения в с. Петропавловское и с. Ожидаево различны. В Ожидаево происходит сначала падение уровня с 3.5 до 2.6 кБк/м<sup>3</sup> 5 января

2020 г., затем резкий рост значений до 3.5 кБк/м<sup>3</sup> с 6 января 2020 г. Диаметрально противоположная ситуация наблюдается в Петропавловском: показания сначала растут с 2.6 до 3.5 кБк/м<sup>3</sup>, затем возвращаются на уровень 2.6 кБк/м<sup>3</sup> и возрастают до 3.2 кБк/м<sup>3</sup> уже после серии землетрясений. Следует отметить, что все сейсмические события малоглубинные, и вариации подпочвенного радона вполне объяснимы вследствие дилатансии горных пород до и после землетрясений.

Поскольку аппаратура геоэлектрических наблюдений была установлена сравнительно недавно – 16 ноября 2019 года, то реакция теллурических потенциалов на землетрясение 2019 года неизвестна, реакция на серию сейсмических событий, произошедших 09.01.2020 г., представлена на рисунке 3.

Из графиков видно, что серии сейсмических событий, произошедших 9 января 2020 г., предшествовали вариации теллурических потенциалов на различных электродах. На большинстве электродов за сутки до событий наблюдается общее падение разности потенциалов. Приблизительно за 6 часов до первого события разность потенциалов скачкообразно возрастает на большинстве электродов.

Таким образом, за почти двухлетний период наблюдения за разломом были получены аномалии вариаций различных геофизических полей, которые отражают геодинамическую активность ЦСР.

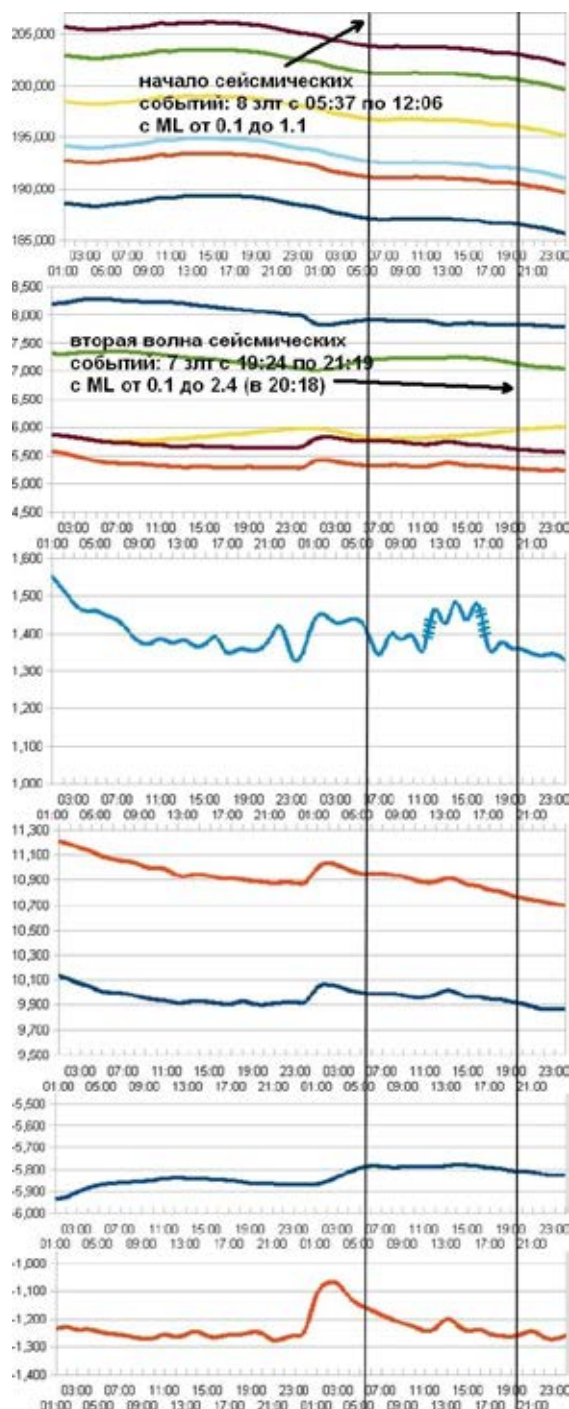


Рис. 3. Реакция теллурических потенциалов на серию сейсмических событий произошедших 09.01.2020 г

## Заключение

Представленные результаты показывают эффективность комплексных геофизических наблюдений в окрестностях активного Центрально-Сахалинского разлома. Совместно с методиками среднесрочного прогноза и геомеханическим моделированием можно не только уточнить различные прогнозные методики, но и наблюдать за развитием сейсмического и геодинамического режима разлома. Полученные результаты носят предварительный характер, поскольку геофизические наблюдения начаты сравнительно недавно. Для сравнения, аналогичные наблюдения коллективов из других регионов страны и зарубежья насчитывают десятки лет. На сегодняшний день наблюдения проводятся в «постсейсмическом» режиме. То есть, сначала происходит событие, затем оно обрабатывается совместно с результатами естественных геофизических полей. Понятно, что в данном случае невозможно оперативно уточнять среднесрочный прогноз и следить за текущей активностью разлома. С этой целью в настоящее время ведется работа по созданию программного обеспечения, которое позволит автоматизировать обработку и представление результатов естественных геофизических полей в режиме реального времени.

Работа выполнена при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) (проект № 18-07-00966А, «Исследование триггерных деформационных эффектов по данным о сейсмичности Сахалина с применением сейсмических датчиков нового типа»).

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Закупин А.С., Богинская Н.В.* Современная сейсмичность в районе Центрально-Сахалинского разлома (юг о. Сахалин): ложная тревога или отодвинутый прогноз? // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3, (1). С. 27–34.
2. *Каменев П.А., Костылев Д.В., Богинская Н.В., Закупин А.С.* Геофизические исследования в южной части Центрально-Сахалинского разлома с использованием нового комплекса оборудования // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3, (4). С. 390–402.
3. *Каменев П.А., Заболотин А.Е., Дегтярев В.А., Жердева О.А.* Разработка геомеханической модели активного разлома южного Сахалина // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3, (3). С. 287–295.
4. *Макаров Е.О., Фирстов П.П., Костылев Д.В., Рылов Е.С., Дудченко И.П.* Первые результаты мониторинга подпочвенного радона сетью пунктов, работающей в тестовом режиме, на юге острова Сахалин // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2018. № 5, (25). С. 99–114.
5. *Прытков А.С., Василенко Н.Ф.* Деформации земной поверхности острова Сахалин по данным GPS-наблюдений // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, (2). С. 503–514.
6. *Семинский К.Ж., Семинский А.К.* Радон в подземных водах Прибайкалья и Забайкалья: пространственно-временные вариации // Геодинамика и тектонофизика. 2016. 7, (3). С. 477–493.
7. *Kostylev D.V., Bogomolov L.M., Boginskaya N.V.* About seismic observations on Sakhalin with the use of molecular-electronic seismic sensors of new type // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2019. V. 324. 012009. doi:10.1088/1755-1315/324/1/012009
8. *Lyubushin A.A., Bobrovskiy V.S., Shopin S.A.* Experience of complexation of global geophysical observations. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. 7, (1). С. 1–21.

## О РЕЗУЛЬТАТАХ МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ОКРЕСТНОСТИ АКТИВНОГО РАЗЛОМА

П.А. Каменев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, p.kamenev@imgg.ru

### Введение

Остров Сахалин является одним из наиболее сейсмически активных регионов России. Большая часть населения Сахалинской области проживает в непосредственной близости от Центрально-Сахалинского разлома (ЦСР), точнее, южной его части (рис. 1). Поэтому наблюдения за сейсмической активностью, связанными с ней напряжениями и деформациями, а также возможный сейсмический прогноз являются весьма актуальной задачей.

Коллективом ИМГиГ ДВО РАН был выполнен ряд успешных сейсмических прогнозов [Закупин, Богинская, 2019]. Кроме разработки методов среднесрочного прогноза, коллективом ИМГиГ ДВО РАН совместно с другими структурными подразделениями РАН и вузами страны были организованы пункты комплексного геофизического мониторинга области активного разлома [Каменев, 2019а]. В этой связи задача изучения распределения деформаций и напряжений в процессе подготовки сильного сейсмического события и после его реализации представляется весьма интересной. Цель настоящей работы - попытка создания геомеханической модели южной части ЦСР для изучения распределения напряжений в окрестностях данного сегмента разлома.

### Исходные данные

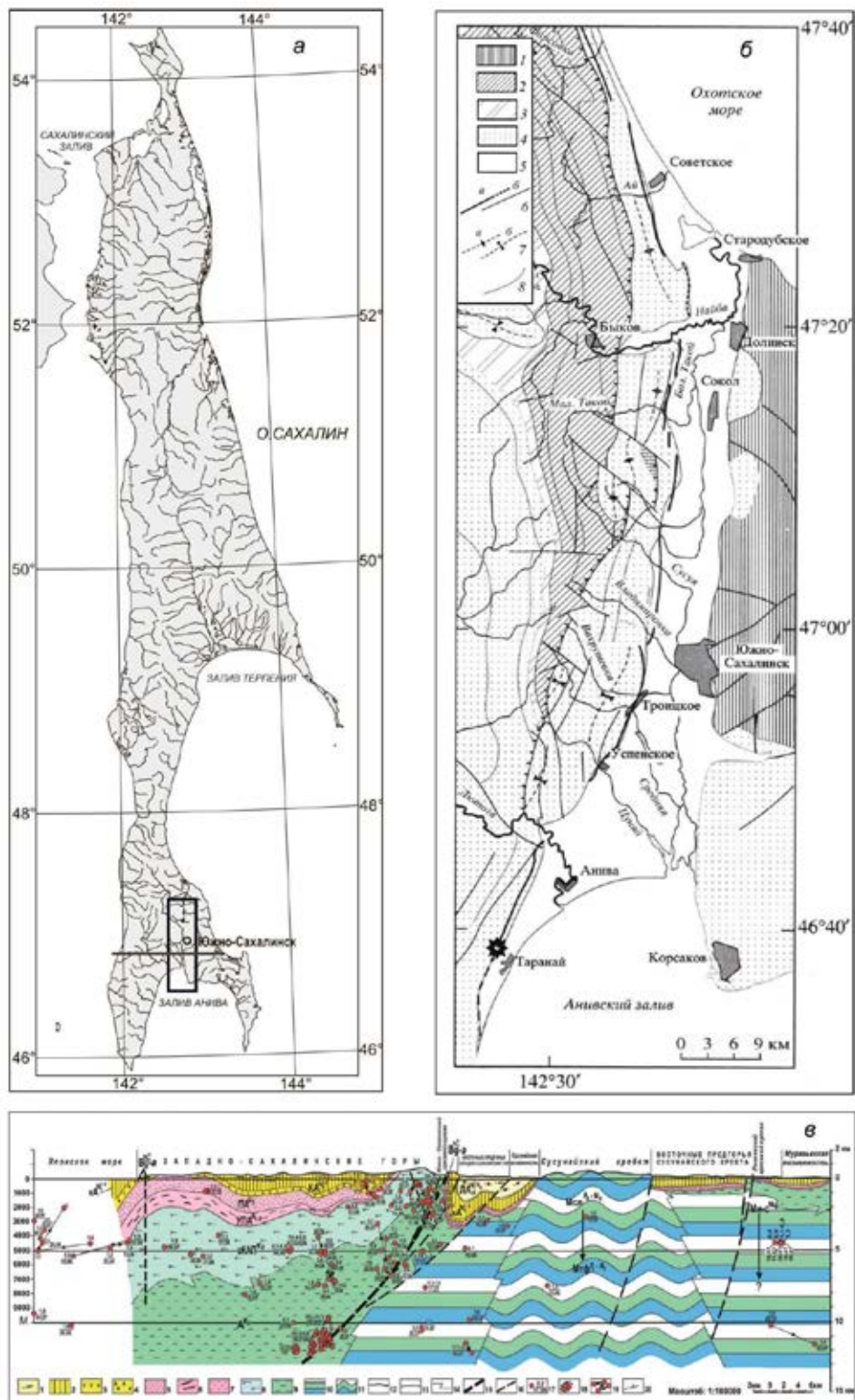
Исходным размером модели стал параллелепипед со сторонами 150 км в меридиональном направлении, 60 км в субширотном направлении и глубиной 30 км. Географически модель приурочена к координатам в пределах 46.4°–47.4° с.ш. и 142.2°–142.8° в.д. Центрально-Сахалинский разлом представлен двумя ветвями: западной (Тынь-Поронайский) и восточной – Апрельский (Троицкий), который в некоторых источниках рассматривается как опережающий Тынь-Поронайский взбросо-надвиг [Булгаков и др., 2002]. Плоскости сместителей обеих ветвей разлома наклонены на запад под углом 60–80°, при выходе на дневную поверхность с постепенным выполаживанием с глубиной до 20–30° на глубинах 10–15 км [Сапрыгин, 2005].

Апрельский разлом (включает два сближенных разрыва – Апрельский и Ключевской) хорошо выражен в рельефе в виде тектонического уступа до 20–40 м. Плоскость разлома падает на запад под углом 75–85°. Разлом отделяет восточные предгорья Западно-Сахалинских гор от Сусунайской депрессии, представляет собой четкую границу между зоной предгорий и аллювиально-озерной аккумулятивной равниной. Тренчинг Апрельского разлома позволил установить западное падение разлома и предположить, что ранее (около 1000 лет назад) на сегментах этого разлома могли иметь место подвижки, сравнимые по магнитуде с Нефтегорским и Углегорско-Айным землетрясениями [Булгаков и др., 2002]. По уровню сейсмичности южная часть ЦСР схожа с Восточно-Сахалинской системой разломов.

Наиболее сильные сейсмические события в зоне разлома таковы (с юга на север): Крильонские 1911, 1912, 1921 гг. ( $M = 4.7-5.1$ ); Анивские 1951 г. ( $M = 5.5$ ) и 1964 г. ( $M = 5.0$ ); Перевальско-Синегорские 1923 и 1924 гг. ( $M = 4.5-4.8$ ); Перевальское 1949 г. ( $M = 5.2$ ) и Найбинское 1928 г. ( $M = 4.9$ ), Такойское 2001 г. ( $M = 5.2$ ). Их эпицентры приурочены преимущественно к районам пересечения Центрально-Сахалинского сбросо-надвига с диагональными разломами.

В качестве исходных натуральных данных для модели взяты результаты сейсморазведки ГСЗ, каротажа скважин, измерения в пунктах наблюдения GPS / ГЛОНАСС, сейсмологические данные [Каменев и др., 2019б]. По глубине ( $H$ ) модель разбита на 8 слоев с различными значениями плотностей  $\rho$  от 1.9 до 2.78 г/см<sup>3</sup>, модулями Юнга  $E$  от 1.2 до 44.9 ГПа, коэффициентами Пуассона  $\mu$  от 0.27 до 0.28. Для оценок деформационного поведения выбранного блока ЦСР поверхность разбивалась на 9 блоков с различными скоростями деформаций – от 0.5 до 2.3 мм/год. Источником данных по деформациям являются натурные измерения, полученные в [Прытков, Василенко, 2018]. Подбор величин напряжений, действующих в окрестности разлома, выполнен на основе систематизации и обобщения результатов работ [Каменев и др., 2017; Али и др., 2002; Heidbach et al., 2018].





**Рис. 1.** Район исследования (а), схема расположения разломов (б) согласно [Булгаков и др., 2002], глубинный разрез исследуемого района (в) по [Невельское..., 2009]

В геодинамической обстановке большей части территории Сахалина литостатическое давление соответствует наименьшему из главных напряжений, характеризующую нормальную и сдвиговую компоненты. Такое предположение основано на геодинамических условиях, обуславливающих

преобладание субширотного сжатия в результате взаимодействия Охотоморской и Амурской плит. В работах по проекту The World Stress Map [Heidbach et al., 2018] на карте напряжений для региона северо-востока Евразии отмечено преобладание режима горизонтального сжатия, что проявляется в преимущественно взбросовых подвижках в очагах землетрясений, полученных по решениям для фокальных механизмов очагов. Данные кавернометрии скважин Пильтун-Астохского месторождения [Али и др., 2002], расположенного на севере Сахалина, также демонстрируют преобладание горизонтального напряжения (субширотного сжатия) над вертикальным в интервале глубин 1800–2000 м. Согласно [Али и др., 2002], стенки исследуемой скважины имели выраженные обрушения в двух диаметрально противоположных угловых секторах по азимуту  $160$  и  $340 \pm 10^\circ$ , указывающих направление действия максимального сжатия/растяжения. Все это подтверждает соотношение главных напряжений  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ , где  $\sigma_1$  – наибольшее горизонтальное напряжение (сжатие),  $\sigma_2$  – меньшая из двух компонент горизонтального напряжения,  $\sigma_3$  – вертикальное напряжение. Для разрабатываемой модели значения напряжений изменяются с ростом глубины в диапазоне  $\sigma_1$  от 50 до 1500 МПа,  $\sigma_2$  от 30 до 1000 МПа и  $\sigma_3$  от 20 до 600 МПа. Сводные характеристики распределения геомеханических параметров и напряжений с ростом глубины в южной части Центрально-Сахалинского разлома представлены в табл. 1. Полученные значения горизонтальных и вертикального напряжений были сопоставлены с результатами исследования напряжений в сверхглубоких скважинах Кольская и КТВ [Brudy et al., 1997; Горбацевич, Савченко, 2009], при этом было получено удовлетворительное согласие данных. Необходимо отметить, что в настоящей работе не учитывается воздействие пластовых давлений.

Графическая модель была создана в программе COMSOL Multiphysics. Основная работа по моделированию напряженно-деформированного состояния выбранного сегмента ЦСР, также проведена с использованием этого пакета программ.

## Результаты

Для исходной модели рассматриваемого региона, представленного на рис. 2, проведены численные расчеты напряженно-деформированного состояния при следующих предположениях:

1. Так как целью работы является общая оценка напряженного состояния среды и, в частности, определение напряжений на разломе, все геологические слои считаются горизонтальными, а разломы согласно глубинному разрезу района из [Невельское... , 2007].

2. При расчете напряжений мы не исключали движение среды как целого. Поэтому в работе на всех внешних границах исследуемого региона заданы свободные граничные условия.

**Таблица 1.** Сводные характеристики распределения геомеханических параметров и напряжений с ростом глубины в южной части Центрально-Сахалинского разлома

Н, км	Е, ГПа	$\mu$	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\sigma_1$ , МПа	$\sigma_2$ , МПа	$\sigma_3$ , МПа
1	1.20	0,28	1.90	50	30	20
2	2.43	0.28	2.00	100	70	40
3	4.00	0.28	2.12	150	110	60
4	6.16	0.28	2.29	200	140	80
5	12.67	0.28	2.46	250	180	100
6	12.67	0.28	2.60	300	210	120
7	12.67	0.28	2.66	350	250	140
8	12.67	0.28	2.72	400	280	160
9	12.67	0.28	2.73	450	310	180
10	12.67	0.28	2.75	500	350	200
20	26.73	0.27	2.76	1000	700	400
30	44.95	0.27	2.78	1500	1000	600

3. Отдельно выделены девять вертикальных областей с различными горизонтальными скоростями, согласно работе [Прытков, Василенко, 2018]. Эти данные принимаются за начальные условия для численной реализации в зависимости от времени (рис. 2).

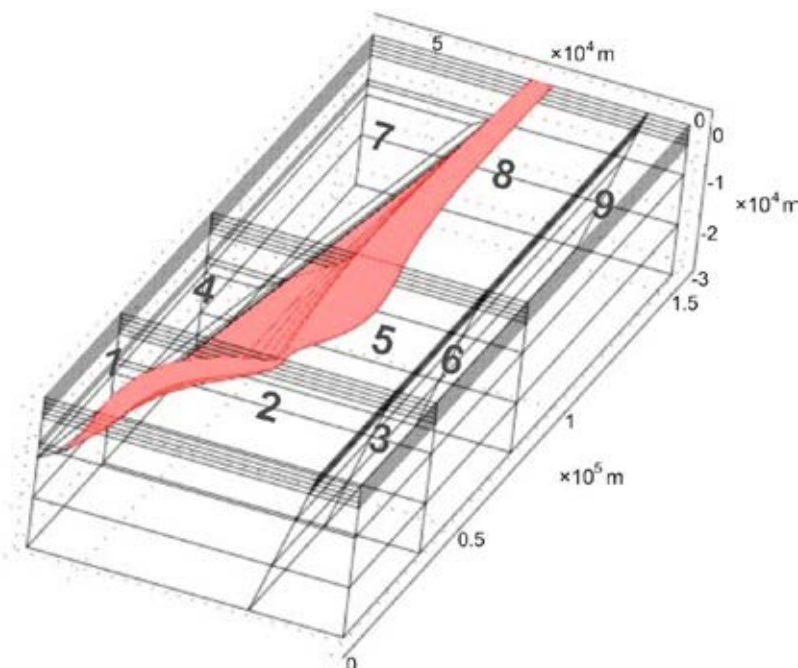
4. Сделано предположение более низких значений главных напряжений в плоскости сместителя разлома по всей его глубине (рис. 2). Для главных напряжений были взяты их значения для глубины 1 км, согласно табл. 1. Данное предположение частично подтверждается в работе [Pijush, Zoback, 2008], в которой показано, что в зоне разлома линейная зависимость изменения значений главных напряжений является несколько приближенной.

На первом этапе численной реализации рассчитывалось напряженно-деформированное состояние, возникающее в рассматриваемой области в статическом режиме. Далее данное напряженно-деформированное состояние считалось начальным при реализации расчета при заданных горизонтальных скоростях для вертикальных областей.

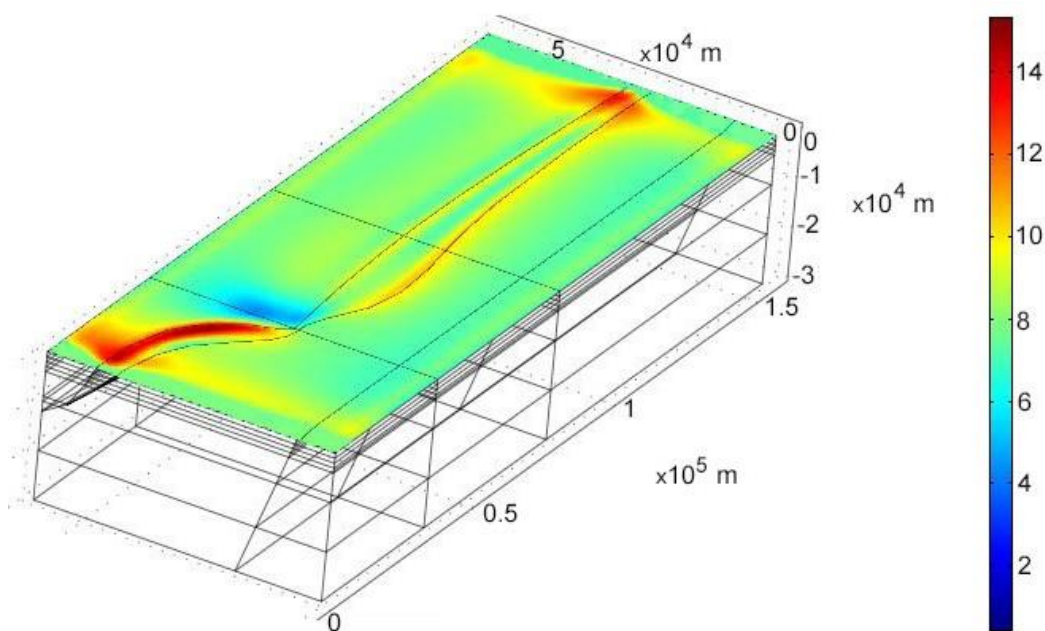
Для описанного нами выше региона (рис. 1) произведены численные расчеты избыточных касательных напряжений, возникающих в течение 10 лет. За величину избыточного касательного напряжения принята такая скалярная мера, как интенсивность касательных напряжений по Мизесу.

Максимальная величина рассчитанных избыточных касательных напряжений, возникающих в рассматриваемой области, концентрируется в зоне разлома. Так, максимальное значение 289 МПа соответствует глубине 9 км и постепенно снижается до минимальных значений на свободной поверхности (рис. 3).

Географически зонам с повышенными значениями избыточных касательных напряжений в южной части зоны модели соответствуют зоны с населенными пунктами от пос. Таранай до Успенского; в северной части – населенные пункты Стародубское и Долинск (рис. 1б). В центральной части на модели, на небольших глубинах, получены относительно небольшие значения избыточных касательных напряжений в диапазоне от 7 до 10 МПа (рис. 3).



**Рис. 2.** Модель рассматриваемого региона. Красным цветом выделена область активного разлома согласно [Булгаков, 2002; Невельское... , 2009]. Цифрами обозначены вертикальные области с различными горизонтальными скоростями согласно работе [Прытков, Василенко, 2018]. Для области: 1)  $V_e = 6$  мм/г,  $V_n = 0.5$  мм/г; 2)  $V_e = 8.3$  мм/г,  $V_n = -0.4$  мм/г; 3)  $V_e = 8.7$  мм/г,  $V_n = -0.8$  мм/г; 4)  $V_e = 6.9$  мм/г,  $V_n = -0.4$  мм/г; 5)  $V_e = 7.8$  мм/г,  $V_n = -0.45$  мм/г; 6)  $V_e = 8.5$  мм/г,  $V_n = -0.5$  мм/г; 7)  $V_e = 5.9$  мм/г,  $V_n = 0.4$  мм/г; 8)  $V_e = 8$  мм/г,  $V_n = -0.4$  мм/г; 9)  $V_e = 9$  мм/г,  $V_n = -0.5$  мм/г



**Рис. 3.** Интенсивность избыточных напряжений по Мизесу в южном сегменте Центрально-Сахалинского разлома: приповерхностные данные

### Заключение

Полученное распределение напряжений отражает общую кинематику ЦСР, которая характеризуется преимущественно взбросо-надвиговой природой. Области повышенных значений избыточных касательных напряжений соответствуют районам повышенной сейсмической активности. 23 января 2020 г. в заливе Анива юго-восточнее п. Таранай Анивского района было зарегистрировано землетрясение с магнитудой  $M_L = 4.2$ , которое сопровождалось афтершоками. Наибольшие проявления от землетрясения испытали жители населенных пунктов юго-восточного побережья Сахалина. Эпицентр землетрясения находился в заливе Анива на расстоянии 9 км от п. Таранай. Землетрясение ощущалось в п. Таранай с интенсивностью в 4 балла, в г. Анива (20 км) – 3–4 балла, в г. Корсаков (25 км), г. Невельск (49 км) и п. Шебунино (49 км) – 2 балла. Таким образом, проведенное моделирование с достаточной степенью достоверности отражает реальную геодинамическую обстановку в выбранном сегменте разлома.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Али А.Х., Марти Ш., Еса Р. Передовой метод гидравлического разрыва пласта с использованием геомеханического моделирования и механики пород - технически интегрированный подход // Нефтегазовое обозрение. Осень. 2002. С. 75–83.
2. Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И., Кожурин А.И., Бесстраинов В.М., Стром А.Л., Сузуки Я., Цуцуми Х., Ватанабе М., Уеки Т., Шимамото Т., Окумура К., Гото Х., Кария Я. Активные разломы северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 2002. (3). С. 66–86.
3. Горбачевич Ф.Ф., Савченко С.Н. Современные напряжения в северной части Балтийского щита по данным исследований Печенегского геоблока и разреза Кольской сверхглубокой скважины // Геофизический журнал. 2009. Т. 31, (6). С. 41–54.
4. Закупин А.С., Богинская Н.В. Современная сейсмичность в районе Центрально-Сахалинского разлома (юг о. Сахалин): ложная тревога или отодвинутый прогноз? // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3, (1). С. 27–34.
5. Каменев П.А., Богомолов Л.М., Закупин А.С. О напряженном состоянии земной коры Сахалина по данным бурения глубоких скважин // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36, (1). С.

6. *Каменев П.А., Костылев Д.В., Богинская Н.В., Закупин А.С.* Геофизические исследования в южной части Центрально-Сахалинского разлома с использованием нового комплекса оборудования // Геосистемы переходных зон. 2019а. Т. 3, (4). С. 390–402.
7. *Каменев П.А., Заболотин А.Е., Дегтярев В.А., Жердева О.А.* Разработка геомеханической модели активного разлома южного Сахалина // Геосистемы переходных зон. 2019б. Т. 3, (3). С. 287–295.
8. Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года. О. Сахалин / под ред. Б.В. Левина, И.Н. Тихонова. М.: Янус-К. 2009. 204 с.
9. *Прытков А.С., Василенко Н.Ф.* Деформации земной поверхности острова Сахалин по данным GPS-наблюдений // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, (2). С. 503–514.
10. *Сапрыгин С.М.* Тектоника плит и сейсмичность в Дальневосточном регионе. Южно-Сахалинск: Сахалин. кн. изд-во. 2005. 83 с.
11. *Brudy M., Zoback M.D., Fuchs K., Rummel F., Baumgärtner J.* Estimation of the complete stress tensor to 8 km depth in the KTB scientific drill holes: Implication for crustal strength granites // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. P. 18453–18475.
12. *Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.L., Zoback M.D.* The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // Tectonophysics. 2018. V. 744. P. 484–498. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
13. *Pijush P., Zoback M.* Wellbore-stability study for the SAFOD borehole through the San Andreas fault // SPE drilling & completion. 2008. V. 12. P. 394–408.

# ТЕКТОНИКА РАЗРЫХЛЕНИЯ – ФУНДАМЕНТАЛЬНОЕ ЯВЛЕНИЕ В СИСТЕМЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

М.Г. Леонов<sup>1</sup>, Г.Г. Кочарян<sup>2</sup>, А.Ф. Ревуженко<sup>3</sup>, С.В. Лавриков<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, mgleonov@yandex.ru

<sup>2</sup> ФГБУН Институт динамики геосфер РАН, Москва, gevorgkid@mail.ru

<sup>3</sup> ФГБУН Институт горного дела СО РАН, Новосибирск, revuzhenko@yandex.ru, lvk64@mail.ru

## Предпосылки исследования

В монографии «Введение в строение Америки», изданной в Берлине в 1940 г. и частично переведенный на русский язык в 1964 г., ее автор – известный немецкий геолог Ганс Вильгельм Штилле [1964] сформулировал понятие «тектоника разрыхления» (нем. Lockertektonik; англ. loosening tectonics). Понятие определяло поведение горных масс в тех случаях, когда (1) «боковые (латеральные) сдавливающие усилия либо отсутствовали, либо играли несущественную роль» [Штилле, 1964, стр. 271], т.е. когда породы находились в области действия объемных сил, либо (2) относилось к породным массивам «неспособным к альпинотипному переформированию» [Штилле, 1964, стр. 267], т.е. не имевшим возможности релаксировать напряжения иначе, как за счет объемной дезинтеграции. Но взгляды Г. Штилле не получили широкого отклика у геологов и долгие годы оставались без внимания. Причинами этого являлось: (а) отсутствие необходимого объема фактических данных, позволяющего перейти к эмпирическим обобщениям; (б) отсутствие полноценной экспериментальной и теоретической базы, объясняющей физику процесса; (в) отсутствие запроса геологической науки на исследования в области объемной инфраструктуры геологических объектов.

К настоящему моменту произошло кардинальное изменение ситуации, которое выражено в следующем:

Накоплен большой объем полевого фактического материала, отражающего инфраструктуру и 3D деформацию породных массивов, приуроченных к разным регионам и различным геодинамическим обстановкам (например, [Колодяжный, 2006; Копп, 2005; Латеральные..., 2013; Леонов, 2008; Леонов и др., 2018; Морозов и др., 2014; Bradschaw et al., 1967]).

Получены данные (например, [Кинг, 1967; Леонов, 2008; Bradschaw et al., 1967]) о 3D подвижности (текучести) геологических субстанций, не обладающих слоистой структурой. Сформулировано представление о реидной (от греч. «ρεος» – течение) деформации, как способности горных пород к течению в твердом состоянии (например, [Кинг, 1967; Паталаха и др., 1995; Сагу, 1954]). Понятие «реидное течение» в механике твердых тел эквивалентно понятию «тектоническое течение» в геологии и охватывает совокупность вязкого, пластического, катакластического и прочих видов течения. Понятие введено в силу того, что одновременно могут проявляться разные механизмы, в конечном итоге приводящие к необратимой деформации геологических тел, и не всегда есть возможность их четко идентифицировать.

Возникло представление о тектонических потоках и кристаллических протрузиях (например, [Колодяжный, 2006; Копп, 2005; Латеральные..., 2013; Леонов, 2008; Миллер, 1982; Паталаха и др., 1995], получившее подтверждение при натурных исследованиях и в эксперименте (например, [Миллер, 1982; Beaumont et al., 2001; Jackson, Talbot, 1989; Martinod et al., 2000]).

Сформулированы новые парадигмы и подходы в области физики твердого тела и геомеханики, связанные с разработкой таких направлений, как мезомеханика (например, [Гольдин, 2002]), механика блочных и гранулированных сред (например, [Кочарян, 2016; Ревуженко, 2003; Садовский, 1979; Садовский и др., 1988; Челомей, 1983; Yaeger, Nagel, 1992]), усталостное разрушение твердых субстанций (например, [Механика..., 1990; Мохначев, 1979; Николаева, 2010]), вибрационная механика [Блехман, 1994, 2017].

Наступило осознание того, что при изучении механизмов деформации и 3D подвижности горных пород, столь необходимом для расшифровки природы процессов структурообразования, особенно важен синтез данных геологических исследований и экспериментальных и теоретических данных физики твердого тела и геомеханики. Совмещение этих двух подходов – путь к успешному решению задач структурной тектоники и увеличивает вероятность правильного истолкования механизмов и физической сущности структурно-геологических процессов, происходящих в земной коре.

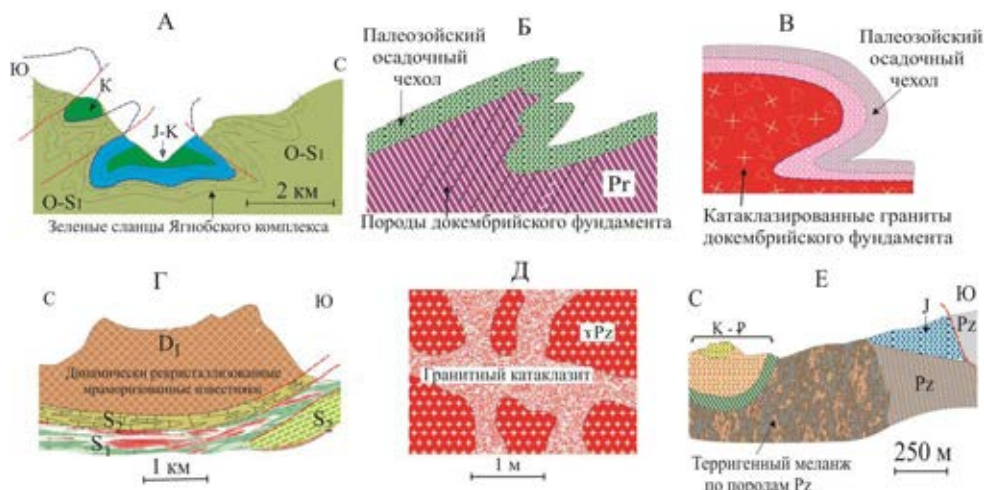
В соответствии с вышесказанным, предметом нашего сообщения является: (1) описание геологических объектов, для которых характерны гранулярно-блочная инфраструктура (исходная или

возникшая в процессе тектонической эволюции) и признаки объемного течения; (2) непротиворечивое толкование физики процесса деформации блоково-гранулированных породных субстанций; (3) оценка роли тектоники разрыхления в формировании структуры консолидированного слоя земной коры.

### Структурно-геологическая основа

Фактологическим фундаментом данной работы являются многолетние полевые исследования в различных регионах (складчатых поясах Кавказа, Тянь-Шаня и Гобийского Алтая, на Балтийском щите и в плитной части Восточно-Европейской платформы и пр.), а также привлечение большого массива литературных данных (библ. в [Леонов, 2008; Леонов и др., 2018; Леонов и др., 2020]). Суммируя собственные и литературные данные, можно выделить следующие положения.

Горным породам и геологическим телам во многих случаях свойственны признаки 3D подвижности (текучести) или реидной деформации, которая зафиксирована в их инфраструктуре, в изменении формы и объема геологических тел, в образовании специфических морфоструктур (например, [Кинг, 1967; Леонов, 2008; Леонов и др., 2018; 2020; Cary, 1954]). Установлены механизмы структурной переработки пород, обеспечивающие 3D реидную деформацию и внутреннюю подвижность геологических тел без разрыва сплошности их граничной поверхности [Леонов, 2008; Леонов и др., 2018] (рис. 1). Это: пластическая деформация, меланжирование, хрупкая макросколовая (блоковая) и микросколовая (кливажная) деформация, катаклаз, динамическая рекристаллизация. Каждый из этих механизмов или некая их совокупность приводят к возникновению дискретной блочно-гранулярной инфраструктуры пород и к их разрыхлению. Величина гранул и блоков может варьировать от частиц наноразмерности [Соболев и др., 2016] до горных массивов и иметь фрактальный характер [Гольдин, 2005; Кочарян, 2016; Садовский и др., 1988].



**Рис. 1.** Механизмы структурно-вещественной переработки, обеспечивающие 3D подвижность горных пород и деформацию поверхности фундамента без разрыва сплошности.

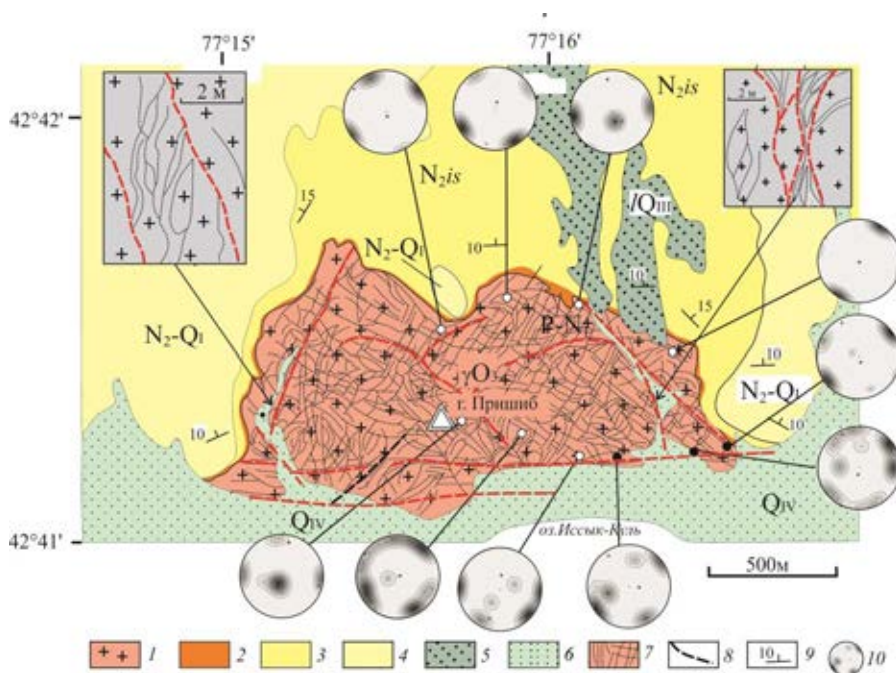
Structural and material reworking mechanisms that provide 3D rock mobility and deformation of the basement surface without rupture of solidity.

А – пластическая деформация (Раватская впадина, Южный Тянь-Шань); Б – хрупкая микросколовая (кливажная) деформация (Армориканский массив) [Bradschaw et all, 1967]; В – хрупкая макросколовая (разломно-блоковая) деформация (по: [Бероуш, 1991]); Г – динамическая рекристаллизация (Фанские горы, Южный Тянь-Шань); Д – брекчирование и катаклаз (Закавказский массив); Е – меланжирование (Зеравшанская зона, Южный Тянь-Шань).

Определены особенности проявления механической дезинтеграции и внутрипластового 3D течения первично зернистых метасадочных и осадочных пород. Показано, что процесс протекает по схожему сценарию и осуществляется или в виде межзернового скольжения или в виде дифференциального перемещения ромбоэдровидных блоков, разделенных интерфейсными зонами пониженной вязкости. Набор формирующихся при этом структурных форм отвечает парагенезу вязкопластического течения [Миллер, 1997; Николая, 1992].

Выявлен характер проявления механической дезинтеграции и 3D течения кристаллических пород фундамента ряда геоструктур, прежде всего, гранитов. Наиболее информативными оказались граниты (главным образом, средне- и крупнокристаллические калишпатовые и двуполевошпатовые). Слагая значительные объемы фундамента платформ и подвижных поясов, они во многом определяют

его структурный облик и реологию [Леонов и др., 2018]. Граниты в той или иной степени деформированы. Основными деформационными элементами их инфраструктуры, которые в том или ином сочетании проявлены в пределах гранитных массивов, являются разломы, трещины, брекчии, катаклазиты, рекристаллизованные зерна кварца и полевых шпатов. Степень, стиль и масштаб дезинтеграции меняются от места к месту. Наиболее распространены структуры мезоуровня (от сантиметров до десятков метров) (рис. 2).



**Рис. 2.** Инфраструктура мезоуровня в пределах купола, сложенного ордовикскими гранитами (гора Пришиб, северный борт Исык-кульской впадины, Тянь-Шань). Стереогаммы указывают на множественность локальных полей напряжений в пределах массива и независимость движения отдельных породных фрагментов.

1 – граниты (O) фундамента; 2–6 – горизонты и свиты палеогена-квартера (индексы на рисунке); 7 – трещиноватость в гранитах; 8 – разломы; 9 – элементы залегания; 10 – стереогаммы плотностей полюсов трещин в гранитах (нижняя полусфера).

Деформации организованы в объемно-решетчатую ячеистую систему, состоящую из разноразмерных прямоугольных, ромбоэдровидных, линзовидных или сфероидальных фрагментов исходной породы, разделенных плоскостными интерфейсными зонами (границами раздела). Интерфейсное пространство заполнено микробрекчиями, микрокатаклазитами и зонками расланцевания, которые маркируют границы доменов мезо- и макроуровней. Деформация пород в интерфейсных зонах существенно интенсивнее, чем в разделяемых ими фрагментах, поскольку они имеют более низкие эффективные прочностные характеристики, нежели материал самих блоков, что приводит к локализации в этих областях необратимых деформаций даже при условии малых динамических воздействий [Псахье и др., 2010]. Внутренние деформации не нарушают сплошность ограничивающей массив поверхности. Массивы в целом деформируются *in bloc* как единое структурное образование (квазиконсолидированное тело). В то же время массивам свойственно относительно независимое деформирование его составных частей (блоков) и их дифференциальное перемещение и вращение, на что указывает различная ориентировка систем трещин и полей напряжений в разных блоках и доменах.

В этой ипостаси скальные породы с блоковой структурой могут рассматриваться как разрыхленные, что согласуется с представлениями о сосуществовании консолидированного и неконсолидированного состояний блочной среды [Кочарян, 2016]. Отмечена масштабная иерархия деформаций, не противоречащая иерархии блоковой размерности [Садовский и др., 1988.]. В целом выстраивается условный ряд от относительно простой инфраструктуры до полной переработки пород и превращения их в мезо- и микрокатаклазит. Массивы дезинтегрированных гранитов образуют купольные структуры и протрузии, выдвинутые в верхние горизонты коры и образующие геоморфологические аномалии, свидетельствующие о высокой степени объемной подвижности пород.

Структурная переработка пород, изменение формы геологических тел и их положения в разрезе земной коры происходит при явной тенденции к механической дезинтеграции, раздроблению породных массивов на всех масштабных уровнях и к образованию кластической инфраструктуры. Процесс сопровождается потерей внутренней связности горных пород и возникновением пустотного пространства (открытого или заполненного минеральными новообразованиями, в том числе битумами и нефтью).



## Механика гранулированных сред и усталостное разрушение

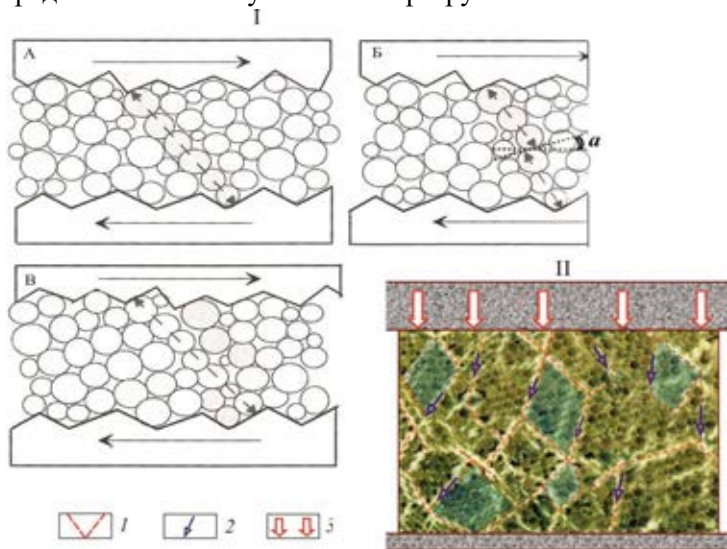
Таким образом, можно полагать, что интерпретация механизмов, ответственных за процесс связной деформации геологических тел, должна, кроме прочих, базироваться на двух основных положениях: (1) породы обладают высокой степенью 3D подвижности (реидности); (2), реидная деформация, независимо от формы проявления, при сохранении связности деформируемого объема сопровождается потерей внутренней связности пород и их разрыхлением, т.е. переходом в категорию тел с гранулярно-блочной структурой. Поведение таких породных сообществ рассматривается в рамках механики гранулированных сред и мезомеханики (например, [Гольдин, 2002; Кочарян, 2016; Леонов и др., 2020; Ревуженко, 2003; Yaeger, Nagel, 1992]). Основные источники по вопросу приведены в [Леонов и др., 2020]), и именно на них базируются следующие положения.

Существует четыре основных механизма деформации гранулированных субстанций [Гольдин, 2002; Кайбышев, Пшеничнюк, 1999; Ревуженко, 2003]: зернограничное скольжение (сдвиг зерен вдоль их общей границы), поворот зерен (блоков), внутризерновое дислокационное скольжение, диффузионная ползучесть. Основной вклад в деформацию твердых пород в пределах верхней коры, в том числе и в проявление сверхпластичности, вносит зернограничное скольжение и поворот (вращение + сдвиг [Гольдин, 2002]). Переход горных пород в дискретное состояние приводит к понижению их эффективной вязкости, уменьшению сопротивления сдвигу и дилатансии, что вызывает объемную подвижность горных масс и их реидное течение. Крайним мофоструктурным выражением 3D подвижности горных масс являются кристаллические протрузии [Леонов и др., 2020]. В неоднородно-дезинтегрированных массивах пород в течение деформационной фазы одновременно могут формироваться ромбоздры нескольких масштабных (фрактальных) уровней [Гольдин, 1992], что было отмечено выше при сравнении мезо- и макроструктуры гранитоидов.

Это явление определяется своеобразным механизмом передачи напряжений в блочно-гранулированных средах (рис. 3).

Деформации в гранулированных средах практически не зависят от реологических свойств фрагментов-гранул, а определяются их морфологией и «трением» на контактах. Реологически деформация описывается как пластическое или вязкое течение. При этом силы трения гранулированной среды на бортах потока существенно меньше сил трения в самом потоке, а реологические свойства гранулированной среды могут приближаться к обычной вязкой ньютоновской жидкости [Шваб, Марценко, 2011].

Дезинтеграция и разрыхление играют существенную роль в формировании структуры и реологии горных пород, и основным фактором этих процессов является фактор тектонический [Леонов и др., 2018]. Процесс механической дезинтеграции и разрыхления проявляется в породах различного состава и в разных геодинамических обстановках, из чего следует, что в основе процесса должен находиться механизм, не зависящий от частных ситуаций, а отражающий фундаментальные законы физики горных пород. Исходя из натурных наблюдений и представлений механики твердого тела логично предположить, что одной из первопричин деформации твердых породных масс, их тектонической дезинтеграции и разрыхления – т. е. создания податливой к силовым воздействиям среды может быть усталостное разрушение.



**Рис. 3.** Силовые (стрессовые) цепочки в гранулированных средах.

I. Схема эволюции силовой цепочки при сдвиговом деформировании [Кочарян, 2016].

II. Сетка напряжений (стрессовые цепочки) в оптически активных средах при сдвиговом деформировании [Jaeger, Nagel, 1992].

Закрашенные ячейки – звенья силовой цепочки; пунктирная линия – ось максимальных напряжений;  $\alpha$  – угол рассогласования между плоскостью относительного сдвига частиц и макроскопической плоскостью сдвигового перемещения

Усталостное разрушение (процесс усталостной деструкции) – это один из видов нарушения прочности, который является следствием длительного воздействия повторных или

переменных (пульсирующих) нагрузок (например, [Блехман, 1994, 2017; Механика..., 1990; Мохначев, 1979; Николаева, 2010; Партон, 1990]). Усталостное разрушение – это фундаментальный процесс, свойственный как природным, так и искусственным материалам, и одна из главных причин более 90% аварийного разрушения машин и инженерных конструкций под действием циклически изменяющихся напряжений, значительно меньших, чем предел прочности или текучести.

Горным породам также свойственно явление усталости, однако это явление в контексте задач структурной геологии и тектоники нашло отражение лишь в немногих работах (например, [Кочарян, 2016; Садовский и др., 1988]). Основной характеристикой прочности горных пород служит предел прочности ( $\sigma_p$ ), или «усталостная прочность» ( $\sigma_u$ ). Результаты экспериментального изучения деформационных характеристик различных материалов (бетон, металлы, горные породы) в режиме пульсирующих нагрузок показали значительное снижение значений предела  $\sigma_u$  материалов. Установлено, что в горных породах усталостные свойства проявляются более интенсивно, чем в других материалах. Для слабых пород (мергели, глины) величина усталостной прочности составляет 35–60%, для крепких (граниты, диабазы, габбро, песчаники, известняки) – 22–50% от статической прочности. При деформации одноосного сжатия пород (в том числе гранита) в условиях пульсирующего нагружения происходит изменение объема образца  $\Delta V/V$  (дилатансия), которое прогрессивно увеличивается с увеличением числа циклов нагружения, даже при уменьшении напряжения, при котором дилатансия возникла. Дезинтеграция и дилатансия приводит к разрыхлению пород, которое характеризуется коэффициентом разрыхления ( $K_p$ ) – отношением объема породы после деформации ( $V_2$ ) к объему породы до деформации ( $V_1$ ).  $K_p$  всегда  $>1$ , но применительно к большим массивам горных пород может быть определен лишь на качественном уровне. Эксперименты показали большую сопротивляемость пород сжимающим циклическим нагрузкам, чем растягивающим. Растягивающие пульсирующие нагрузки, прилагаемые к горным породам (мрамору, граниту, андезиту, песчанику), составляют соответственно 42, 38, 39, 48% от предела статической прочности. Изменение частоты нагружений на величину усталостной прочности, по-видимому, влияния не оказывает.

## Заключение

Анализ, основанный на полевых структурно-геологических данных и данных физики твердого тела позволяет заключить, что одним из существенных (не единственных, конечно, но весьма важных) факторов (триггеров), процесса объемной дезинтеграции породных массивов, является усталость горных пород – одно из фундаментальных явлений физики твердого тела, а поведение дезинтегрированных горных пород (в том числе, особенности деформации и кинематики) подчиняется законам механики гранулированных сред или мезомеханики. Принципиально важно также понимание того, что деформация горных пород может осуществляться при нагрузках, существенно меньших, чем предел их прочности, и захватывать объемы, относительно независимые от внешнего динамического влияния. Как уже говорилось, подобный стиль тектоники был назван «тектоникой разрыхления» [Штилле, 1964]. Данные, частично изложенные в докладе, дают основание сохранить этот термин за подобным стилем переработки горных масс и считать, что «тектоника разрыхления» – это фундаментальное явление в системе преобразования структуры земной коры. В этом отношении небезынтересно вспомнить и такое явление как регматическая разломная сеть, которая отражает процесс разрыхления в масштабе всей верхней оболочки Земли. Исследование имеет и прагматическое значение, поскольку позволяет глубже понять процесс формирования кристаллических протрузий – вместилищ углеводородов в фундаменте многих геоструктур [Леонов и др., 2018]. Искусственно вызванное механическое разрыхление значительно повышают пористость горных пород и нефтеотдачу скважин [Запывалов, 2014].

**Примечание:** В работе приведено лишь ограниченное число цитирований, расширенная библиография по рассматриваемому вопросу содержится в [Латеральные..., 2013; Леонов, 2008; Леонов и др., 2018; Леонов и др., 2020])

Работа выполнена по теме Госзадания ФГБУН Геологического института РАН (описание типов и механизмов деформации) при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10059 – описание постмагматической структуры гранитов, общие вопросы механики и физики процесса структурной дезинтеграции горных пород).

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269. 1991
2. *Блехман И.И.* Вибрационная механика. М.: Физматлит, 1994. 400 с.
3. *Блехман И.И.* Что может вибрация? О вибрационной механике и вибрационной технике. М.: ЛЕНАНД, 2017. 216 с.
4. *Гольдин С.В.* Макро- и мезоструктуры очаговой области землетрясения // Физическая мезомеханика. 2005. Т.8. № 1. С. 5–14.
5. *Запивалов Н.П.* Инновационные технологии в разведке и разработке нефтегазовых месторождений на основе новой геологической парадигмы // Георесурсы ). 2014. № 1 (56). С. 23–28.
6. *Кайбышев О.А., Пшеничнюк А.И.* Структурная сверхпластичность: от механизма деформации к определяющим соотношениям // Изв. РАН. Механика твердого тела. 1999. № 5. С. 148–164.
7. *Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
8. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 362 с.
9. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.
10. *Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов / Ред. В.В. Адушкин. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
11. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли / Ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2013. 318 с.
12. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры / Ред. Гаврилов Ю.О. Наука, 2008. 458 с.
13. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал / Ред. К.Е. Дегтярев. М.: ГЕОС, 2018. 332 с.
14. *Леонов М.Г., Кочарян Г.Г., Ревуженко А.Ф., Лавриков С.В.* Тектоника разрыхления: геологические данные и физика процесса // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. №. С.
15. Механика разрушения и прочность материалов. Справ. пособие. Т.4 / Ред. В.В.Панасюк. Киев: Наукова думка, 1990. 680 с.
16. *Миллер Ю.В.* Важнейшие структурные парагенезы кристаллических комплексов // Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 110–112.
17. *Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В.* Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их трансpressивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.
18. *Мохначев М.П.* Усталость горных пород. М.: Изд-во «Наука», 1979. 152 с.
19. *Николаева Е.А.* Основы механики разрушения. Пермь: Изд-во Пермского Гос. техн. уни-та, 2010. 103 с.
20. *Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир-Эльер Акитен, 1992. 166 с.
21. *Партон В.З.* Механика разрушения: От теории к практике. М.: Наука, 1990. 240 с.
22. *Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: НАН Украины, 1995. 159 с.
23. *Псахье С.Г., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Григорьев А.С.* О возможности оценки близости сдвиговых напряжений на активных границах раздела в блочных средах к критическому значению // Триггерные эффекты в геосистемах. Мат. Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 230–238
24. *Ревуженко А.Ф.* Механика сыпучей среды / Ред. Е.И. Шемякин. Новосибирск: Изд-во ЗАО ИПП «ОФСЕТ», 2003. 274 с.
25. *Садовский М.А.* Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247ю № 4. С. 829–831.
26. *Садовский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н.* О механике блочного горного массива. Докл. АН СССР. Т. 302. № 2. 1988. С. 306–307.
27. *Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Киреевкова С.М. и др.* Нанокристаллы в горных породах. М.: ГЕОС, 2016. 102 с.
28. *Челомей В.Н.* Парадоксы в механике, вызванные вибрациями // ДАН СССР. 1983. Т. 270. № 1.
29. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
30. *Beaumont C., Jamieson R.A., Nguyen M.H., Lee B.* Himalayan tectonics explain by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to unfocused surface denudation // Nature. 2001. № 414/ P. 738–742.

31. *Bradschaw J., Renouf J.T., Taylor R.T.* The Development of Brioverian structures and Brioverian/Paleozoic Relationships in west Finist'ere (France) // *Geol. Rundsch.* 1967. Vol. 56. No. 2. P. 567–596.
32. *Carey S.W.* The Rheid Concept in Geotectonics. *Bull. Geol. Soc. Austr.* 1954. Vol. 1. P. 67–117.
33. *Jackson M.P.A., Talbot C.J.* Anatomy of mushroom-shaped diapirs // *Jorn. Str. Geol.* 1989. Vol. 11. № 1/2. P. 211–230.
34. *Martinod J., Hatzfeld D., Brun J et all.* Continental collision, gravity spreading, and kinematics of Aegean and Anatolia. *Tectonics.* 2000. Vol. 19. № 2. P. 290–299.
35. *Yaeger H.M., Nagel S.R.* La physique de l'état granulaire // *Recherche.* 1992. V. 23. No 249. P. 1380–1387.

# МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ВНУТРИ ЗОНЫ СДВИГА

А.С. Лермонтова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

В горных породах под действием сдвиговых нагрузок формируется «сдвиговая зона» - относительно узкая полоса материала, в которой происходят основные деформации. Поскольку в большинстве случаев сдвиговые зоны образуются в регулярном поле напряжений, они прямолинейны и ориентированы параллельно направлению максимального касательного напряжения, т.е. под углом  $45^\circ$  к осям главных нормальных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ . (Примем  $\sigma_3$  за ось максимального сжатия,  $\sigma_3 < 0$ ). Сдвиговая зона проявляется в виде характерных структур меньшего масштабного уровня, «структур второго порядка» [Стоянов, 1977; Гинтов, 2005].

Следует заметить, что термин «сдвиг» можно понимать как в механическом смысле, противопоставляя его отрывному нарушению, так и, более узко, в геологическом, отличая его от сбросов, надвигов и шарьяжей. В настоящей работе подразумевается сдвиг в механическом значении, поскольку перераспределение напряжений, вызванное смещением примыкающих блоков вдоль их общей границы, не зависит от наличия в этом смещении вертикальной составляющей. Вычисления параметров напряжённого состояния в дальнейшем проводятся в рамках плоской задачи теории упругости, в плоскости, перпендикулярной сместителю и параллельной направлению основного сдвига; таким образом, в случаях, когда речь идёт о сдвигах с вертикальным сместителем, они рассматриваются в плане.

Принято различать следующие виды структур второго порядка: 1) *L*-сколы, параллельные направлению основного сдвига в зоне; 2) *R*-сколы (сколы Риделя), ориентированные под углом  $\frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2}$  к направлению основного сдвига в зоне, при правом сдвиге отклоняясь вправо от этого направления, а при левом – влево; 3) *R'*-сколы (сопряжённые сколы Риделя), ориентированные под углом  $\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2}$  к направлению основного сдвига в зоне, отклоняясь в ту же сторону, что и *R*-сколы; 4) *P*-сколы, ориентированные под углом  $\frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2}$  к направлению основного сдвига в зоне, при правом сдвиге отклоняясь влево от этого направления, а при левом – вправо; 5) трещины отрыва *T*, ориентированные под углом  $\frac{\pi}{4}$  к направлению основного сдвига в зоне, отклоняясь в ту же сторону, что и *R*-сколы; 6) осевые линии складок *F*, ориентированные под углом  $\frac{\pi}{4}$  к направлению основного сдвига в зоне, отклоняясь в ту же сторону, что и *P*-сколы [Стоянов, 1977].

Согласно экспериментальным данным, по мере развития сдвиговой зоны в условиях внешнего сжатия, структуры возникают в следующем порядке [Tchalenko, 1968]: (1) сначала почти одновременно появляются *R*-сколы и *R'*-сколы; (2) затем *R*-сколы соединяются вновь возникающими *P*-сколами; (3) наконец, преимущественно в результате некоторого разворота уже существовавших *R* и *P*-сколов, формируются *L*-сколы в направлении основного сдвига, составляющие в дальнейшем магистральный разлом. Заметим, что сопряжённые сколы *R'* перестают развиваться вскоре после возникновения, по-видимому, из-за неблагоприятного изменения соотношения нормальных и касательных напряжений на них по мере развития зоны сдвига [Ребецкий и др., 2008; Гончаров и др., 2014].

Замечателен тот факт, что описанная последовательность развития зоны сдвига «сколы Риделя – *P*-сколы – *L*-сколы» встречается практически на любом масштабном уровне, от микроуровня, когда в экспериментах на сдвиговом приборе (shear box) общая амплитуда сдвига не превышает первых миллиметров, до регионального уровня разломов крупных землетрясений. В работе [Tchalenko, 1970] подробно сравниваются стадии развития сдвиговых зон разных масштабов. Автор указывает, что, хотя в природных условиях практически никогда не представляется возможным непосредственно наблюдать развитие сдвиговой зоны от её зарождения, однако в большинстве случаев текущее состояние той или иной природной зоны сдвига аналогично одной из стадий сдвигового процесса в эксперименте. Также отметим, что проявление в природных массивах характерных для зон сдвига структур второго порядка считается надёжным признаком присутствия сдвиговой деформации (см., например, [Cunningham, 1993]).

При постановке экспериментов исследователи, как правило, предполагают, что сухой кварцевый песок и другие зернистые материалы подчиняются эмпирическому критерию прочности Кулона, согласно которому разрушение материала наступает, когда в результате изменения нагрузки

и/или свойств материала в некоторой точке возникает площадка  $S_n$  с нормалью  $n$ , на которой касательное напряжение  $\tau_n$  и нормальное напряжение  $\sigma_n$  достигают соотношения

$$|\tau_n| = \tau_f + k\sigma_n, \quad (1)$$

где  $\tau_f$  – прочность породы на сдвиг,  $k$  – коэффициент внутреннего трения породы,  $\sigma_n < 0$ ; при этом  $k = \operatorname{tg} \varphi$ , где  $\varphi$  – угол внутреннего трения деформируемого материала.

Критерий Кулона (1) определяет ориентацию двух потенциальных площадок скалывания. Действительно, если воспользоваться таким параметром, как кулоновское напряжение  $\tau_c$ , определяемое по формуле

$$\tau_c = |\tau_n| + k\sigma_n, \quad (2)$$

то соотношение (1) в первую очередь будет достигнуто на тех площадках, на которых кулоновское напряжение  $\tau_c$  принимает максимальное значение в данной точке. Представив  $\tau_c$  как функцию угла  $\alpha$ , отсчитываемого от оси максимального сжатия  $\sigma_3$  в плоскости, нормальной промежуточному главному напряжению  $\sigma_2$ , нетрудно установить, что максимальное значение функция  $\tau_c(\alpha)$  принимает при  $\alpha = \alpha_{1,2}$ , когда

$$2\alpha_{1,2} = \pm(90^\circ - \varphi). \quad (3)$$

Зависимость (3) объясняет ориентацию сколов  $R$  и  $R'$  в зонах сдвига. Знак «+» отвечает за возникновение сколов  $R'$ , знак «-» задаёт направление сколов  $R$ . То есть, во-первых, существуют плоскости, ориентированные к зоне сдвига (расположенной под углом  $45^\circ$  к оси  $\sigma_3$ ) под углом  $\beta_1 = 45^\circ + \alpha_1$ , что соответствует ориентировкам сколов  $R'$ . Во-вторых, существуют плоскости, ориентированные к зоне сдвига под углом  $\beta_2 = 45^\circ + \alpha_2$ , что соответствует ориентировкам сколов  $R$  (см. рис.1).

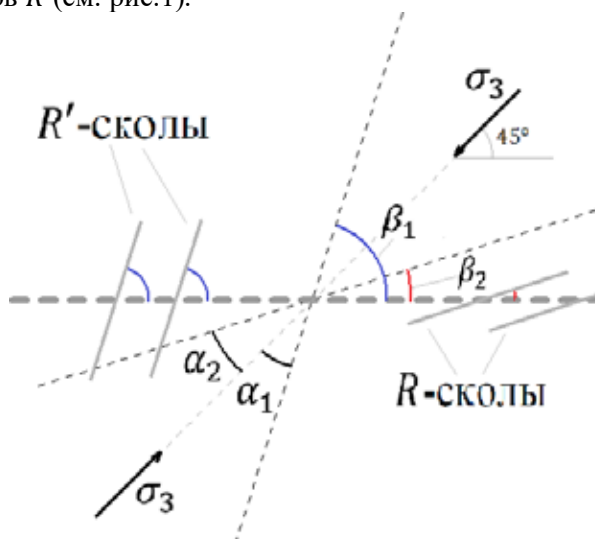


Рис. 1. Углы наклонов сколов Риделя  $R$  и сопряжённых сколов Риделя  $R'$  (пояснения в тексте)

При неоднородном напряжённом состоянии ориентация главных осей тензора напряжений отличается в разных точках. Это означает, что в каждой точке возможно своё направление площадок скалывания, на которых кулоновское напряжение  $\tau_c$ , определяемое по формуле (2), принимает максимальное значение.

Целью настоящей работы является качественное изучение напряжённого состояния непосредственно в зоне сдвига на стадии образования первичных  $R$ -сколов. В частности, при наблюдении природных систем сколов исследователи отмечают, что в некоторых случаях по мере развития сдвиговой зоны субпараллельные трещины объединяются в магистральный разлом, а в некоторых – нет. Анализ локального поля напряжений позволяет понять, почему при одинаковой нагрузке развитие систем сколов, характеризующихся разным их взаимным расположением, развиваются по-разному. Понимание причин такого различия тесным образом связано с оценкой опасности сдвиговой разломной зоны, проявляющей себя в виде структур второго порядка.

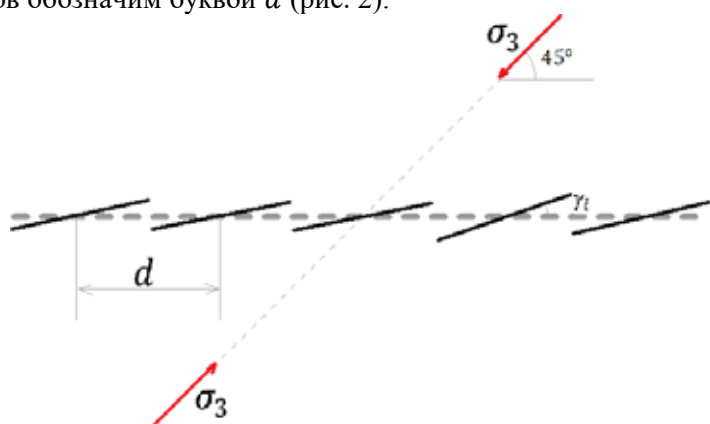
### Постановка задачи для расчёта компонент тензора напряжений

Пусть в плоскости, ортогональной оси промежуточного главного напряжения  $\sigma_2$  заданы направления главных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ; обозначим  $\sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$ ,  $\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$ .

Пусть зона сдвига ориентирована под углом  $45^\circ$  к оси  $\sigma_3$ . Предположим, что угол внутреннего трения рассматриваемого материала составляет  $\varphi = 30^\circ$ . Тогда коэффициент внутреннего трения примет значение  $k = \operatorname{tg} 30^\circ \approx 0.577$ . Согласно формуле (3), плоскости максимального кулоновского

напряжения при сжимающей нагрузке будут располагаться под углами  $15^\circ$  и  $75^\circ$  к направлению зоны сдвига.

Зададим расположение будущих R-сколов условной длины  $2$  под углами  $\gamma_i = 15^\circ + \epsilon_i$ , где  $i$  обозначает номер скола, а  $\epsilon_i$  принимает случайные значения от  $-2^\circ$  до  $2^\circ$  для имитации естественного разброса углов в неидеально однородном материале. Расстояние между серединами сколов обозначим буквой  $d$  (рис. 2).



**Рис. 2.** Схема задачи. Ось основного сдвига обозначена толстым серым пунктиром. Сплошные чёрные линии показывают заданное расположение R-сколов

Предположим, что прочность породы на сдвиг составляет  $\tau_f = \frac{k}{2} \approx 0.29$ . Тогда при равномерной нагрузке  $\sigma_3 = -2.5$ ,  $\sigma_1 = -0.5$  (единицы измерения не указаны, т.к. все значения напряжений нормированы на некоторую величину, условно принятую за 1) на площадках, ориентированных под углом  $15^\circ$  к зоне сдвига, окажется выполнено соотношение (1), и значит, произойдёт активизация сколов.

Расчёты тензора напряжений производились по приближённому аналитическому методу для упругих двумерных массивов, содержащих совокупность сколовых трещин [Лермонтова, Ребецкий, 2012]. Метод основан на применении комплексных потенциалов Колосова-Мухелишвили. Последние достаточно часто используют при изучении систем трещин, однако большинство исследований посвящены не вычислению поля напряжений в трещиноватом массиве, а поиску коэффициентов интенсивности напряжений в концах трещин и вопросу возможности их прорастания. В частности, в книге [Шерман и др., 1991] анализируется активность сдвиговой зоны по коэффициентам интенсивности напряжений на концах содержащихся в ней разрывов.

### Локальное поле напряжений в сдвиговой зоне после активизации первичных R-сколов

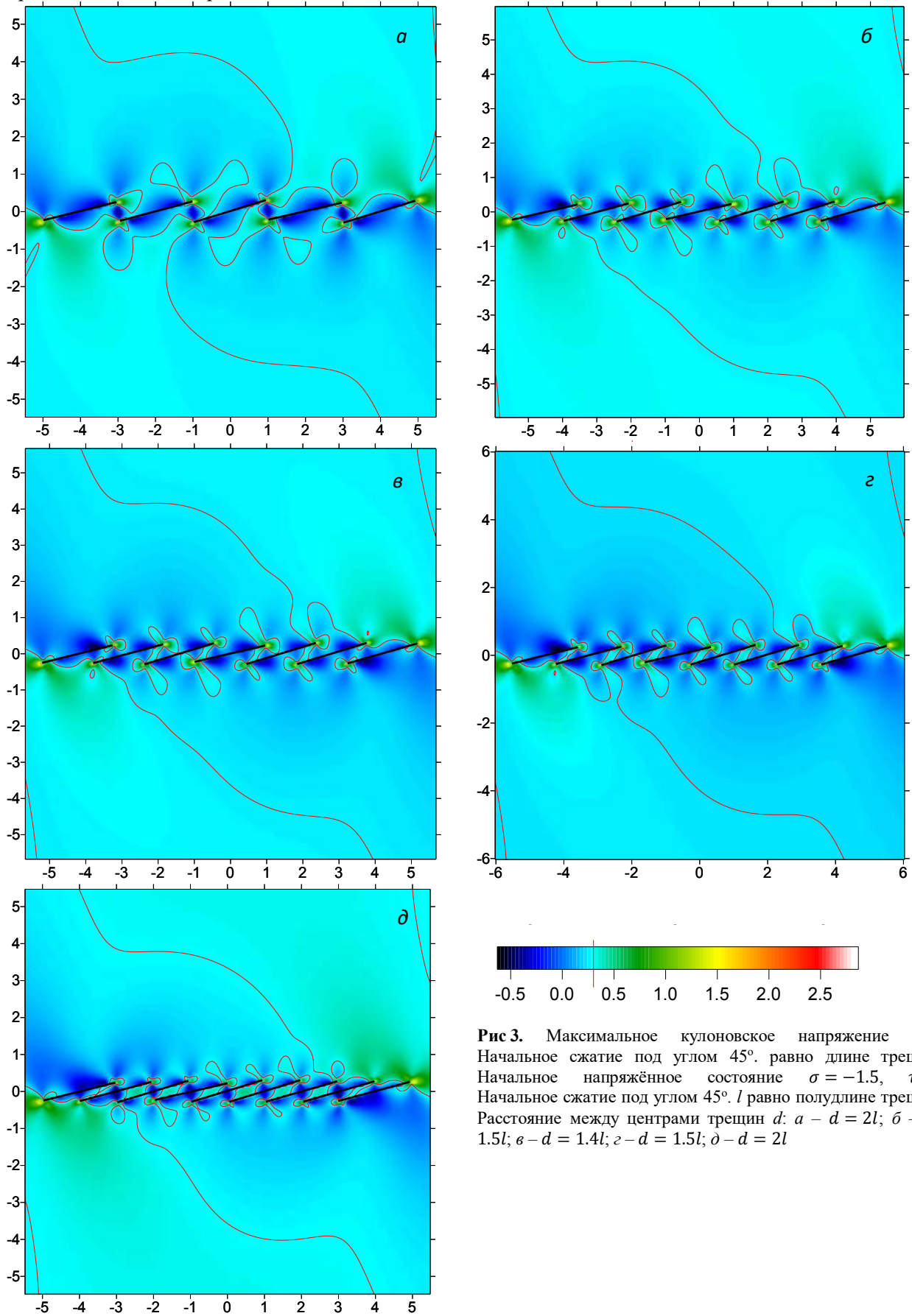
В контексте вопроса об объединении трещин в магистральный разлом среди всех параметров напряжённого состояния в первую очередь представляет интерес максимальное кулоновское напряжение  $\tau_c^{max}$ , поскольку именно оно отвечает за дальнейшее развитие разрушения в сдвиговой зоне. На рисунке 3 оно показано для различных случаев расстояния между трещинами  $d$ , отнесённому к полудлине трещины  $l$  (длины всех трещин предполагаются одинаковыми и равными  $2l = 2$ ). Красная изолиния показывает пороговый уровень  $\tau_c^{max} = \tau_f$  (предел прочности, он же начальное значение кулоновского напряжения).

На рисунках 3, а и 3, б видно, что, когда расстояния между трещинами превышают  $1.4$  полудлины трещины, то в промежутках возникают «запирающие» участки, на которых максимальное кулоновское напряжение ниже критического, и, следовательно, разрушение в них невозможно. Почему так происходит, можно понять по распределению сжимающих напряжений на площадках скальвания  $\sigma_n$  и касательных напряжений на площадках скальвания  $\tau_n$  (в качестве примера они приведены на рис. 4 для случая  $d = 1.5l$ ). Такая ситуация складывается из-за значительного возрастания сжатия в промежутках между трещинами (зелёный цвет на рисунке 4, а), преобладающего над возрастанием касательных напряжений (рис. 4, б), умноженных на коэффициент внутреннего трения согласно формуле (2) на площадках скальвания.

Противоположная картина наблюдается на рисунках 3, в – 3, д. При расстояниях между трещинами менее  $1.4l$  трещины соединены участками повышенного максимального кулоновского напряжения  $\tau_c^{max}$ . Значит, этим участкам как раз пройдут вторичные нарушения, соединяющие начальные трещины в один магистральный разлом.

Таким образом, можно сделать вывод, что если нагрузка остаётся на том же уровне, при котором в зоне сдвига было достигнуто критическое значение максимального кулоновского напряжения и возникли первичные сколы, то объединение последних происходит, если расстояние

между соседними трещинами не превышает приблизительно 1.4 полудлины трещины, и не происходит, если это расстояние больше.



**Рис 3.** Максимальное кулоновское напряжение  $\tau_c^{max}$ . Начальное сжатие под углом  $45^\circ$ , равно длине трещины. Начальное напряжённое состояние  $\sigma = -1.5$ ,  $\tau = 1$ . Начальное сжатие под углом  $45^\circ$ .  $l$  равно полудлине трещины. Расстояние между центрами трещин  $d$ :  $a - d = 2l$ ;  $б - d = 1.5l$ ;  $в - d = 1.4l$ ;  $г - d = 1.5l$ ;  $д - d = 2l$



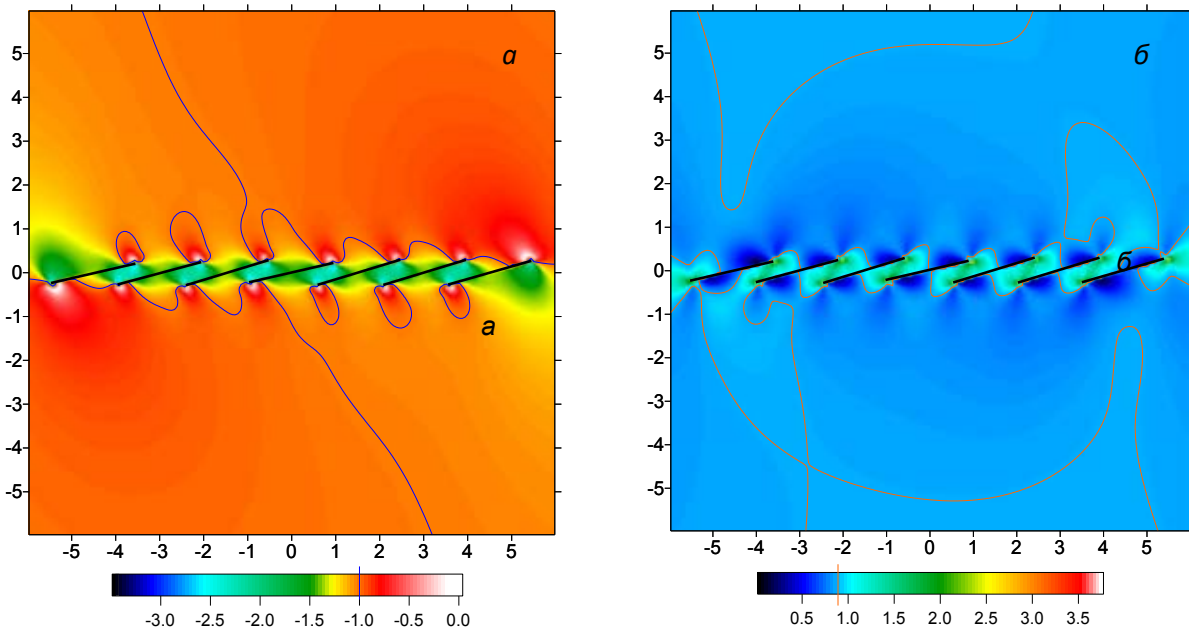


Рис. 4. Расстояние между центрами трещин 1.5 полудлины трещины. Начальное напряжённое состояние  $\sigma = -1.5$ ,  $\tau = 1$ . Начальное сжатие под углом  $45^\circ$ .  $a$  – нормальное напряжение на площадках скалывания  $\sigma_n$ ;  $b$  – касательное напряжение на площадках скалывания  $\tau_n$

### Прогноз возникновения соединяющих нарушений

Чтобы понять, каким образом будут расположены вторичные нарушения между соседними трещинами, рассмотрим, как внутри участка повышенного кулоновского напряжения после активизации  $R$ -сколов ориентированы оси главных напряжений.

На рисунке 5 видно, что внутри участка повышенных максимальных касательных напряжений между соседними трещинами ось максимального сжатия располагается преимущественно под углом около  $20^\circ$  к направлению зоны сдвига (что подтверждает предположение относительно локального направления оси максимального сжатия [Tchalenko, 1968; Naylog, 1986; Dooley, 2012]). Эта информация позволяет объяснить расположение  $P$ -сколов, возникающих, согласно экспериментальным данным, на следующей стадии развития сдвиговой зоны.

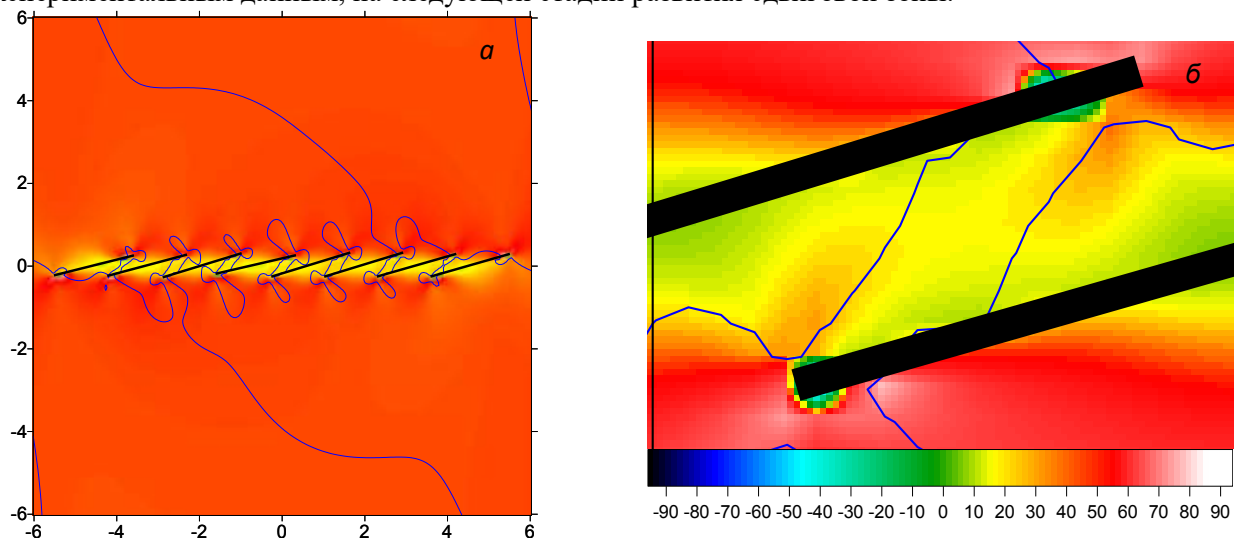


Рис. 5. Угол наклона локальной оси максимального сжатия к оси абсцисс. Расстояние между центрами трещин 1.31

Как видно из рисунка 5, смещение бортов соседних  $R$ -сколов вызывает локальный поворот оси максимального сжатия на примерно на  $25^\circ$  по часовой стрелке. Её новое направление  $\sigma_3^*$  показано на рис. 6,  $a$  оранжевым цветом. Таким образом, локально меняется и направление максимальных касательных напряжений (фиолетовая линия на рис 6, б), которое до активизации  $R$ -сколов везде совпадало с направлением основного сдвига, а после составляет с ним  $-25^\circ$  (положительным считается поворот против часовой стрелки) на рассматриваемом участке. Следовательно, новое  $R$ -

направление также окажется повёрнутым приблизительно на  $25^\circ$  по часовой стрелке, то есть составит  $-10^\circ$  с направлением оси основного сдвига – см. рисунок 6, в, красная линия. А это, напомним, и есть направление  $P$ -сколов.

Таким образом, приходим к следующему выводу:  $P$ -сколы, возникающие в экспериментальных и природных зонах сдвига после активизации  $R$ -сколов, могут быть квалифицированы, как такие же  $R$ -сколы, но при новой ориентации главных осей локального поля напряжений. Образование  $P$ -сколов также подчиняется теории прочности Кулона-Мора, указывающей, на какой угол площадки скалывания должны отклоняться от направления максимального сжатия.

Идеализированная схема строения сдвиговой зоны на стадии образования  $P$ -сколов показана на рисунке 7. Структуры второго порядка –  $R$ -сколы и  $P$ -сколы – развиты настолько, что их цепочка представляет собой непрерывное нарушение через всю сдвиговую зону. Собственно, это и есть начало формирования магистрального разлома.

Красные линии – вновь возникшие  $P$ -сколы. Фиолетовая стрелка показывает направление максимального внешнего сжатия  $\sigma_3$ , оранжевая – направление локальной оси максимального сжатия  $\sigma_3^*$  на участках между соседними сколами Риделя.

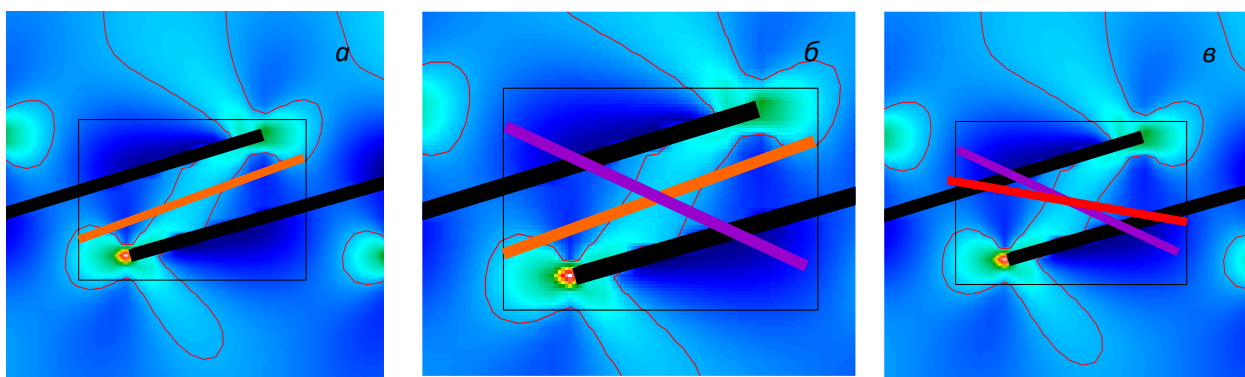


Рис. 6. а – расположение новой локальной оси максимального сжатия (оранжевая полоса); б – направление максимальных касательных напряжений (фиолетовая полоса); в – локальное R-направление (красная полоса)

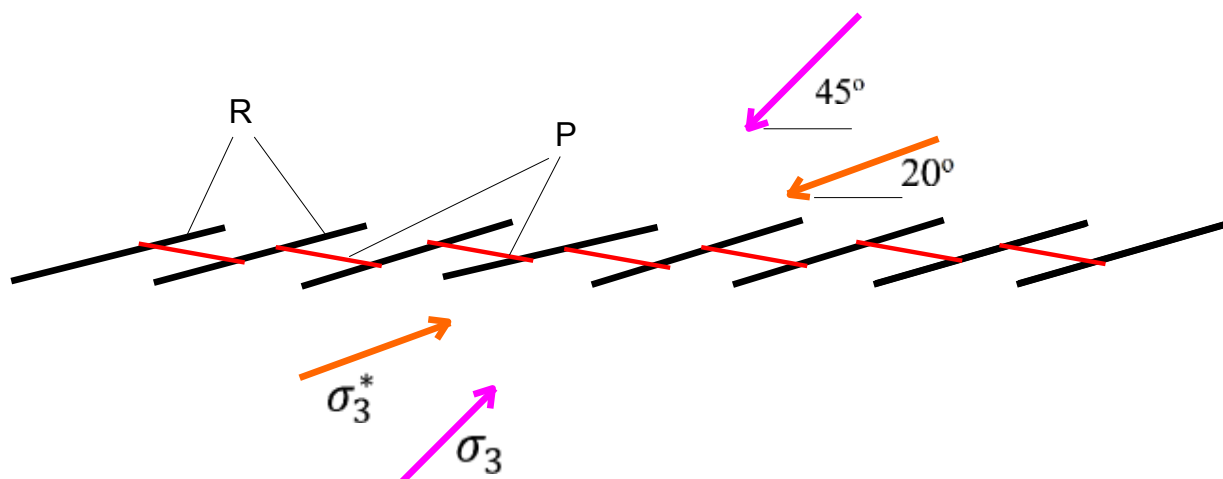


Рис. 7. Схема строения сдвиговой зоны на стадии зарождения магистрального разлома. Чёрными линиями обозначены сколы Риделя, красными – вновь образованные  $P$ -сколы

### Заключение

Расчёт параметров поля напряжений в сдвиговой зоне, выраженной эшелонем параллельных сколов Риделя при значении угла внутреннего трения  $\varphi = 30^\circ$  показывает, что при расстоянии между соседними сколами больше 1.4 полудлины трещины объединения сколов в магистральный разлом без роста внешней нагрузки происходит не должно, поскольку значение максимального кулоновского напряжения на участках между сколами не превышает предела прочности материала. Невысокие значения кулоновского напряжения являются следствием роста нормальных сжимающих напряжений на площадках скалывания, так что даже несмотря на повышение уровня касательных напряжений разрушение не может быть реализовано.

Другими словами, при достаточно редком расположении  $R$ -сколов сброс касательных напряжений, накопившихся в системе в результате воздействия внешней сдвиговой нагрузки, полностью осуществляется за счёт сдвига по этим  $R$ -сколам, поэтому не происходит образования новых нарушений. Стоит заметить, что результаты проведённых расчётов не разъясняют причин, по которым при зарождении сдвиговой зоны сколы Риделя возникают на том или другом расстоянии друг от друга. Однако определение величин кулоновского напряжения в промежутках между  $R$ -сколами даёт возможность установить, насколько опасной является та или иная природная сдвиговая зона с точки зрения образования магистрального сдвига.

При достаточно близком расположении  $R$ -сколов между ними возникают участки превышения кулоновским напряжением предела прочности. Анализ ориентировки осей главных напряжений на этих участках позволяет установить, что новое  $R$ -направление в изменённом сколами Риделя поле напряжений составляет с основной осью сдвига угол около  $-10^\circ$ . Это совпадает с направлением  $P$ -сколов, наблюдаемых в экспериментальных и природных зонах сдвига на стадии развития, следующей за стадией возникновения  $R$ -сколов. Когда  $P$ -сколы развиваются достаточно, чтобы вместе с  $R$ -сколами образовывать участки непрерывного нарушения в сдвиговой зоне, начинается формирование магистрального разлома.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и её применение при изучении деформаций земной коры. Киев: «Феникс». 2005. 572 с.
2. Гончаров М.А., Рогожин Е.А., Фролова Н.С., Рожин П.Н., Захаров В.С. Мегасколы Риделя  $\gamma'$  и тенденция к гравитационному равновесию как главные факторы цунамигенных землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. (4). С. 939–991. <https://doi.org/10.5800/gt-2014-5-4-0164>
3. Лермонтова А.С., Ребецкий Ю.Л. Исследование взаимодействия трещин сдвига на основе приближенного аналитического решения задачи теории упругости // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 3. С. 239–274. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0073>
4. Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А. Структуры разрушения в глубине зон сдвига. Результаты тектонофизического моделирования // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 103–140.
5. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: «Недра». 1977. 144 с.
6. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. 1991. 262 с.
7. Cunningham W. D., 1993. Strike-slip faults in the Southernmost Andes and the development of the Patagonian orocline. February 1993. *Tectonics* 12(1). P. 168-186. <http://dx.doi.org/10.1029/92TC01790>
8. Dooley T.P., Schreurs G. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*. 2012. (574–575). P. 1–71. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.030>
9. Naylor, M.A., Mandl, G., Sijpesteijn, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // *Journal of Structural Geology*. V. 8. (7). P. 737–752.
10. Tchalenko J.S. The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays // *Tectonophysics*. 1968. V. 6. (2). P. 159–174. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(68\)90017-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(68)90017-6)
11. Tchalenko J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes // *Geological Society of America Bulletin*. V. 81. P. 1625–1640. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[1625:SBSZOD\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SBSZOD]2.0.CO;2)

## АНАЛИЗ СВЯЗНОСТИ И АКТИВНОСТИ РАЗЛОМНЫХ СТРУКТУР ТЯНЬ-ШАНЯ (НА ПРИМЕРЕ КОЧКОРСКОЙ ВПАДИНЫ)

К.С. Непейна

Научная станция РАН в г. Бишкеке, г. Бишкек, Кыргызстан

Наличие активных разломных структур, оконтуренных гипоцентрами землетрясений, свидетельствует о новейшей структуре Тянь-Шаня [Абдрахматов, Джанабилова, 2016; Буртман, 2017]. Пространственно-временной анализ сейсмичности дает возможность понять и, соответственно, точнее оценить сейсмическую опасность и энергетические индексы сейсмичности. Использование индексов позволяет классифицировать разломы по показателям современной сейсмической активности и/или «живучести». Современная сейсмогеодинамическая модель региона очень вариативна, поскольку при постоянном деформировании геофизической среды изменения происходят на всех уровнях блочности. Необходимо учитывать масштабы блоков и характер пространственного распределения активных разломов и соотносить это с векторами перемещений по GPS. Из анализа аномалий электромагнитных параметров при изучении глубинного строения Тянь-Шаня можно получить информацию о разломных структурах, приуроченных к узлам блоков [Непейна, Юнусов, 2020]. Существующие модели блочного строения верхней части литосферы Азии, полученные с помощью анализа данных магнитотеллурических зондирований (МТЗ) и GPS методов, дополняют натурные данные.

Подробное описание исследуемого объекта, полученное на основе нескольких методов изучения, позволяет получить представление о распределении основных тектонических напряжений, наличии разломов в сформированном ландшафте. Методика исследования связности порово-трещинного пространства и активности разломных структур с флюидонасыщенностью и нефтегазоотдачей уже стала стандартной при изучении многих месторождений. В остальных случаях интерес к созданию трехмерной модели объекта несколько снижен, и вызван только определенными предпосылками. Например, изучением структур в пределах испытательных и прогностических полигонов [Непейна, 2019].

Основной целью исследования является построение комплексной геомодели на основе составления геоэлектрических особенностей разреза и объёмного распределения разломов исследуемого объекта. Построение структурной модели следует начинать с наиболее изученной части объекта. С этой точки зрения, представляет интерес Кочкорская впадина. Во-первых, существует ряд работ, хорошо освещающих тектонические особенности [Маринин и др., 2016, 2018; Маринин, Сим, Сычева, 2018; Пржиялговский и др., 2018b], строение в плане [Корженков и др., 2006] и по глубине [Баталева и др., 2017; Пржиялговский и др., 2018a; Рыбин, Баталев, Баталева, 2018], а также состав пород [Леонов, Пржиялговский, Лаврушина, 2018; Пржиялговский и др., 2018c], слагающих борты и тело впадины. Во-вторых, произошедшее землетрясение 25.12.2006 г. ( $M_w=5.84$ ,  $K=14$ ,  $\varphi=42.13^\circ$ ,  $\lambda=76.02^\circ$ ) свидетельствует о сейсмической активизации района [Корженков и др., 2006; Омуралиева, Омуралиев, Джумабаева, 2009], несмотря на «умеренный характер» сейсмичности [Джумабаева, 2012]. В-третьих, объект исследования расположен в близкой доступности от основных путей передвижения в пределах Северного Тянь-Шаня.

Кочкорская внутригорная впадина является небольшой односторонней грабен-синклиналью с размерами по горизонтали около 25 км и по вертикали – до 15 км. Она наследует этапы формирования Исык-Кульской впадины. Преобладающим тектоническим режимом формирования объекта является горизонтальный сдвиг или сдвиг с растяжением, для которого оси главного девиаторного растяжения субгоризонтальны. Здесь наблюдаются системы крутопадающих трещин СЗ простирания с переменной ориентировкой вдоль бортовых зон [Маринин и др., 2016, 2018; Маринин, Сим, Сычева, 2018]. Только восточная окраина Кочкорской впадины находится в обстановке горизонтального сжатия. «Западнее с. Кок-Жар в центральной части впадины, в неогеновых отложениях, слагающих небольшой хребет субширотного простирания, зафиксированы четкие зеркала скольжения, которые характеризуют новейший этап тектонического развития. Проведенной реконструкцией методом катакластического анализа установлены ориентировки осей главных напряжений (для одного участка наблюдений):  $\sigma_1 - 95 \angle 60^\circ$ ,  $\sigma_2 - 255 \angle 28^\circ$ ,  $\sigma_3 - 349 \angle 9^\circ$ , а также близкие ориентировки для соседнего участка:  $\sigma_1 - 5 \angle 54^\circ$ ,  $\sigma_2 - 266 \angle 7^\circ$ ,  $\sigma_3 - 171 \angle 35^\circ$ » [Маринин и др., 2018, с. 411]. Впадина в поперечном разрезе асимметрична, с

наибольшей мощностью осадочного чехла (до 3 км) в ее южной части. С запада Кочкорской впадины наблюдается стратиграфическое несогласное налегание палеоцен-олигоценовых отложений коктурпакской серии на выветренную поверхность гранитного массива, а на востоке – отложения верхней части разреза плиоценовой толщи валунно-галечного состава трансгрессивно ложатся на граниты [Непеина, Юнусов, 2020]. В табл.1 приведены основные значения мощностей стратиграфических этажей и наклона поверхности фундамента.

**Таблица 1.** Параметры основных стратиграфических этажей Кочкорской впадины [Таджибеков, 2006]

Глубина подошвы палеоген-неоген, км	Глубина подошвы неоген-четвертичный, км	Глубина поверхности складчатого основания, км	Наклон поверхности фундамента, град.	Односторонняя грабен-синклиналь, км
1,5	0,3	2	6-7	43

С южного борта впадина ограничивается Южно-Кочкорским разломом. Его зона представляет собой взброс, состоящий из серии параллельных разломов северо-восточного простирания, разбитый на фрагменты поперечными крутопадающими к ЮЮВ нарушениями. Крутопадающие трещины ориентированы косо и сохраняют постоянный угол около 45° по отношению к Южно-Кочкорскому разлому [Пржиялговский и др., 2018b]. Восточная часть разлома в районе хребта Терсей-Ала-Тоо сейсмически активна. Распределение афтершоков Кочкорского землетрясения (25.12.2006) приведено в работе [Омуралиева, Омуралиев, Джумабаева, 2009]. Авторы работы [Омуралиева, Омуралиев, Джумабаева, 2009] рассмотрели это землетрясение и его афтершоки и сделали вывод, что в зоне Южно-Кочкорского разлома на глубинах 15-20 км, севернее гипоцентра землетрясения имеется область, где значения всех параметров  $V_p$ ,  $V_s$  и  $V_p/V_s$  низкие. Вероятно, это свидетельствует о присутствии воды или флюида в массиве горных пород. По их результатам на глубине около 17,5 км разлом имеет крутое южное падение, глубже - приобретает угол падения около 60°, далее – 45°. Кочкорское землетрясение (25.12.2006) было сильным, поэтому Международным сейсмологическим центром ISC [Каталог ISC-GEM, 2020] для него были определены многие параметры и механизм (табл. 2).

**Таблица 2.** Параметры Кочкорского землетрясения по каталогу Международного сейсмологического центра ISC-GEM [Каталог ISC-GEM, 2020]

Дата и время возникновения землетрясения	2006-12-25, 20:00:59.96
Эпицентр (широта, долгота)	42.153, 76.050
Параметры эллипса ошибки ( $s_{max}$ , $s_{min}$ , strike)	$s_{max}=3.3$ , $s_{min}=2.4$ , strike=18.6
Качество эпицентра	A (наивысшее)
Глубина, неопределенность глубины ( $unc$ ), качество глубины	$h=10.0$ , $unc=3.8$ , A (наибольшее)
Магнитула $M_w$ , неопределенность магнитуды $M_w$ ( $unc$ ), качество	$M_w=5.84$ , $unc=0.10$ , A (самое высокое), d-прямые вычисления
Скалярный момент ( $m_0$ ), коэффициент ( $f_{ac}$ ) в Н·м, автор $m_0$ ( $m_0_{auth}$ ), компоненты тензора шести моментов ( $m_{pp}$ , $m_{pr}$ , $m_{rr}$ , $m_{rt}$ , $m_{rp}$ , $m_{rt}$ )	$m_0=6.99$ , $f_{ac}=17$ , gcmt, $m_{pp}=0.69$ , $m_{pr}=0.86$ , $m_{rr}=3.65$ , $m_{rt}=-4.44$ , $m_{rp}=-3.55$ , $m_{rt}=-4.34$
Узловые плоскости (str1, dip1, rake1, str2, dip2, rake2), тип	str1=30.0, dip1=37.0, rake1=34.0, str2=272.0, dip2=70.0, rake2=122.0, BDC-лучшая двойная пара
Идентификатор события в каталоге ISC	11123542

«Вдоль южного, крутого борта сконцентрированы сдвиго-надвиговые смещения и складчатые структуры позднеорогенной фазы альпийской активизации, возраст которых определяется по структурному несогласию в подошве плейстоценовых валунников как предплейстоценовый» [Леонов, Пржиялговский, Лаврушина, 2018]. В обнажениях проявляются дуговые и линзовидные трещины. «Разрывы ветвятся, пересекаются между собой и часто имеют волнистые поверхности сместителей, с чем связано множественность и расплывчатость максимумов плотностей на стереограммах. Крутопадающие и наклонные субширотные нарушения в вертикальном срезе образуют симметричную веерную структуру

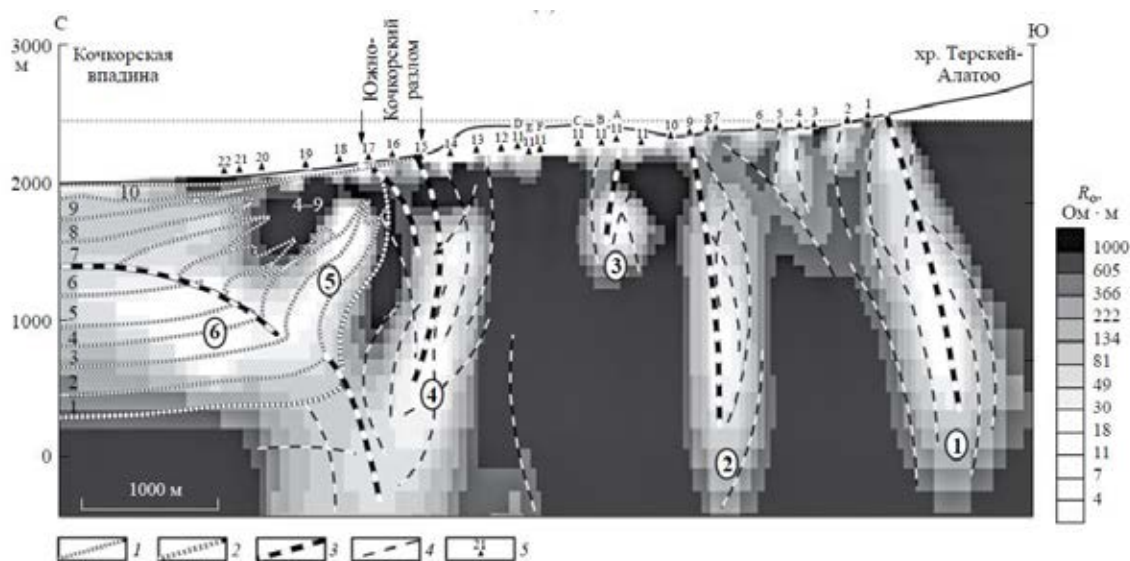
(«структуру цветка»)» [Леонов, Пржиялговский, Лаврушина, 2018]. На участках слабых деформаций существуют системы ортогональных трещин. Большая часть субгоризонтальных трещин повторяется с шагом 0.5–1.5 м, и в общем плане они повторяют наклон поверхности кровли фундамента. Профили МТЗ на южном борту Кочкорской впадины (хр. Терсей-Ала-Тоо, участок Южно-Кочкорского разлома) были выполнены вдоль р. Курчак-Укок и вдоль р. Укок (рис. 1).



**Рис. 1.** Совмещенная карта Кочкорской впадины с нанесенной информацией о геологическом строении и разломах по [Леонов, Пржиялговский, Лаврушина, 2018; БД активных разломов Евразии, 2018], МТЗ по [Баталева и др., 2017], землетрясениях по данным Международного сейсмологического центра [Каталог ISC-GEM, 2020], пунктах замеров тектонических напряжений в палеозойских и более древних образованиях по [Маринин и др., 2018] в Google Earth

По данным МТЗ в данном районе на геоэлектрических моделях выделяются верхне- и среднекоровый электропроводящие горизонты. Нижний (среднекоровый) горизонт коррелирует с волноводом, выделенным по сейсмическим данным. Границы удельных сопротивлений и геометрия геологически значимых участков предпочтительной модели, используемой при инверсии данных, были близки к аналогичным параметрам объекта, исследуемого в работе других авторов [Park et al., 2003]. В ней авторы пришли к выводу, что среднее удельное сопротивление для осадочных пород, находящихся в предкраевом прогибе, варьируется от 10 до 20 Ом·м (фазы от 30° до 60°).

По результатам предыдущих исследований [Park et al., 2003; Баталева и др., 2017] установлено, что: по совокупности признаков Южно-Кочкорский разлом является субгоризонтальным (decollement); надвиг палеозойских пород хр. Терсей-Ала-Тоо на кайнозойские осадки Кочкорской впадины практически отсутствует. В области впадины Южно-Кочкорский разлом картируется двумя субвертикальными разрывами (в области пунктов МТЗ №№ 15 и 17 на рис. 2). Это хорошо согласуется с моделью, предложенной [Park et al., 2003], и данными наземной геологии. Общая ширина зоны между субвертикальными границами на поверхности достигает ≈300 м, с глубиной она немного сужается. Зона Южно-Кочкорского разлома обладает повышенными значениями электропроводности в геоэлектрическом разрезе, что, вероятно, обусловлено обводненностью дезинтегрированных палеозойских гранитов (рис. 2). Интерпретация разреза по [Корженков и др., 2006] предполагает, что синклинальное складкообразование в лежащем крыле разлома, скорее всего, связано с ранним периодом приразломной складчатости. Акчопский разлом расположен севернее Южно-Кочкорского, более прослеживается в геоэлектрическом разрезе субвертикально на абсолютной высоте 0-700 м (под пунктами МТЗ №№ 17–19) и выполаживается (под пунктами МТЗ №№ 19-22) на абсолютной высоте 1000-1400 м. Смещение по Акчопскому разлому достигает 3 км [Абдрахматов, Джанабилова, 2016].



**Рис. 2.** Геологическая интерпретация геоэлектрической модели по профилю МТЗ вдоль р. Курчак-Уюк поперек зоны Южно-Кочкорского разлома по [Баталева и др., 2017]; справа шкала удельных электросопротивлений дана в градациях серого цвета. Расположение профиля МТЗ см. рис. 1. Обозначения: слева цифрами от 1 до 10 – номера пачек осадочного чехла; цифрами в кружках (от 1 до 6) – электропроводящие структуры; условные обозначения в прямоугольниках: 1 – кровля (подошва) пачек осадочного чехла, 2 – подошва красноцветных отложений киргизской серии, 3 – разломы, 4 – зоны трещиноватости, 5 – пункты МТЗ

Потенциал продолжения исследований лежит в расширении модели путем дополнения ее данными анализа проб, построением структурных поверхностей и литологических фаций. Получение точной разломной геометрии и анализ связности (наземного и подземного проявления разломов) позволят на примере Кочкорской впадины уточнить модель современной геодинамики, оценить сейсмическую опасность активных разломов региона.

Работа выполняется в рамках государственного задания Научной станции РАН по темам АААА-А19-119020190063-2 и АААА-А19-119020190064-9.

Автор признателен коллегам и руководителю лаборатории д.ф.-м.н. Рыбину А.К. за возможность проведения научного исследования.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абдрахматов К.Е., Джанабиллова С.О. Новейшая разломно-блоковая структура северного Тянь-Шаня и сейсмичность // Вестник ИС НАН КР. 2016. (1(7)). С. 8–16.
2. Баталева Е.А., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Новые данные о глубинном строении Южно-Кочкорской зоны концентрированной деформации // Доклады Академии наук. 2017. Т. 475. (5). С. 571–575. <https://doi.org/10.7868/S0869565217230219>.
3. Буртман В.С. Системы разломов в Северном и Среднем Тянь-Шане // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. VII Междунар. симп. К 80-летию со дня рождения выдающегося ученого, основателя и первого директора ИС РАН Ю.А. Трапезникова (18.10.1936 - 13.04.1999). 2017. С. 12–14.
4. Джумабаева А.Б. Проблемы сейсмологии сейсмогенные разрывы Кочкорской впадины // Известия Национальной Академии Наук Кыргызской Республики. 2012. (3). С. 41–44.
5. Корженков А.М., Муралиев, А.М., Ормуков Ч.О., Сейталиев М.М., Джумабаева А.Б., Гребенникова В.В. Макросейсмическое обследование Кочкорского землетрясения 28 декабря 2006 года ( $M=5.5$ ,  $K=14$ ,  $I_0=7$ ) в Северном Кыргызстане // Наука и новые технологии. 2006. (3–4). С. 2–19.
6. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Глава 1.5. Тянь-Шань. 1.5.3. Кочкорская впадина // Труды Геологического института. 2018. (619). С. 159–184.

7. *Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А.* Тектонические напряжения Кочкорской впадины по данным тектонофизических исследований // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Мат. докл. VII Междунар. симп. «К 80-летию со дня рождения выдающегося ученого, основателя и первого директора НС РАН Ю.А. Трапезникова (18.10.1936 - 13.04.1999)». Отв. редакторы: Рыбин А.К., Забиякова О.Б. 2018. С. 229–234.
8. *Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Гордеев Н.А.* Реконструкция палеонапряженного состояния в пределах Кочкорской впадины (Северный Тянь-Шань) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Матер. L Тектонического совещания. 2018. С. 409–413.
9. *Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н.* Напряженно-деформированное состояние Киргизского хребта по данным изучения геологических стресс-индикаторов // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Матер. 4-й тектонофизической конф., г. Москва, 3-7 окт. 2016 г. Т. 1. М.: ИФЗ. 2016. С. 152–161.
10. *Непеина К.С.* Изучение деформационных процессов на территории Бишкекского геодинамического полигона // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Матер. 6-й молодежной тектонофизической школы-семинара. 2019. С. 175–179.
11. *Непеина К.С., Юнусов А.И.* Проявление глубинных структур литосферы Тянь-Шаня в современных геодинамических процессах // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Матер. LII Тектонического совещания. 2020. С. 107–111.
12. *Омуралиева А., Омуралиев М., Джумабаева А.* Локальная скоростная 3D неоднородность зоны Южно-Кочкорского разлома, её сейсмичность и Кочкорское землетрясение Тянь-Шаня 2006 г. // Изв. НАН КР. 2009. (2). С. 32–46.
13. *Пржиялговский Е.С., Баталева Е.А., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Рыбин А.К.* Строение и тектоническая эволюция Кочкорской впадины (Тянь-Шань) с учетом новых данных МТЗ // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Мат. докл. VII Междунар. симп. «К 80-летию со дня рождения выдающегося ученого, основателя и первого директора НС РАН Ю.А. Трапезникова (18.10.1936 – 13.04.1999)». Отв. редакторы: Рыбин А.К., Забиякова О.Б. 2018. С.°105–112.
14. *Пржиялговский Е.С., Баталева Е.А., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Рыбин А.К.* Тектоническая интерпретация новых данных МТЗ по Кочкорской впадине (Тянь-Шань) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Матер. L Тектонического совещания. 2018. С.°102–105.
15. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К.* Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным // Геология и геофизика. 2018. Т.°59. (4). С.°417–436. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG20180401>.
16. *Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А.* Геоэлектрическое строение прибортовых зон межгорных впадин Северного Тянь-Шаня // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Мат. докл. VII Междунар. симп. «К 80-летию со дня рождения выдающегося ученого, основателя и первого директора НС РАН Ю.А. Трапезникова (18.10.1936 – 13.04.1999)». Отв. редакторы: Рыбин А.К., Забиякова О.Б. 2018. С.°121–127.
17. *Таджибеков М.* Важнейшие закономерности геологического строения и история формирования внутригорных впадин Юго-Востока Средней Азии на новейшем этапе / Автореферат дис. ... д.г.м.н. – Алматы: Ин-т геол. наук им. К.И. Сатпаева. 2006. 51 с.
18. База данных активных разломов Евразии. Масштаб: 1:1000000. 2018°г. URL: <http://neotec.ginras.ru/database.html>. Дата обращения 12.05.2020.
19. Каталог ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue. Version 7.0 – released on 2020-04-09. <http://doi.org/10.31905/D808B825>. Дата обращения 12.05.2020.
20. *Park S. K., Thompson S. C., Rybin A., Batalev V., Bielinski R.* Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic // Tectonics, 2003. Vol. 22. No. 2. 1013. <https://doi.org/10.1029/2001TC001318>.



# ОСОБЕННОСТИ ПОСТКОЛЛИЗИОННОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОБЛАСТЕЙ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ НАДВИГОВ

О.И. Парфенюк

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, e-mail: oparfenuk@mail.ru

Исследование внутриконтинентальных коллизионных структур проводится на основе комплексной модели тепловой и динамической эволюции области надвига для реологически расслоенной литосферы. Постколлизивная стадия эволюции областей внутриконтинентальных надвигов определяется в значительной степени значениями теплогенерации верхней коры, вязкости нижней коры и литосферной верхней мантии, т.к. значение вязкости определяет скорость поднятия гравитационно неустойчивой структуры, возникающей в результате надвигания блоков верхней коры и деформации всей области при утолщении и перераспределении дополнительной нагрузки в процессе эрозии поднятых покровов. В результате расчетов подтверждена полуэмпирическая оценка характерного времени вязкой релаксации возмущенной границы раздела жидкостей с различной плотностью и вязкостью [Chandrasekhar, 1981]. Древние (раннепротерозойские) внутриконтинентальные области коллизии, не сохранившие корни в ходе последующей эволюции, отличались, по-видимому, более высокотемпературным режимом при значении вязкости литосферной верхней мантии не выше  $5 \cdot 10^{22}$  Па·с.

На современной поверхности эрозионного среза коллизионные зоны террейнов отражают уровень средней и нижней коры, выведенной на поверхность и эродированной как на стадии надвига, так и на постколлизивной стадии. Структуры с наблюдаемыми на поверхности породами нижней и средней коры найдены практически во всех частях мира: пояс Лимпопо в южной Африке, Лапландский Гранулитовый пояс Балтийского щита, пояс Пиквитоней Северной Манитобы, зона Ивреа в северной Италии, Билляхская и Котуйканская коллизионные зоны Анабарского щита, массив Масгрейв в центральной Австралии, южная часть кратона Дхарвар на юге Индии и др. [Божко, 1995; Перчук и др., 1996; Varbey et al., 1984]. При этом под многими надвиговыми структурами докембрия корни коры сохранились, но существуют и области древних внутриконтинентальных надвигов, в современной структуре которых углубление Мохо отсутствует. Один из примеров такой структуры, не сохранившей углубление Мохо в ходе последующей эволюции, – гранулитовый пояс Лимпопо, разделяющий древние кратоны Каапвааль и Зимбабве (рис. 1).



Рис. 1. Схематический геологический разрез гранулитового комплекса Лимпопо по интегрированным данным структурных, метаморфических и геофизических исследований [Roering C. et al., 1992]

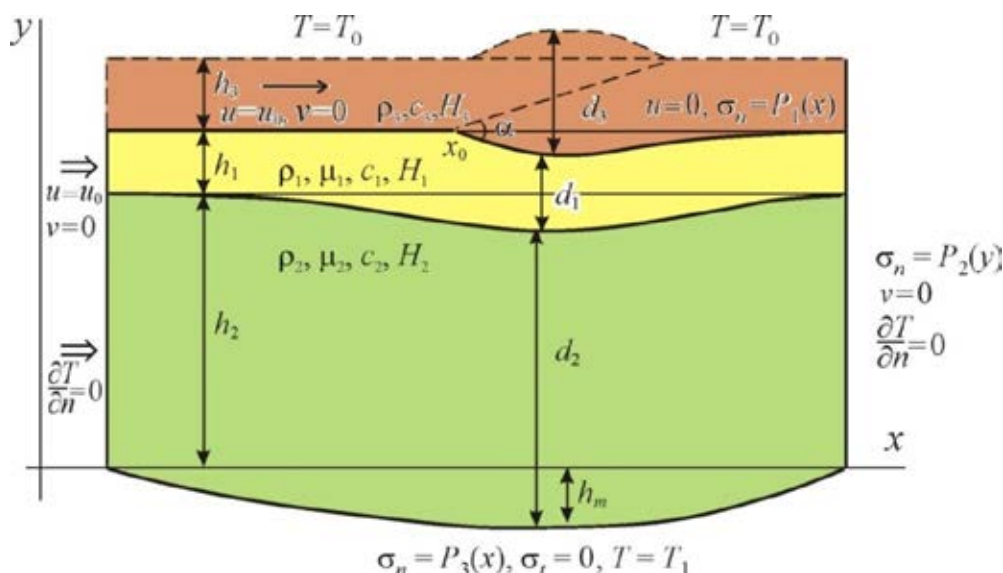
Топография Мохо, сложившаяся в процессе надвига, должна релаксировать из-за вязких течений в коре и мантии и привести к изостатической компенсации и пассивному постколлизивному растяжению. Характерное время вязкой релаксации возмущенной границы раздела жидкостей с различной плотностью и вязкостью оценивается величиной [Chandrasekhar, 1981]

$$\tau = \frac{4\pi(\mu_1 + \mu_2)}{g\lambda(\rho_1 - \rho_2)}. \quad (1)$$

Здесь  $g$  – ускорение свободного падения,  $\lambda$  – длина волны для рассматриваемой топографии,  $\rho$  и  $\mu$  – плотность и вязкость соответственно. Из соотношения (1) следует, что при большом контрасте вязкостей слоев значение времени вязкой релаксации определяется величиной большей вязкости. Т.е. корни коры могут сохраниться в ходе вязкой релаксации при условии, что вязкость мантии остается достаточно высокой независимо от значения эффективной вязкости нижней коры (реологически более слабого слоя).

В частности, для топографии, определяемой длиной волны  $\lambda = 200$  км, характерное время будет больше 2 млрд. лет, если вязкость верхней мантии выше, чем  $5 \cdot 10^{23}$  Па·с. Учет фактора конечной величины мощности коры приводит к снижению этой оценки примерно в 4 раза [Ramberg, 1981], т.е. к значению эффективной вязкости литосферной мантии порядка  $10^{23}$  Па·с.

Изучение внутриконтинентальных коллизионных структур проводится на основе комплексной модели тепловой и динамической эволюции области надвига для реологически расслоенной литосферы и включает разбитую на блоки жесткую верхнюю кору, нижнюю кору и литосферную верхнюю мантию, которые различаются значениями эффективной вязкости (рис. 2). Задача решается методом конечных элементов с использованием сетки, деформируемой во времени (метод Лагранжа). Горизонтальное сокращение коры сопровождается надвигом вдоль разлома блоков верхней коры вдоль наклонной зоны нарушений, появлением дополнительной нагрузки на слои, лежащие под этой зоной, и эрозией образующихся покровов. Эти процессы компенсируются вязкими течениями на глубинах нижней коры и верхней мантии [Парфенюк, Маршалль, 1998; Parphenuk, 2015, 2016].

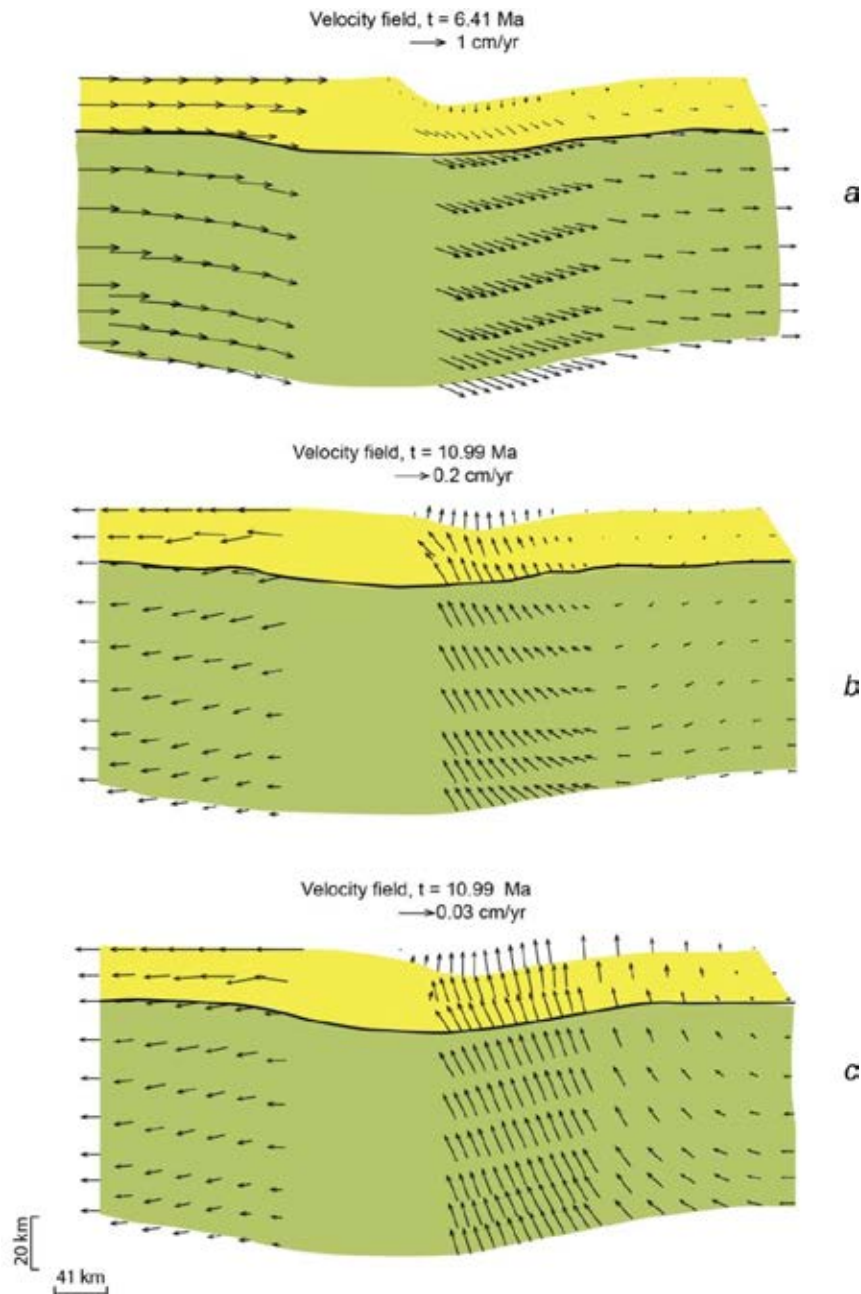


**Рис. 2.** Геометрия модели деформаций для механической и тепловой задач: верхняя кора ( $i = 3$ ) – коричневый, нижняя кора ( $i = 1$ ) – желтый, литосферная верхняя мантия ( $i = 2$ ) – зеленый.  $h_1, h_2, h_3$  – исходные значения мощности нижней коры, верхней мантии и верхней коры,  $h_m$  – величина отклонения нижней границы;  $d_1, d_2, d_3$  – мощности нижней коры, литосферной мантии и верхней коры в процессе деформаций,  $u_0$  – скорость горизонтального сокращения,  $\alpha$  – угол падения разлома

Для моделирования вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии уравнения движения и неразрывности решаются в приближении ньютоновской реологии для двухслойной несжимаемой жидкости с очень высокой вязкостью. Предполагается, что нижняя кора как ослабленный слой литосферы имеет вязкость на порядок ниже, чем подстилающая литосферная мантия. Методом конечных элементов в лагранжевых координатах решена в квазистационарном приближении задача о распределении полей скоростей и напряжений:

$$\begin{cases} \mu_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - \rho_i \mathbf{g} = 0 \\ \nabla \mathbf{u} = 0. \end{cases} \quad (2)$$

Здесь  $P$  – давление,  $\mathbf{u}$  – вектор скорости,  $\rho$  – плотность,  $\mu$  – эффективная кинематическая вязкость ( $\mu = const$ ),  $\mathbf{g}$  – ускорение силы тяжести,  $\nabla$  – линейный дифференциальный оператор,  $\nabla^2 = \nabla * \nabla$  – оператор Лапласа. Преимуществом метода Лагранжа является возможность вычисления



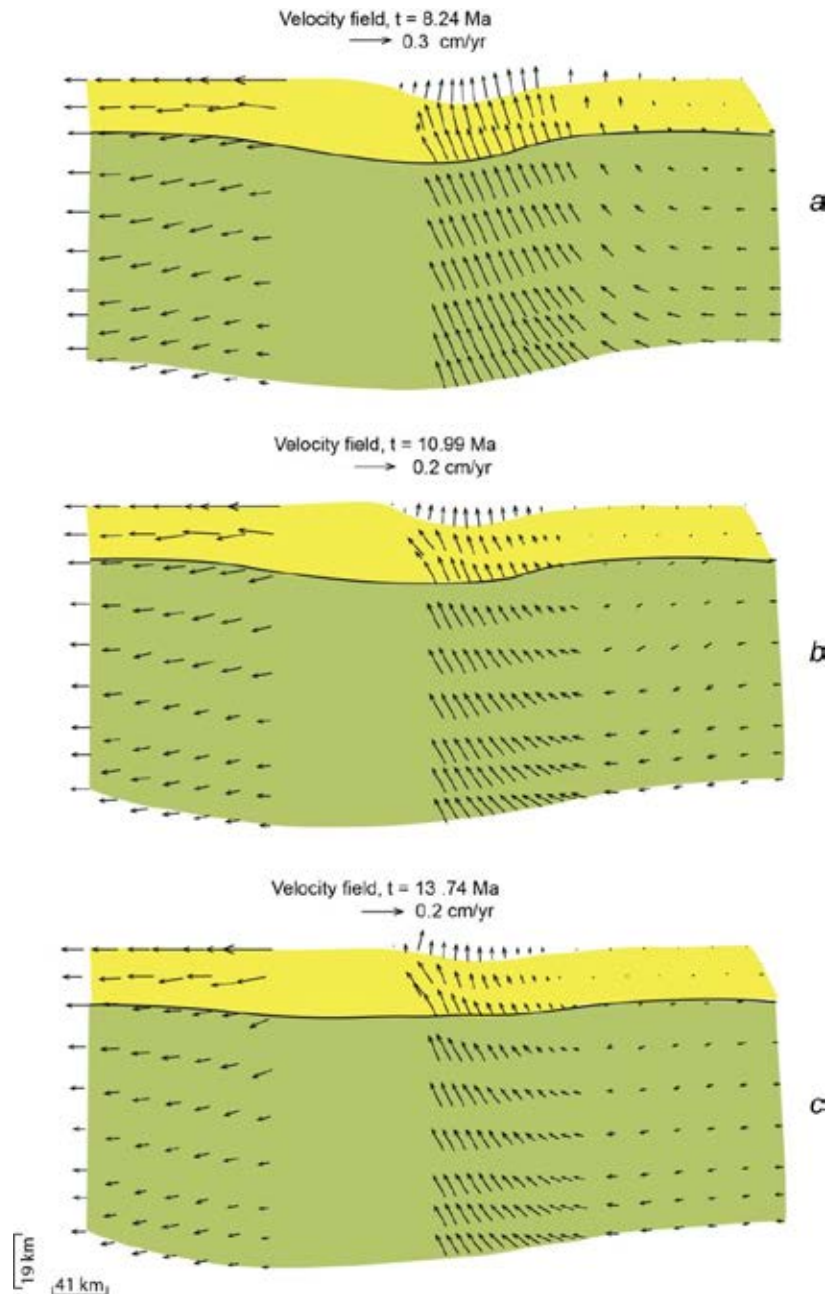
**Рис. 3.** Поле скоростей для модели с сокращением коры на 70 км при скорости надвига 1 см/год: а) вязкие течения в момент времени, близкий к окончанию надвига ( $t = 6.41$  млн. лет); постколлизийное поле скоростей: б) для вязкости нижней коры  $5 \cdot 10^{21}$  Па·с, верхней мантии -  $5 \cdot 10^{22}$  Па·с; в) для вязкости нижней коры  $5 \cdot 10^{22}$  Па·с, верхней мантии -  $5 \cdot 10^{23}$  Па·с. Скорости вязких течений в верхней мантии показаны более яркими стрелками. Сплошная линия раздела – граница Мохо.

реальных значений скоростей деформаций, значений полных и сдвиговых напряжений и, соответственно, деформации границы Мохо, разломной зоны надвига и рельефа поверхности при перераспределении дополнительной нагрузки в области надвига в процессе образования поднятий и их эрозии.

Расчеты тепловой эволюции деформируемой в процессе коллизии области выполнены для трех реологических слоев, включая верхнюю кору (с областью надвига), обогащенную радиоактивными элементами. Уравнение сохранения энергии в обобщенных лагранжевых координатах (сетка привязана к движущейся материальной точке) содержит полную производную по времени, содержащую инерционный член:

$$c_i \rho_i \frac{DT}{Dt} = \lambda_i \nabla^2 T + H_i, \quad (3)$$

где  $c$  – удельная теплоемкость,  $\rho$  – плотность,  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности,  $H$  – скорость генерации тепла. Граничные условия описаны выше. Индексы соответствуют слоям с различными тепловыми свойствами:  $i = 1$  – нижней коре,  $i = 2$  – верхней мантии,  $i = 3$  – верхней коре (рис. 2). Предполагается, что начальное состояние коры и литосферы определяется как состояние теплового равновесия при постоянной температуре поверхности  $T = 0^\circ\text{C}$  и температуре в основании литосферы  $T_l$ . Вертикальные границы теплоизолированы (тепловой поток равен нулю). На границах слоев с различными теплофизическими свойствами выполнено условие непрерывности температуры.



**Рис. 4.** Постколлизийная стадия в условиях рисунка 3b - для вязкости нижней коры  $5 \cdot 10^{21}$  Па·с., верхней мантии -  $5 \cdot 10^{22}$  Па·с - эволюция во времени

Особое внимание на данном этапе исследований уделено влиянию различных значений эффективной вязкости нижней коры и литосферной верхней мантии на структуру надвиговой области на постколлизийной стадии. В процессе расчетов показано, что именно вязкость определяет скорость поднятия гравитационно неустойчивой области, возникающей в результате надвигания блока верхней коры и деформации всей области при утолщении и перераспределении дополнительной нагрузки в процессе эрозии поднятых покровов. Постколлизийная стадия

моделировалась изменением граничных условий – горизонтальное сокращение коры и процесс надвига заканчиваются и начинается медленное восстановление гравитационно неустойчивой структуры. Результатом процессов гравитационного поднятия и его денудации под действием сил плавучести на постколлизийной стадии становится эксгумация континентальных коровых пород, которые при появлении на поверхности показывают различные степени метаморфизма [Парфенюк, 2014].

Представление о смене режима сжатия режимом пассивного постколлизийного растяжения дает рис. 3, где показано поле скоростей в момент, близкий к завершению надвига и сокращения коры (верхний рисунок) и особенности поля скоростей для различных значений вязкости нижней коры и литосферной верхней мантии (нижняя кора – реологически более слабый слой с пониженной вязкостью). Из рисунков 3b и 3c отчетливо видно, что увеличение мантийной вязкости на порядок приводит к уменьшению величины масштабного вектора скорости примерно в 7-8 раз, т.е. восстановление надвиговой структуры происходит медленнее в случае более сильной реологии.

Следующий рис. 4 показывает эволюцию поля скоростей и углубления Мохо (сплошная линия) для случая более слабой реологии нижней коры и верхней мантии. Граница Мохо восстановилась практически полностью за время, сопоставимое с продолжительностью надвига (примерно 70 млн. лет). Восстановление границ гравитационно неустойчивой структуры, сложившейся в ходе внутриконтинентального надвига, возможно уже при эффективной вязкости верхней мантии порядка  $10^{22}$  Па\*с в процессе эрозии поднятых покровов. В данном сценарии при скорости денудации 1 мм/год в момент окончания надвига максимальный уровень эрозии составляет примерно 6 км; на постколлизийной стадии, в момент времени  $t=13.74$  млн. лет (рис. 4с) на поверхность выведены породы вплоть до глубин 14.7 км. Этот максимум отмечается над областью самого значительного углубления Мохо.

Отсюда следует вывод, что древние (раннепротерозойские) внутриконтинентальные области коллизии, не сохранившие корни в ходе последующей эволюции, отличались, по-видимому, более высокотемпературным режимом [Парфенюк, 2014, 2018]. Но особенности постколлизийной эволюции зависят, кроме вязкости, и от других параметров, определяющих формирование гравитационно-неустойчивой структуры в процессе надвига – это угол наклона ограничивающего разлома, мощность верхней коры, скорость денудации и ее распределение во времени.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Божко Н.А. Тектоно-термальная переработка – характерный эндогенный режим докембрия // Геотектоника. 1995. (2). С. 61–74.
2. Парфенюк О.И. Анализ влияния эрозии коллизийных поднятий на процесс эксгумации глубинных пород (численное моделирование) // Вестник КРАУНЦ. 2014. Т. 23 (1). С. 107–120.
3. Парфенюк О.И. Особенности постколлизийной эволюции структур, сформировавшихся в обстановке внутриконтинентального надвига // Георесурсы. 2018. Т. 20 (4), Ч. 2. С. 377–385.
4. Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюперитор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. (10). С. 22–32.
4. Перчук Л.Л., Геря Т.В. и др. Метаморфический комплекс Лимпопо, Южная Африка: 2. Режим декомпрессии и остывания гранулитов и пород кратона Каапвааль // Петрология. 1996. Т. 4 (6). С. 619–648.
5. Barbey P., Convert J. et al. Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogen: the Granulite Belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Soc. Finl. 1984. V. 56. P. 161–188.
6. Chandrasekhar S. Hydrodynamic and hydromagnetic stability. 3rd Ed. Dover reprint: New-York. 1981. 654 p.
7. Parphenuk O. I. Uplifts formation features in continental collision structures (evolution modeling) // Russian Journal of Earth Sciences. 2015. V. 15 (4). ES4002.
8. Parphenuk O. I. Thermal regime and heat transfer during the evolution of continental collision structures // Russian Journal of Earth Sciences. 2016. V. 16. ES6006.
9. Ramberg H. Gravity, Deformation, and the Earth's Crust. 2nd Ed. Acad. Press: New-York. 1981. 452 p.
10. Roering C., van Reenen D.D. et al. Tectonic model for the evolution of the Limpopo Belt // Precambrian Research. 1992. V. 55 (1-4). P. 539–552.

# ВЛИЯНИЕ ПРОЧНОСТНЫХ ПАРАМЕТРОВ НА ДЕФОРМАЦИОННУЮ КАРТИНУ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫХ ПОЯСОВ

А.А. Татаурова<sup>1</sup>, Ю.П. Стефанов<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

<sup>2</sup>Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Томск

## Введение

В последние 50 лет крупные месторождения углеводородов были найдены в складчато-надвиговых поясах Скалистых гор, Аппалачей, Тянь-Шаня, Урала и т.д. [Kendall et al, 2019; Goffey et al, 2010]. Это определяет актуальность изучения особенностей формирования и развития этих территорий с точки зрения распределения напряженно-деформированного состояния среды.

Сложность, связанная с изучением складчато-надвиговых поясов обусловлена особенностями ее становления. Считается, что их образование происходит в обстановке геодинамического сжатия, что приводит к формированию большого количества надвиговых структур. Дополнительное осложнение вносит наличие слоев с низкой прочностью, что приводит к развитию субгоризонтальных срывов или детачментов.

Не смотря на многочисленные работы, связанные с моделированием складчато-надвиговых поясов, остается много вопросов касающихся особенностей их развития и эволюции. Модель критического клина, которая широко используется в работах связанных с моделированием поясов, лишь примерно описывает процессы в однородном клине. На сегодняшний момент, существует ряд работ, свидетельствующих о том, что она не позволяет описать природные объекты и более сложные физические модели [Diaz et al, 2011]. Чаще всего это связывают с более сложными процессами, происходящими при формировании клина. К ним можно отнести неоднородное скольжение на детачменте, слоистое строение среды, изменение свойств пород в процессе сжатия, наличие флюидов и т. д.

В связи с этим, рассмотрев особенности поведения однородного клина в обстановке сжатия [Stefanov, Tataurova, 2019], мы решили усложнить задачу и рассмотреть, как слоистость влияет на развитие разломных структур внутри осадочной толщи клина. Также был рассмотрен вклад флюида на развитие деформационных структур.

## Постановка задачи

Задача решается в упругопластической постановке, что позволяет учесть необратимую деформацию и фрикционное скольжение между осадочной толщей и фундаментом.

Будем считать, что горные породы испытывают упругопластическую деформацию, определяемую уравнениями:

$$\begin{aligned}\dot{\varepsilon}_{ij} &= \dot{\varepsilon}_{ij}^e + \dot{\varepsilon}_{ij}^p \\ \dot{\sigma}_{ij} &= \xi(\dot{\varepsilon}_{kk} - \dot{\varepsilon}_{kk}^p)\delta_{ij} + 2\mu(\dot{\varepsilon}_{ij} - \dot{\varepsilon}_{ij}^p),\end{aligned}$$

где  $\xi$  и  $\mu$  – коэффициенты Ламе,  $\delta_{ij}$  – символ Кронекера.  $\dot{\varepsilon}_{ij}^e$  и  $\dot{\varepsilon}_{ij}^p$  – компоненты скорости деформации упругой и пластической части.

При этом упругое состояние среды ограничено предельной поверхностью:

$$f = \tau - \alpha p - Y,$$

где  $\tau$  – интенсивность касательных напряжений;  $p$  – давление;  $\alpha$  и  $Y$  – параметры, выраженные через коэффициенты внутреннего трения  $\varphi$  и сцепления  $C$  модели Кулона-Мора.

Поведение среды за пределом упругости описывается моделью Друккера-Прагера-Николаевского с неассоциированным законом течения [Стефанов, 2015; Друккер, Прагер, 1975; Николаевский, 1972]. Пластическая деформация определяется из соотношений:  $\dot{\varepsilon}_{ij}^p = \lambda \frac{\partial g}{\partial \sigma_{ij}}$ , где  $g = \tau - \beta p^{eff}$  – пластический потенциал,  $p^{eff} = p - p^{por}$ . Рассматриваемый природный процесс протекает достаточно медленно, поэтому поровое давление определяется выражением:  $p^{por} = g \int_0^H \rho_{fl} dh$ ,  $\rho_{fl}$  – плотность флюида,  $h$  – глубина.

Для моделирования процесса деформации решается система уравнений динамики с помощью явной конечно-разностной схемы [Wilkins, 1999].

Расчетная область представляет по форме усеченный клин (Рис.1), состоящий из 5 слоев, сложенных осадочными породами. Его протяженность составляет 150 км, при максимальной глубине 10.5 км. Толща осадков лежит на жестком фундаменте с углом наклона 1.5°.

Нагружение клина происходит в два этапа. На первом этапе среда подвергается воздействию только гравитационных сил. Горизонтальное смещение боковых границ отсутствует:  $u_x|_{AB,CD} = 0$ . Верхняя граница соответствует дневной поверхности и свободна от напряжений.

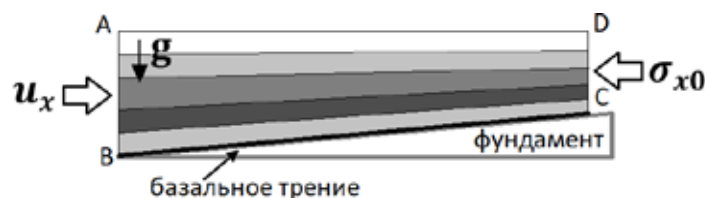


Рис. 1 Схема нагружения среды

На втором этапе нагружение происходит за счет смещения границы АВ (рис.1). При этом на границе CD сохраняются напряжения, рассчитанные на первом этапе  $\sigma_{x0}|_{CD}$ . Предполагая, что в ходе необратимой сдвиговой деформации происходит разрушение и измельчение частиц между осадочной толщей и фундаментом [Кочарян, 2016]. Поэтому трение представляет функцию, зависящую от величины пластической деформации [Stefanov, Tataurova, 2019]:

$$k^{fr}(\gamma^p) = k_0^{fr} \left(1 - \frac{\gamma^p - \gamma^1}{\gamma^2}\right),$$

где  $\gamma^p, \gamma^1, \gamma^2$  – интенсивность сдвиговой пластической деформации, величина деформации начала и завершения снижения трения в следствии дробления породы, при этом  $\gamma^1 \leq \gamma^p \leq \gamma^2$ . Начальная величина трения –  $k_0^{fr}$ .

Параметры описывающие свойства в слоях модели представлены в таблице 1.

Таблица 1. Свойства слоев, используемых в модели

Названия пород в слоях	Внутреннее трение, $\alpha$				Когезия, начальная/с учетом упрочнения, $Y$ (МПа)	Модуль сжатия, $K * 10^5$ (МПа)	Модуль сдвига, $G * 10^5$ (МПа)	Плотность, $\rho$ кг/м <sup>3</sup>
	Модель							
1 - песчаник	.5	.5	.5	.6	10/20	0.333	0.2	2.2
2 - соль	.3	.3	.6	.5	5/10	0.3	0.11	2.1
3 - известняк	.6	.6	.4	.65	15/30	0.33	0.19	2.7
4 – сланцы	.2	.2	.2	.3	15/25	0.28	0.097	2.4
5 - соль	.2	.3	.3	.5	5/15	0.3	0.11	2.1

## Результаты

Моделирование процесса деформации в результате смещения боковой границы выполним для пятислойной модели, с распределениями свойств, приведенными в Таблице 1. В результате смещения тыловой границы АВ происходит смятие и утолщение среды с формированием разломных структур в виде полос локализованной пластической деформации.

Расчеты показали, что образование полос локализации и общее строение деформируемой зоны зависит от прочностных свойств образующих клин слоев. Контрастные значения упругопластических свойств между слоями приводит к формированию разных деформационных картин.

Рассмотрим сначала процесс деформации без учета порового давления. На рисунке 2 представлено распределение пластической деформации внутри клина для различных вариантов

распределения свойств среды. Хорошо видно, существенное влияние на деформацию оказывает нижний слой.

В модели 1 (рис. 2.а) во фронте деформации можно увидеть изгиб зон локализации во втором слое. А также наличие повышенной пластической деформации вдоль 5 соляного слоя, что может говорить о скольжении вдоль него и развития вторичного детачмента, опережающего фронт развития зон пластической деформации.

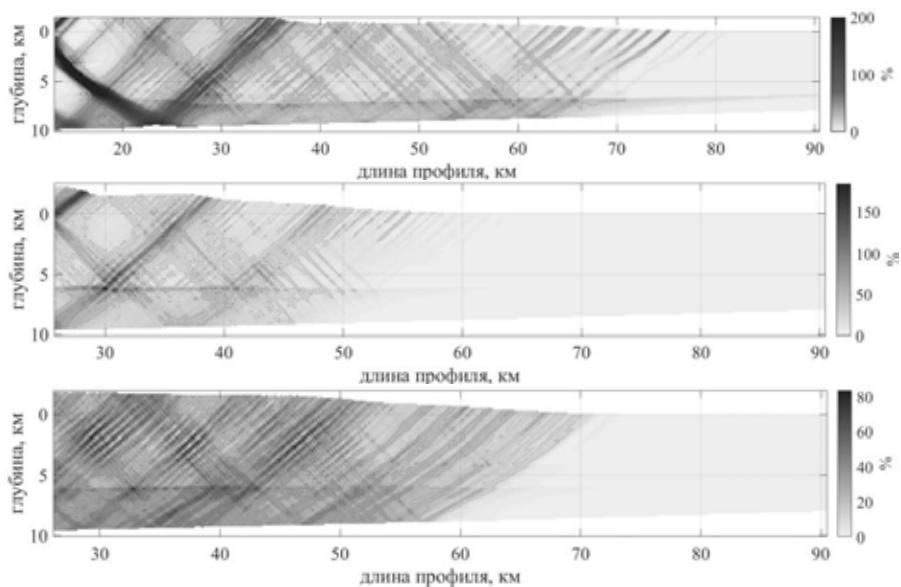


Рис. 2 Интенсивность сдвиговой пластической деформации (%): а) модель 1; б) модель 2; в) модель 3

В модели 2 (Рис. 2б), при увеличении прочностных свойств нижнего слоя, повышается уровень пластической деформации в слое 4 (сланцы). При этом формируется зона возможного проскальзывания между слоями, что хорошо выделяется на картине распределения деформации. Наличие ослабленного, более вязкого слоя соли (слой 2) препятствует сквозному развитию полос локализованного сдвига по всей глубине. В результате, во фронтальной зоне пластической деформации сформировалось несколько разломов, которые не проникли глубже 1го слоя.

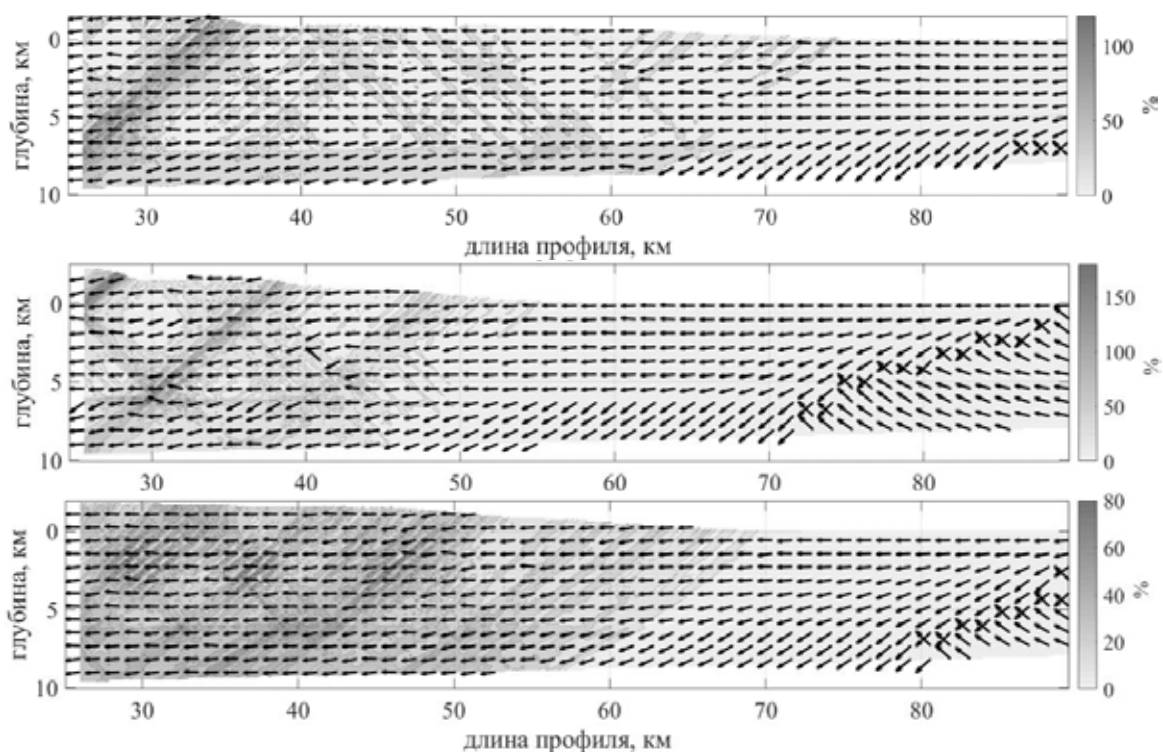


Рис. 3 Распределение осей максимального сжатия на фоне интенсивности касательных напряжений (%): а) модель 1; б) модель 2; в) модель 3



В модели 3 зоны локализации пластической деформации располагаются очень близко друг к другу. Наличие 4го слоя с более низким значением внутреннего трения не препятствует развитию полос локализации по всей глубине.

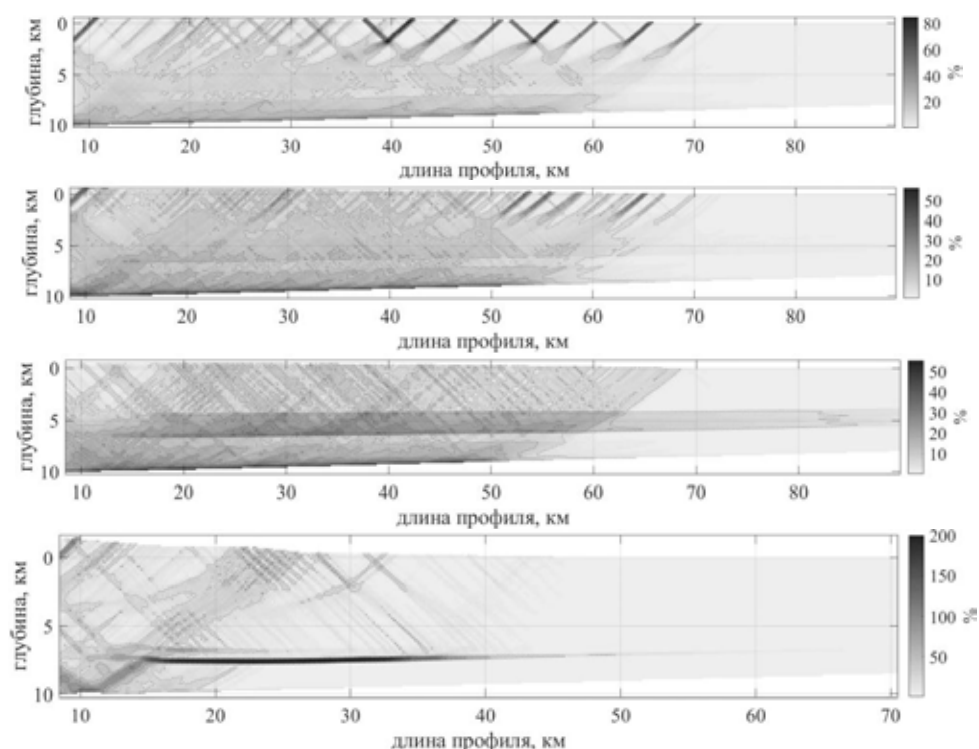
Для того, чтобы понять особенности развития пластической деформации внутри клина, рассмотрим, как себя ведет поле напряжений (рис. 3).

В случае модели 1 мы видим, что оси главного максимального напряжения отклоняются от начального горизонтального положения на отдельных глубинах. Во втором слое оси отклоняются на положительный и на отрицательный угол. Внутри третьего слоя оси сохраняют исходное положение. Ближе к тыловой части разреза слоях 4 и 5 отклонения осей не большое. Но в области фронтальной зоны локализации пластической деформации видно четкое отклонение главных осей, которые имеют согласованное направление с разломной структурой.

Для модели 2 картина распределения осей максимального сжатия выглядит почти аналогично модели 1. Можно отметить, что в этом случае нижний слой более четко выражены за счет большего отклонения осей. Так же на рис. 3б хорошо видно, что на периферии клина просиходит резкая смена направлений главных осей. Такое поведение среды создает своего рода упор, который способствует сжатию среды.

Модель 3 характеризуется весьма однородным и спокойным полем осей сжатия. Они почти не отклоняются от горизонтального направления. Только между активной фронтальной частью развития пластической деформации мы наблюдаем разницу между 3 и 4 слоями.

Учет флюида приводит к понижению прочностных свойств среды и изменению конфигурации деформационной картины внутри клина. Модель 1 и 2 в этом случае изменяются таким образом, что зоны повышенной концентрации пластической деформации располагаются в верхней части разреза, то есть в первом слое, сложенном песчаниками. Тем не менее, это не свидетельствует о том, что нижний слой не реагирует на изменения в верхней части разреза. Видно, что часть зон локализации, которые развиваются в верхнем слое можно соединить с соответствующими участками пластической деформации в нижних слоях. Наиболее выраженная листрическая форма разломов формируются в верхнем хрупком слое, лежащем на менее прочном пластическом (рис. 4а).



**Рис. 4** Интенсивность сдвиговой пластической деформации (%) при расчете с учетом флюида: а) модель 1; б) модель 2; в) модель 3; г) модель 4

В случае модели 3 отсутствуют ярко выраженные зоны локализации пластических деформаций. В то же время, наибольшие значения пластической деформации достигаются в слоях соли (3 и 5). Отдельный интерес представляет модель 4. При данном распределении прочностных свойств четко выражено развитие внутреннего детачмента, который лежит между прочным 3 и ослабленным 4

слоем. При этом он не позволяет проникнуть зонам локализации пластических деформаций ниже него.

Поле осей напряжений для моделей 1 и 2 в целом схожи. Во всех моделях оси максимального сжатия поворачиваются иным образом в периферийной части клина, чем в прежних расчетах без учета порового давления. Наиболее наглядной является модель 4. Понижение прочности создает условия для формирования внутренних вторичных detachментов – суброгизонтальных разломов.

Таким образом, можно заключить, что прочностные свойства пород и их расположение в среде оказывают влияние на деформационную картину и глубину проникновения разломных зон. Учет влияния порового давления приводит к понижению сдвиговой прочности. Сравнение полученных результатов для многослойных сред с результатами, представленными в работе [Ruh et al, 2012], показывает отличие в форме разломов. В работе [Ruh et al, 2012] разломы часто принимают s-образный вид. Образование такой формы разломов является следствием большим смещением вдоль внутрипластовых detachментов связанных с ослабленными прослойками.

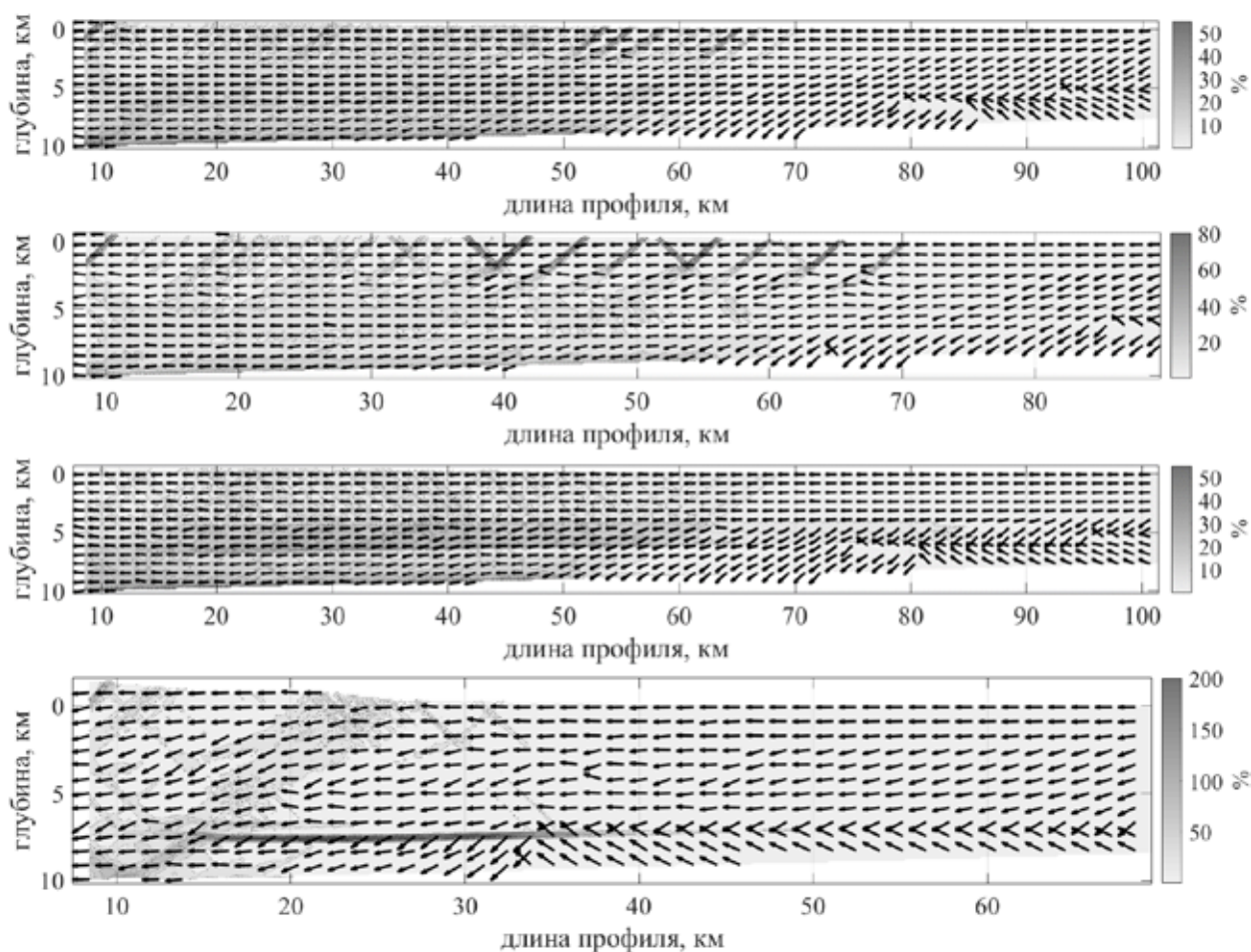


Рис. 5 Распределение осей максимального сжатия на фоне интенсивности касательных напряжений (%): а) модель 1; б) модель 2; в) модель 3; г) модель 4

### Выводы

В результате исследования установлено, что существенную роль в формировании надвиговой структуры, ее общем строении и геометрии разломов играет наличие пластичных (или вязких) прослоек с низкой прочностью. Наличие ослабленного слоя в нижней части клина обеспечивает более равномерное распределение деформации. Образование и продвижение detachмента связано с контрастными свойствами смежных слоев, обусловленных низкой прочностью и пластическим характером поведения пород одного из них.

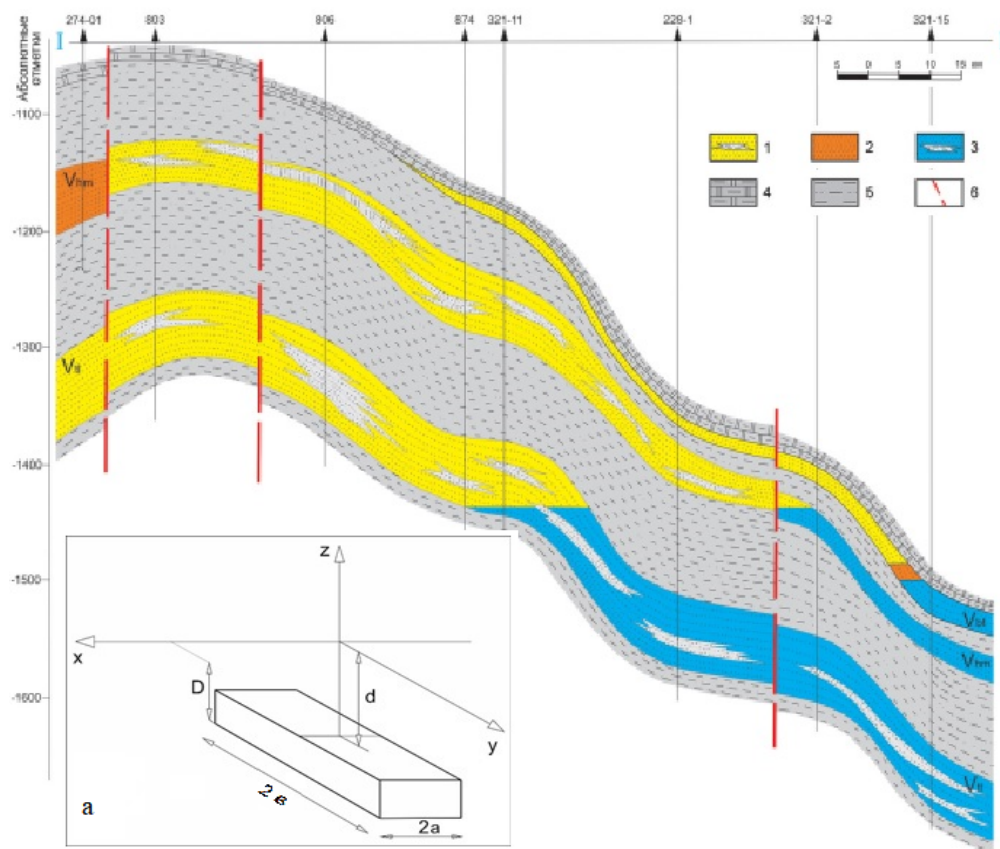
Наличие слоев с разными реологическими свойствами может привести к многоярусной картине деформирования. Пластичный слой может препятствовать сквозному развитию полос локализации, за счет их «размазывания» и искривления. В результате, например, пластичный слой, лежащий ниже хрупкого приводит к образованию разломов листрической формы.

Работа выполнена при поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0006 «Структуры и напряженно-деформированное состояние земной коры платформенных и складчатых областей Центральной Азии на основе совместного решения обратных задач сейсмологии и гравиметрии».

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Kendall J., Verges J., Koshnaw R., Louterbach M.* Petroleum tectonic comparison of fold and thrust belts: the Zagros of Iraq and Iran, the Pyrenees of Spain, the Sevier of Western USA and the Beni Sub-Andean of Bolivia // Geological Society of London, Special Publications. 2019. V. 490. P. 1–42.
2. *Goffey G. P., Craig J., Needham T., Scott R.* Fold-thrust belts: overlooked provinces or justifiably avoided // Geological Society of London, Special Publications. 2010. V. 348 (1). P. 1–7.
3. *Diaz E. F., Tolson G., Hudleston P.* Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold-Thrust Belt // Geological Society of London, Special Publications. 2011. V. 349 (1). P. 149–167.
4. *Stefanov Y. P., Tataurova A.A.* Effect of friction and strength properties of the medium on shear band formation in thrust structure // Physical Mesomechanics. 2019. V. 22 (6). P. 463–472.
5. *Стефанов Ю.П.* Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8 (3). С. 129–142.
6. *Друккер Д., Прагер В.* Механика грунтов и пластический анализ или предельное проектирование // Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2. Определяющие законы механики грунтов. М.: Мир. 1975. С. 166–177.
7. *Николаевский В.Н.* Механические свойства грунтов и теория пластичности // Механика твердых деформируемых тел. Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ АН СССР. 1972. Т.6. С. 5–85.
8. *Wilkins M. L.* Computer Simulation of Dynamic Phenomena. Berlin: Springer-Verlag. 1999. 246 p.
9. *Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.
10. *Ruh J., Kaus B.J.P., Zurich E.T.N.* Numerical investigation of deformation mechanics in fold-and-thrust belt: Influence of rheology of single and multiple decollements // Tectonics. 2012. V. 31. P. 1–23.

## РАЗДЕЛ 4. ТЕКТОНОФИЗИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК





# ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ РАЙОНА КОВЫКТИНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

С.А. Блинова<sup>1</sup>, А.А. Добрынина<sup>1,2</sup>, А.В. Саньков<sup>1</sup>, В.А. Саньков<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск, blinova@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, dobrynina@crust.irk.ru

Целью настоящей работы было изучение глубинного строения и зон разломов в восточной части Иркутского амфитеатра района Сибирской платформы на примере Ковыктинского месторождения с использованием методик микросейсмического зондирования на основе обработки данных сейсмических станций, установленных на данной территории, построение разреза осадочных отложений по полученным данным, выявление положения зон разломов и оценка глубины их проникновения.

Использование микросейсмических колебаний для изучения верхней части разреза находит все более широкое распространение в практике геофизических работ. Привлекательным в методе является его относительно низкая стоимость, отсутствие отрицательных воздействий на природную среду и мобильность. Метод микросейсмического профилирования является одной из модификаций метода спектральных отношений горизонтальных и вертикальных компонент (Н/V-отношения) Накамуры [Nakamura, 1989]. При моделировании поверхностных волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей [Цуканов, Горбатиков, 2015] показано, что на земной поверхности над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды уменьшаются (отношение Н/V увеличивается), а над низкоскоростными – возрастают (отношение Н/V уменьшается). Таким образом, экспериментальная кривая Н/V-отношений в слоисто-неоднородной среде представляет собой последовательность экстремумов (максимумов и минимумов), частота (f) которых связана с глубиной залегания (H) и скоростью основной моды волны Рэлея  $V_R(f)$  в соответствующей неоднородности следующим соотношением [Горбатиков и др., 2008]:  $H \approx 0.4 \cdot (V_R(f)) / f$ . Спецификация метода позволяет говорить также о его применимости для выделения зон разломов, так как метод нацелен на выделение субвертикальных неоднородностей в силу того, что волны Рэлея распространяются параллельно поверхности.

В ходе проведения полевых исследований был отработано семь региональных и локальных профилей в зоне Жигаловского вала (профили Знаменка, Чикан-1, 2, 3, Бурунга и Рудовка-1, 2 и) и один профиль севернее – в долине р. Лены вкост разлома субмеридионального простирания (профиль Лена). Для определения границ фундамента были обработаны данные по профилям микросейсмического зондирования на территории Ковыктинского лицензионного участка (ЛУ) — профили Орлинга-1 и Орлинга-2.

Установка временных сейсмических станций в районе Ковыктинского газоконденсатного месторождения (на Ковыктинском ЛУ) была осуществлена Институтом земной коры СО РАН в рамках проектов по проведению сейсмического микрорайонирования по трассе проектируемой линии электропередач и оценке активности разломов на трассе газопровода Ковыкта – Саянск – Иркутск. Данные о характере поля микросейсм необходимы для оценки резонансных частот верхней части разреза при сейсмическом микрорайонировании, изучении строения разреза под сейсмическими станциями.

Одной из специфик метода микросейсмического зондирования является расстановка регистрирующих станций: чтобы уверенно зарегистрировать вертикальную или субвертикальную неоднородность, расстояние между соседними станциями по горизонтали не должно быть больше, чем половина размера этой неоднородности. Поэтому перед расстановкой станций в зонах разломов предварительно проводилась визуальная оценка возможной ширины зоны разлома, в зависимости от которой выполнялась финальная расстановка станций вдоль микросейсмического профиля. В итоге расстояние между станциями на профилях составляло от 20 до 740 м, при этом общее количество точек измерения на профиле также варьировалось в зависимости от размеров исследуемого участка.

При обработке результатов полевых наблюдений производились следующие операции. Для каждой станции на профилях были рассчитаны индивидуальные кривые спектральных отношений горизонтальных и вертикальных компонент (Н/V-отношения). При обработке микросейсмических шумов необходимо добиться статистически устойчивых во времени данных, подтверждающих преобладание поверхностных рэлеевских волн над волнами другого типа. Поэтому на первом этапе обработки производилась отбраковка данных по волновым формам и спектрам записей микросейсм.

Далее выполнялось построение обобщенных спектров микросейсмических колебаний. При обработке данных был рассмотрен частотный диапазон 0.01–50.00 Гц.

Чтобы избежать случайных ошибок при анализе микросейсмического поля (техногенные помехи, транспорт, погодные условия и др.), измерения в каждой точке выполнялись на протяжении не менее 30 минут. При обработке для каждого полученного участка записи выбиралось от нескольких десятков до сотен окон (длиной не более 25 секунд) так, чтобы избежать попадания в анализируемых участков записи случайных «выбросов». В окончательный расчет включались только те окна, для которых отношение STA/LTA лежало в пределах 0.5–2.0 (здесь STA и LTA – средние уровни амплитуды сигналов для короткого (1 сек) и длинного (25 сек) временных периодов).

Итоговые кривые H/V-отношений и соответствующие значения стандартных отклонений получались осреднением индивидуальных H/V-отношений для всех окон. В результате были получены наборы амплитудно-частотных характеристик (или H/V-отношений) на каждом измерительном пункте на всех профилях. Полученные наборы H/V-отношений использовались для построения двумерных разрезов в зонах разломов. Двумерный разрез представляет собой зависимость амплитуды H/V-отношений от частоты и расстояния вдоль профиля.

В основе построения двумерных разрезов H/V-отношений лежит объединение одномерных кривых H/V, полученных для каждого конкретного измерительного пункта, с учетом географического положения пунктов, что позволяет привязать аномалии разреза (области локальных повышений и понижений H/V-отношений) к местности. Двумерный микросейсмический разрез представляет собой зависимость амплитуды H/V-отношений от частоты и расстояния вдоль профиля. По амплитуде и форме аномалий двумерных разрезов H/V-отношений можно качественно оценить строение среды под профилем, форму фундамента, положение и угол падения разлома, а также ширину зоны разлома.

Профиль Орлинг-1. Схема расстановки станций по субмеридиональному профилю Орлинг-1 длиной 11.1 км в пределах Ковыктинского ГКМ имеет важные особенности. Три южных станции располагаются на склоне долины р. Орлинг, а остальные – в долине этой реки, в зоне распространения аллювиальных отложений. По итогам выполненных работ были получены индивидуальные графики H/V-отношений для каждой сейсмической станции и разрезы разного глубинного уровня. На одномерных кривых H/V-отношений отчетливо видны несколько максимумов показателя H/V, которые отражают основные границы в осадочном чехле, начиная с границы между рыхлыми четвертичными осадками (рис. 1).

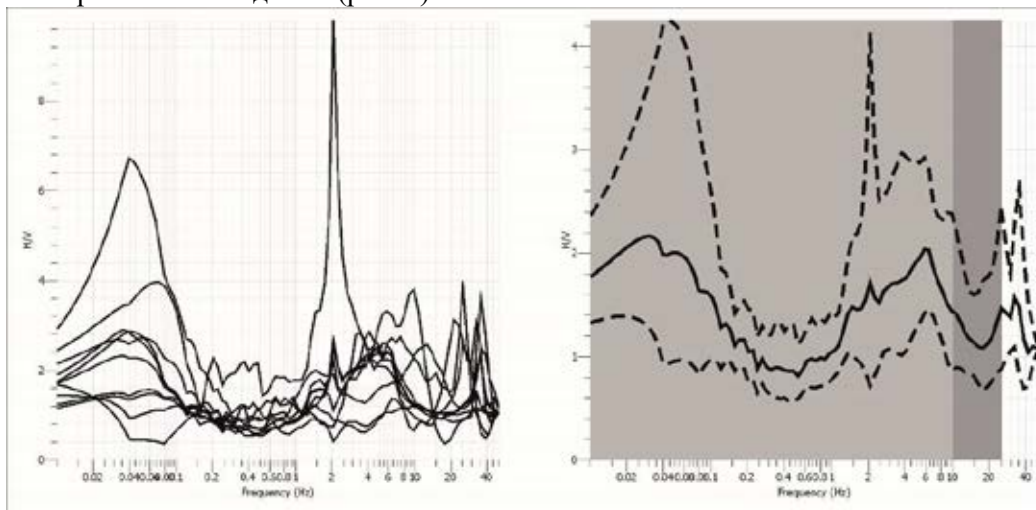
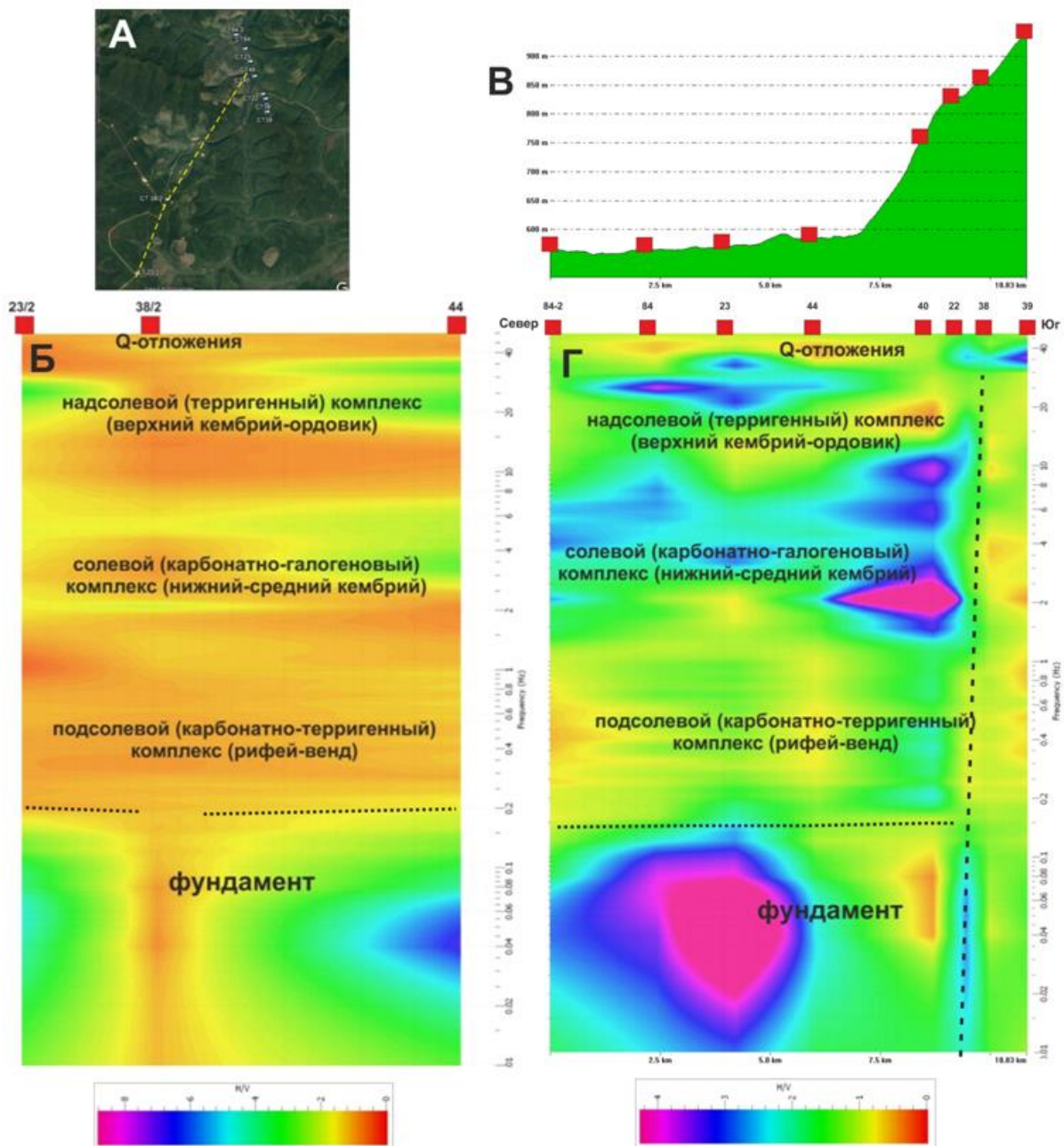


Рис. 1. Сводный (слева) и осредненный (справа) графики H/V-отношений для профиля Орлинг-1

Меридиональный разрез по Ковыктинскому месторождению (профиль Орлинг-1) характеризует строение осадочного чехла Сибирской платформы до глубины более 3 км (рис. 2). На нем отчетливо выделяются снизу вверх: кристаллический фундамент Сибирской платформы, подсолевой (карбонатно-терригенный) комплекс (рифей-венд), солевой (карбонатно-галогеновый) комплекс (нижний-средний кембрий) и надсолевой (терригенный) комплекс (верхний кембрий-ордовик). Завершают разрез четвертичные отложения долины р. Орлинг. Подошва четвертичных отложений наклонена и их мощность увеличивается с юга на север, вниз по течению реки. В южной части профиля Орлинг-1 предположительно выделяется разлом, выраженный в виде цепочки субвертикальных аномалий H/V-отношений разного знака, проходящей через весь разрез (рис. 2, г).



**Рис. 2.** Двумерные разрезы Н/В-отношений на Коввыктинском ГКМ. А – положение профилей (желтым пунктиром показан вспомогательный профиль Орлинга-2), Б – Н/В-разрез по вспомогательному профилю Орлинга-2 и его интерпретация, В – профиль рельефа для профиля Орлинга-1, Г – двумерный разрез Н/В-отношений и его интерпретация для профиля Орлинга-1. Точечным пунктиром показана граница фундамента, пунктиром – положение предполагаемого разлома, сейсмические станции показаны квадратами

Профиль Орлинга-2. Второй, вспомогательный, разрез (профиль Орлинга-2), протягивающийся в северо-восточном направлении, построен по данным, записанным тремя станциями. Одномерные кривые Н/В-отношений для каждой из трех станций профиля Орлинга-2 и осредненная кривая по расположению пиков Н/В-отношений схожи с кривые Н/В, полученными для профиля Орлинга-1, что говорит о стабильности основных характеристик разреза по площади месторождения. На двумерном профиле Орлинга-2 (см. рис. 2, б), несмотря на большие расстояния между станциями, также отчетливо выделяются три главных комплекса в составе палеозойского чехла Сибирской платформы: надсолевой, солевой и подсолевой. Фундамент Сибирской платформы также хорошо виден по увеличению амплитуд Н/В-отношений. Граница залегания фундамента по обоим профилям (Орлинга-1 и Орлинга-2) соответствует частотам 0.15–0.20 Гц (см. рис. 2).

Для определения скоростных характеристик разреза с помощью программы GEOPSY была построена экспериментальная дисперсионная кривая. Расчетная кривая максимально близко приближается к реально полученной дисперсионной кривой, показывающей отношение частоты к



медленности — показателю, обратному скорости поверхностных волн Рэлея. Для расчетов использованы одновременные записи трех сейсмических станций из центральной части профиля Орлинг–1. Расчет скоростного разреза производился подбором с использованием априорных данных сейсморазведки по мощностям основных слоев и скоростям продольных волн. В таблице приведены полученные результаты. Обращает на себя внимание то, что уменьшение скорости продольных ( $V_P$ ) и поперечных ( $V_S$ ) волн наблюдается в подсолевом терригенно-карбонатном комплексе, с которым связаны основные запасы газоконденсата. На границе фундамента скорость снова скачком нарастает.

**Таблица 1.** Скоростной разрез Ковыктинского ГКМ по результатам микросейсмического зондирования

$V_S$ , км/с	$V_S$ , км/с	$V_P$ , км/с	$V_P$ , км/с	нижняя граница слоя	
230	1010	2500	3500	500	
320	1600	3000	4000	700	800
100	2200	3500	5000	1700	1900
220	610	800	2500	500	600
<b>150</b>	<b>3500</b>	<b>3800</b>	<b>5000</b>		

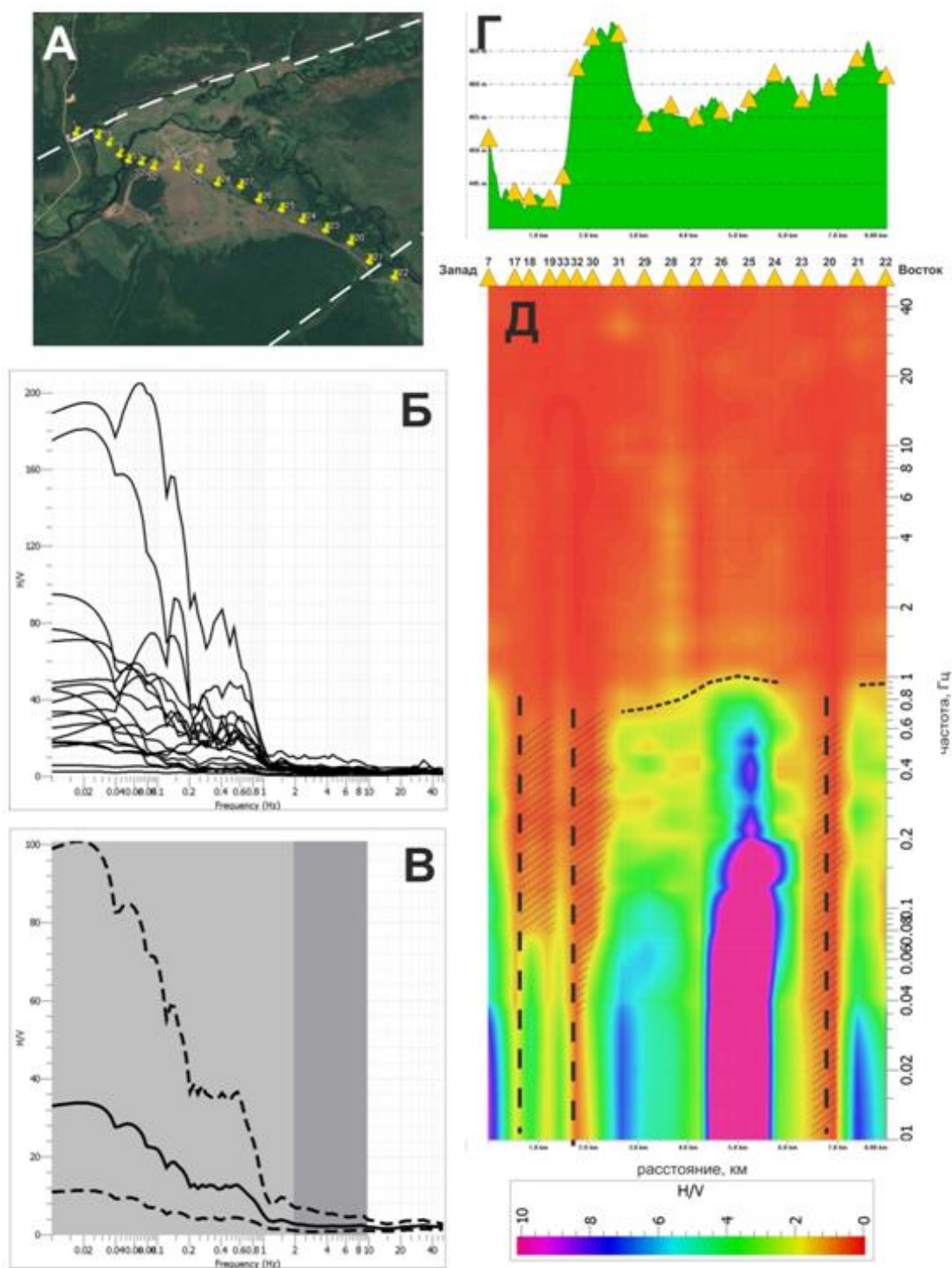
Профили Рудовка-1 и Рудовка-2. Профили расположены на западном сегменте зоны Тутуро-Чиканского разлома и ориентированы вкрест простиранию разлома. Длина профиля Рудовка-1 составляет 201 м, Рудовка-2 – 84 м. По данным профилирования в зоне Тутуро-Чиканского разлома были получены разрезы, позволяющие определить местоположение зон разломов и их кинематику, выделить глубинный уровень контакта четвертичных осадков с коренными породами, представленными карбонатами ангарской свиты кембрия.

Для Тутуро-Чиканского разлома характерно ступенчатое строение, наличие крутопадающих зон с пониженными упругими свойствами [Саньков и др., 2014]. В условиях плохой выраженности сместителя разлома в рельефе данные микросейсмического зондирования позволяют определить наиболее вероятное положение зоны возможных деформаций, которые могут возникнуть при активизации разлома в будущем.

Профиль Чикан-1 пересекает северную часть зоны Жигаловского вала. Согласно данным геологической съемки 1:200000 масштаба, а также данным дешифрирования космических снимков и геолого-структурных исследований [Саньков и др., 2017], здесь прослеживается серия субпараллельных разломов северо-восточного простирания. На субмеридиональном профиле Чикан-1 зоны разломов выражены в виде субвертикальных зон снижения значений  $N/V$ . Они наблюдаются вблизи северного окончания профиля и в середине профиля. В рельефе они соответствуют уступу и линейным понижениям.

Профиль Чикан-2. Северо-западный профиль Чикан-2 пересекает долину р. Чикан и продолжается по левому борту долины реки Тутура, проходя через центральную часть Жигаловского вала (рис. 3, А). Наиболее выражены два разлома северо-восточной ориентации — разлом, ограничивающий Чиканский горст (Тутуро-Чиканский разлом), и разлом, прослеживающийся на южном склоне Тыпта-Тутурского понижения. На разрезе обе структуры выражены также в виде субвертикальных зон снижения значений  $N/V$  (см. рис. 3, д). Они пересекают разрез консолидированных осадков и, по-видимому, входят в фундамент платформы, поверхность которого, согласно данным микросейсмического зондирования, располагается в пределах частоты 0.2 Гц (профили Лена и Знаменка). Заметим, что на региональных профилях, пересекающих Жигаловский вал (профили Чикан-1 и Чикан-2), поверхность фундамента отбивается плохо. Поскольку не всегда на профилях  $N/V$ -отношений возможно уверенное выделение фундамента в связи с малыми различиями упругих свойств фундамента и нижней части осадочного чехла, при интерпретации результатов автор ориентировался на полученные ранее значения частот – 0.15–0.20 Гц.

Профиль Чикан-3. Локальный профиль длиной 520 м пересекает уступ Тутуро-Чиканского разлома в северо-западном направлении. По субвертикальной зоне разлома контактируют два блока с различными свойствами, выраженными в изменении значений  $N/V$ -отношений. При детализации в верхней части разреза отчетливо выделяется отрицательная аномалия на границе блоков, при этом в блоке, располагающемся гипоцентрически ниже и соответствующем долине реки Чикан, наблюдается пологонаклонная положительная аномалия, предположительно связанная с наличием здесь горизонта карбонатных пород повышенной прочности. Северо-западный блок характеризуется более однородным строением в разрезе.



**Рис. 3.** Двумерный разрез Н/У-отношений вдоль профиля Чикан-2. А – положение профиля, Б – индивидуальные кривые Н/У-отношений, В – осредненная Н/У-кривая для всего профиля, Г – профиль рельефа, Д – двумерный разрез Н/У-отношений и его интерпретация. Измерительные пункты показаны треугольниками, цифрами — номер станции на профиле. Косыми линиями показаны зоны разломов и дизъюнктурированных осадочных пород, пунктиром показана граница между рыхлыми четвертичными и кембрийскими осадками

Профиль Лена. Длина профиля составляет 4.2 км, он пересекает русло р. Лены и проходит, в основном, по правому ее берегу. Согласно данным дешифрирования линеаментов рельефа, вдоль долины р. Лены проходит разломная зона субмеридионального направления. На профиле в западной части выделяется вертикальная аномалия, выраженная повышенными значениями Н/У-отношений в средней и нижней части разреза осадков платформы. Аномалия прослеживается до поверхности фундамента и ниже. В восточной части профиля вертикальная положительная аномалия присутствует в верхней части разреза, отвечающей терригенно-карбонатной надсолевой толще.

Профиль Знаменка. Профиль длиной 1.3 км пересекает линеамент северо-западного простирания, предположительно связанный с зоной разлома. В разрезе Н/У-отношений отчетливо

выделяются три слоя: фундамент, подсолевой и солевой комплексы. В верхней части менее отчетливо выражен надсолевой терригенно-карбонатный комплекс. Предполагаемая зона разлома выражена по-разному по разрезу. В нижней части разлома она представлена крутопадающей ( $65-70^\circ$ ) положительной аномалией  $H/V$ -отношений, проходящей из фундамента в подсолевой горизонт до его кровли. В солевом горизонте аномалия присутствует, однако, имеет размытые контуры. В верхней части разреза она представлена отдельным фрагментом. Характер аномалии, ее морфология и положительный знак в поле  $H/V$ -отношений могут свидетельствовать о более сложной природе, чем простая зона разлома. Вполне вероятно, что вдоль этой зоны могла внедряться базитовая дайка, поскольку положительная аномалия указывает на наличие более плотного вещества в зоне разлома по сравнению с вмещающими породами.

Профиль Бурунга. Локальный профиль северо-западного простирания проходит по левому борту долины реки Бурунга, на стрелке с долиной реки Чикан. Он пересекает сегмент Тутуро-Чиканского разлома, выраженного в рельефе крутым уступом, и имеющим признаки плейстоцен-голоценовых подвижек. В разрезе отчетливо выражены два блока с различающимися характеристиками поля микросейсмического шума. Граница между блоками на поверхности располагается на продолжении уступа Тутуро-Чиканского разлома. Для детализации верхней части структуры разломной зоны построен разрез в частном диапазоне от 0.6 до 15.0 Гц. На нем зона разлома выражена в виде вертикальной положительной аномалии  $H/V$ -отношений.

Использование записей десяти временных сейсмических станций на субмеридиональном и северо-восточном профилях, расположенных в бассейне верхнего течения р. Орлинги, позволило построить двумерные глубинные разрезы с использованием  $H/V$ -отношений, а также скоростной разрез, которые отражают трехчленное строение чехла Сибирской платформы. Обнаружено падение скоростей сейсмических волн в рифей-вендском карбонатно-терригенном комплексе, к которому приурочены основные запасы газоконденсата.

В результате проведенных исследований зон разломов методами микросейсмического профилирования на локальных и региональных профилях удалось показать, что крупные линейменты соответствуют зонам разломов фундамента и чехла Сибирской платформы в районе Ковыктинского ГКМ и его окружения.

При исследовании разреза четвертичных отложений в зоне активного Тутуро-Чиканского разлома использованные методы позволили выделить в разрезе зоны главного сместителя разлома в местах его пересечения с линией газопровода Ковыкта — Жигалово, что имеет важное значение при проектировании линейных сооружений в районе месторождения.

Полученные результаты позволяют сделать вывод о возможности применения метода микросейсмического профилирования при проведении рекогносцировочных исследований осадочного чехла Сибирской платформы в необследованных районах, а также в исследованиях зон разломов верхней части разреза.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. (7). С. 66–84.
2. Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А., Парфеевец А.В., Ашурков С.В., Лебедева М.А., Саньков А.В. Выполнение изыскательских работ по сеймотектонике для корректировки проекта «Газопровод Ковыкта-Саянск-Иркутск. Участок Ковыкта-Жигалово» Окончательный отчет. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. 72 с.
3. Саньков В.А., Парфеевец А.В., Мирошниченко А.И., Бызов Л.М., Лебедева М.А., Саньков А.В., Добрынина А.А., Коваленко С.Н. Позднекайнозойское разломообразование и напряженное состояние юго-восточной части Сибирской платформы // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8,(1). С. 81–105. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0233.
4. Цуканов А.А., Горбатилов А.В. Метод микросейсмического зондирования: влияние аномальных значений коэффициента Пуассона и оценка величины нелинейных искажений // Физика Земли. 2015. (4). С. 94–102.
5. Nakamura Y. A. method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // QR Railw. Tech. Res. Inst. 1989. V. 30. P. 25–33.

# ДЕФОРМАЦИОННЫЙ МЕХАНИЗМ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Н.Ю. Васильев<sup>1</sup>, А.О. Мострюков<sup>2</sup>, В.А.Петров<sup>2</sup>, Т.Ю. Тверитинова<sup>3</sup>, А.Ю. Тверитинов<sup>4</sup>

<sup>1</sup>МГРИ-РГГРУ, Москва, [geostress@mail.ru](mailto:geostress@mail.ru)

<sup>2</sup>ГО «Борок» ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославской обл., [most57@mail.ru](mailto:most57@mail.ru)

<sup>2</sup>ГО «Борок» ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославской обл., [vap\\_borok@mail.ru](mailto:vap_borok@mail.ru)

<sup>3</sup>МГУ, Москва, [tvertat@yandex.ru](mailto:tvertat@yandex.ru)

<sup>4</sup>ООО ТЕХСЕРВИС, Москва, [atveritinov@yandex.ru](mailto:atveritinov@yandex.ru)

## Введение

В начале доклада отметим уникальную – и основополагающую, и подвижническую деятельность Михаила Владимировича Гзовского, направленную на развитие науки *тектонофизики* [Гзовский, 1954 и др.]. Михаил Владимирович всегда подчеркивал: одной из важнейших задач этой науки является описание *тектонофизических* условий развития деформационных процессов в разномасштабных структурах земной коры, в том числе, и в структурах эндогенных месторождений. Весьма вероятно, что уже в самом начале этой деятельности Михаил Владимирович знал о любопытнейшем природном явлении «*объемного расширения (dilation)*» горных пород, выявленном профессором В.М. Крейтером в деформационных структурах некоторых гидротермальных месторождениях по характерным индикаторам: глинкам трения и зонам брекчий [Крейтер, 1947, стр. 59; 1948, стр. 13]. К сожалению, условия развития этого явления тогда ещё не могли быть охарактеризованы на «языке» тектонофизики и оно осталось, как бы, практически забытым. Отсюда понятно, почему именно В.М. Крейтер одним из первых поддержал деятельность М.В. Гзовского по развитию тектонофизики [Крейтер, 1956]. В предисловии к известным «Структурам рудных полей и месторождений» он прямо говорил о необходимости анализа тектонических условий формирования месторождений с помощью методов, основанных на достижениях физики твердого тела и структурной геологии. Там же он приводил примеры информативности результатов «механического анализа» деформационных структур, как тогда называли исследования с использованием понятия об эллипсоиде деформации.

В настоящем докладе обсуждаются результаты сравнительного анализа *тектонофизических механизмов деформационного* вскрытия горных пород на *предрудном, внутрирудном и послерудном* этапах тектонического развития эндогенных месторождений. Конечно, наибольший интерес из них представляют, до сих пор, неизвестные особенности механизмов *внутрирудных* этапов тектонических *деформаций*, синхронных с процессами эндогенного рудообразования. Природу этих процессов, всё чаще и более аргументировано, связывают с физико-химическим взаимодействием *рудоносных флюидов* (трансмагматических, постмагматических, метаморфических, гидротермальных) и *горных пород* в наиболее проницаемых участках деформационных структур земной коры [Флюидные потоки..., 2002]. Поэтому, главной задачей нашего анализа являлось описание *механизмов тектонических деформаций*, «обеспечивавших» наиболее благоприятные (оптимальные) условия вскрытия и флюидной проницаемости горных пород на «внутрирудном» этапе формирования рудной минерализации.

Анализ проведен на основе *кинематического метода* реконструкций тектонофизических параметров деформационных процессов [Гущенко, 1973 и др.]. В настоящее время, это один из методов детального описания (в количественных характеристиках) особенностей *кинематических механизмов* (сбросовых, сдвиговых, взбросовых) развития тектонических деформаций, другими словами, особенностей *деформационного вскрытия* горных пород. Метод «работает» с исходной информацией о тектонических «бороздах скольжения», – следах *прерывисто-непрерывных* тектонических движений в процессе последовательной смены условий развития рудных объектов. Базовые принципы метода, основаны на одном из важнейших положений математической *теории пластичности* Батдорфа-Будянского [Батдорф, Будянский, 1961], и явились главными постулатами «Кинематической модели» развития процессов деформации горных пород [Гущенко, 1975].

## Кинематический метод реконструкции параметров тектонических полей напряжений/деформаций

Процедуры метода основаны на *Кинематической модели* развития структур разрушения (трещин, разрывов, разломов) в массивах горных пород, описывающей закономерности *функциональной связи* между характеристиками тектонических полей напряжений ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \tau_m^{лев}$ ,

$\tau_n^{прав}$ ,  $\tau_n$ ) и тектонических борозд скольжения ( $\pm t_n$ ), где ( $t_n$ ) - ориентация борозды, ( $\pm$ ) - её кинематический знак (правая или левая компоненты сдвига, устанавливаемые по направлению сколового смещения) [Гущенко, 1975]. Исходной информацией для построения модели был вывод её автора о том, что *сколовые смещения* ( $\pm t_n$ ), возникающие на произвольно ориентированных ослабленных поверхностях дизъюнктивных нарушениях ( $n$ ) (на плоскостях трещин), развиваются преимущественно в направлении действия на этих поверхностях касательных напряжений ( $\tau_n$ ), т.е. ( $t_n \parallel \tau_n$ ) [Гущенко, 1973, 1975]. Достоверность данного вывода была подтверждена математическими расчетами (Гущенко, Сим, 1974, Гущенко, Кузнецов, 1979). К этому важно добавить, что, практически одновременно и независимо, в работах французских исследователей был сделан подобный вывод о *сонаправленности* борозд скольжения и касательных напряжений [Carey, Brunier, 1974, Angelier, 1975].

В кинематической модели рассматривается важнейшая особенность в развитии дизъюнктивных деформаций. Её смысл состоит в следующем. Независимо от иерархического уровня процессов деформации геологической среды и от пространственной ориентировки плоскости сместителя (трещин, разрывов, разломов), структура поля направлений сколовых смещений одного иерархического ранга определяется устойчивой, – либо, одноосной, либо трехосной симметрией векторов относительно осей главных напряжений ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ). При этом, вид симметрии поля определяется формой эллипсоида напряжений, – изменяющейся в ходе развития процессов тектогенеза. Форма эллипсоида контролируется соотношением величин главных нормальных напряжений  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  (где  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ , растягивающее напряжение  $\sigma_1$  положительно), измеряемым величиной параметра  $\mu_\sigma$  (коэффициента Лоде-Надаи). Величина коэффициента определяется соотношением:  $\mu_\sigma = 2[(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)] - 1$ . Спектр возможных значений коэффициента изменяется в пределах от одноосного растяжения (-1) до одноосного сжатия (+1).

Зависимость численных характеристик сколов от условий нагружения/деформации земной коры отражена в трёх *постулатах* модели [Гущенко, 1975]. Первым постулатом определяется прямая (генетическая) зависимость ориентации борозд и штрихов (сколовых смещений) от направлений действия *максимальных касательных* ( $\tau_m$ ) и *касательных* ( $\tau_n$ ) *напряжений*. Вторым постулатом подчеркивается, что *сопряженным* системам этих направлений присуща *симметрия*, оси которой являются осями ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ) главных нормальных напряжений, синхронных этим смещениям. На основе *постулируемой* генетической связи сколов ( $t_n$ ) с ориентацией осей ( $\tau_n$  и  $\tau_m$ ), а значит и осей ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ), проводится реконструкция параметров поля напряжений. Фактически, решается «обратная» задача об угловых и азимутальных характеристиках главных напряжений в 3D-пространстве на основе *известных (измеренных в поле)* угловых, азимутальных и кинематических характеристиках сколовых смещений. На основе третьего постулата, – о двух типах симметрии сколов: *одноосной* (относительно осей  $\sigma_1$  или  $\sigma_3$ ) и *трехосной* (относительно осей  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ) проводится процедура *сепарации* множества сколовых смещений на группы, различающиеся по параметрическим характеристикам этих типов. При этом отклонение ориентировок борозд скольжения от установленной симметрии, – признак *изменения* условий тектонического нагружения и деформации пород.

Исходя из третьего постулата, составляют исходные выборки сколов для реконструкций, т.е. по соответствию направления смещения единичного скола (борозды скольжения), - совокупности направлений смещений сколов (борозд скольжения) в формируемой выборке. На основе первых двух постулатов составляется система тригонометрических неравенств и тождеств [Гущенко, 1975, 1979; Гущенко, Кузнецов, 1979]:

$$\begin{aligned} t_3/n_3 \leq 0; t_1/n_1 \geq 0; \\ m_1 \cdot n_1 / m_3 \cdot n_3 \geq 0; n_i \neq 0 \text{ и } t_i \neq 0 \text{ при } m_i \neq 1; \\ \Sigma n_i^2 = 1; \Sigma t_i^2 = 1; n_i \neq 1; t_i \neq 1, \end{aligned}$$

где  $n_i, t_i, m_i$  – направляющие косинусы осей главных нормальных напряжений тензора  $\sigma_i$  ( $i = 1, 2, 3$ ) в системе координат, совпадающей направлениями трех взаимноортогональных единичных векторов, однозначно связанных с разрывным смещением:  $n$  – вектор в направлении внешней нормали к берегу разрыва, принимаемому за условно неподвижный;  $t$  – вектор в направлении сколового смещения условно активного берега разрыва;  $m$  – бинормаль к векторам  $n$  и  $t$ .

По результатам *совместного решения* такой системы, – находят численные значения параметров главных напряжений ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \tau_m$ ), величина которых рассчитывается, исходя из численных значений «*направляющих косинусов*», определяемых по угловым характеристикам борозд скольжения относительно начала координат единичной сферы 3D-пространства.

Значения коэффициентов Лодэ – Надаи для каждого из сколов в отдельности рассчитывается на основе зависимости [Гущенко, Кузнецов, 1979]:

$$\mu_{\sigma} = (m_3 \cdot n_3 - m_1 \cdot n_1) / (m_1 \cdot n_1 + m_3 \cdot n_3)$$

Описание поля суммарного значения  $\mu_{\sigma}$  проводят на основе допущения о едином устойчивом масштабе амплитуд сколовых смещений [Степанов, 1979].

Расчёты характеристик тектонофизических параметров деформационного процесса проводят с помощью алгоритмов компьютерных программ обработки полевой информации о направлениях сколовых смещений. Программы обеспечивают *решения* систем тригонометрических неравенств и тождеств, которыми определяются *ограничения* на возможные 3D области нахождения направлений главных нормальных напряжений ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ). Главные напряжения могут находиться только в тех участках 3D пространства, которые не «запрещены» выявляемыми ограничениями.

Ниже приведены результаты реконструкций на Центральном участке месторождения Гурбей в предгорьях В. Саяна. Реконструкции выполнены на основе исходных данных двух типов. Во-первых, по *геологической информации* о характеристиках борозд и штрихов скольжения на плоскостях трещин вмещающих горных пород и руд объекта. Во-вторых, по *сейсмологической информации* о механизмах землетрясений в пределах исследуемого региона (по данным опубликованных каталогов). Работа с информацией о землетрясениях выполнена с учетом имеющегося опыта реконструкций параметров сейсмостектонических деформаций [Гущенко и др., 1990].

Таблица 1. Параметры тектонических деформаций в развитии структуры Гурбейского месторождения

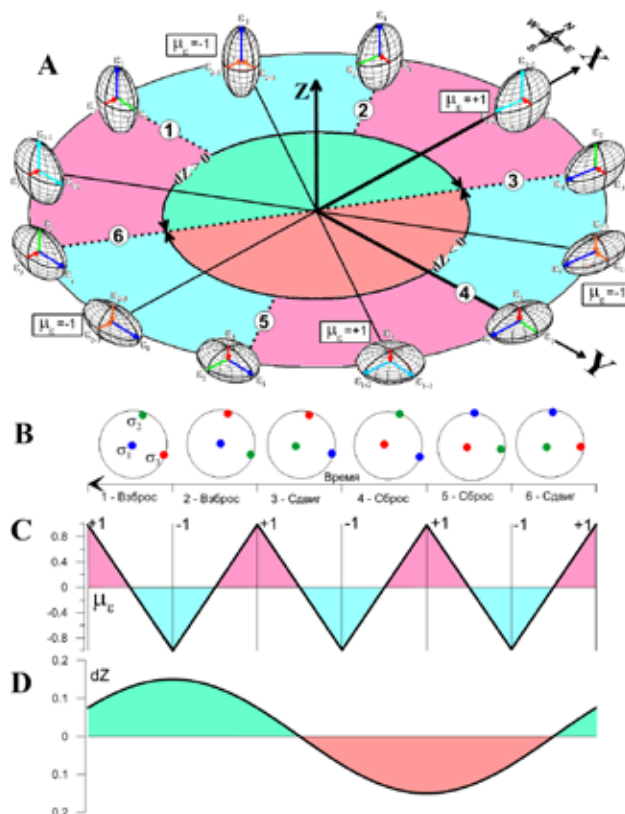
Фазы деформации	Механизм деформации	Ориентация осей главных напряжений			$\pm\mu_{\epsilon}$	$\pm\Delta Z$
		$\sigma_1$ (растяж.)	$\sigma_2$ (промежут.)	$\sigma_3$ (сжатия)		
А(сейсм.)	Сдвиговый	82°∠3°	221°∠86°	352°∠0°		
А(новейшая)	Сдвиговый	273°∠1°	21°∠87°	183°∠3°	+0.27	+0.14
<b>В</b>	<b>Взбросовый</b>	<b>277°∠90°</b>	<b>277°∠0°</b>	<b>187°∠0°</b>	<b>-0.06</b>	<b>+0.16</b>
С	Взбросовый	348°∠86°	184°∠4°	94°∠1°	-0.57	+0.01
Д	Сдвиговый	13°∠0°	283°∠78°	103°∠12°	+0.08	-0.10
Е	Сбросовый	189°∠1°	99°∠15°	284°∠75°	-0.00	-0.10
Ф(древняя)	Сбросовый	280°∠0°	190°∠4°	10°∠86°	-0.45	+0.03

Пояснения к табл: *Фазы деформации*: фазы последовательного изменения параметров процесса деформации от древней фазы F → к современной фазе А (сейсм.). *Кинематический тип механизмов деформаций*: взбросовый – при крутой ориентации оси  $\sigma_1$ ; сдвиговый – при крутой ориентации оси  $\sigma_2$ ; сбросовый– при крутой ориентации оси  $\sigma_3$ . *Ориентация осей главных нормальных напряжений*:  $\sigma_1$  –оси относительного растяжения (азимут, угол относительно горизонта);  $\sigma_2$  –оси промежуточного напряжения (азимут, угол относительно горизонта);  $\sigma_3$  –оси относительного сжатия (азимут, угол относительно горизонта). *Характеристики формы эллипсоидов деформаций*:  $\pm\mu_{\epsilon}$  – коэффициент Лодэ-Надаи изменяется в пределах от (-1.00) до (+1.00), соответственно, от условий максимального удлинения по оси ( $\epsilon_1$ ) до условий максимального укорочения по оси ( $\epsilon_3$ ). *Параметр  $\pm\Delta Z$*  – знак и относительная величина приращения вертикальной компоненты деформации, изменяющиеся от условий разуплотнения (“+”) до условий уплотнения (“-“) структуры земной коры, фиксируемые по вертикальной оси “Z”, направленной на зенит - смотри рис.3А и 5. Серым тоном в таблице показана синрудная фаза.

Из этих результатов следует, что тектоническое развитие структуры объекта определялось шестью фазами (от F→к А) *направленного* изменения параметров его деформации во времени. Сравнение параметров «соседних» фаз (F\Е, Е\Д, Д\С, С\В, В\А) этого ряда приводит к выводу, что данные изменения *генетически* связаны с инверсионной сменой кинематических механизмов тектонического нагружения объекта. Признаки *инверсии* на каждой новой фазе нагружения отчётливо выражены в: 1) унаследованном сохранении ориентации одной из осей главных напряжений ( $\sigma_1$  или  $\sigma_3$ ) от предыдущей фазы и 2) смене ориентации другой оси на ориентацию промежуточной ( $\sigma_2$ ) оси предыдущей фазы. Значения параметров взбросовой фазы «В», выделенной серым тоном, характеризуются условиями «активного» близвертикального растяжения  $\sigma_1$  (при коэффициенте Лодэ – Надаи  $\mu_{\sigma} < 0$  и вертикальном приращении деформации  $\Delta Z \geq 0.10$ ). Этими условиями, по-видимому, контролировались процессы *положительной дилатансии* (объемного деформационного разуплотнения) и декомпрессии горных пород с образованием рудных «ловушек».

## К обоснованию объемного разуплотнения (дилатансии) горных пород в эндогенных месторождениях

Как следует из данных таблицы 1, развитие процесса деформации фиксируется не только по направленной смене условий сжатия на условия растяжения и далее опять условиями сжатия и т.д., но и по *инверсионной* переиндексации главных осей тензора напряжений. Таким образом, изменения условий деформации фиксируются по изменениям ориентации осей ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) и величины коэффициента Лодэ-Надаи в направлении, соответственно, от условий ( $\mu_\sigma = -1$ ) через условия ( $\mu_\sigma = 0$ ) к условиям ( $\mu_\sigma = +1$ ). Из данных этой же табл.1 следует, что изменение условий деформации горных пород происходит при устойчивой (стационарной) ориентации главных осей тензора напряжений  $T^\sigma$  (в координатах 3D-пространства) и выражается в строго последовательной и унаследованной смене кинематики механизма тектонических деформаций (сброс→сброс→сдвиг→взброс→взброс→сдвиг).

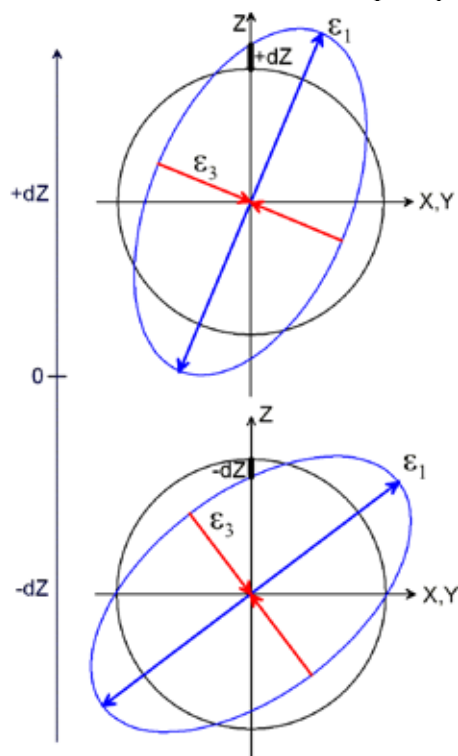


**Рис. 1.** Изменение параметров процесса деформации в 6-фазном цикле тектонических деформаций. А – цикл нагружения; В – ориентация напряжений; С – изменение коэффициента Лодэ – Надаи; D – приращение вертикальной деформации

При этом следует подчеркнуть, что *современное* поле напряжений, реконструированное по сейсмологическим данным, унаследовано сохраняет устойчивость осей ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) от предыдущих условий *новейшего* развития процесса деформации. Конечно, это один из важнейших аргументов *достоверности* реконструируемого фазово-циклического механизма деформационных процессов.

Развитие механизмов деформации по приведенной схеме подтверждается результатами исследований на всех исследованных промышленных объектах [Васильев и др., 2016, Васильев, Мострюков, Петров, 2017] и, вероятно, может иметь фундаментальное значение для представлений о циклах деформации земной коры в целом, и рудных объектов в частности. Эта схема представлена на рис. 1, на котором отражены, рассмотренные выше, изменения параметров деформационных процессов в течение цикла тектонических деформаций. Первое, что необходимо отметить, это унаследованное стационарное развитие цикла при длительном *сохранении* ориентации главных осей тензора напряжений в координатах (X,Y,Z) 3D-пространства. Второе – в течение цикла происходит последовательное изменение формы эллипсоида деформаций от «сигарообразной» во взбросовом механизме деформационного процесса через «чечевицеобразную» форму при сбросовом механизме и далее опять к «сигарообразной» см. рис. 1А. При этом цветом на данном рисунке показана смена условий укорочения-удлинения осей эллипсоида, соответственно, красной и зеленой окраской последовательных фаз цикла. Здесь же отражена последовательная переиндексация главных осей эллипсоида, выраженная в унаследованной смене «...→синих→зеленых→красных осей→...». Эта

смена хорошо видна и на рис. 1В – на котором показаны ориентация напряжений и смена механизмов деформации (...→ взброс→ взброс→ сдвиг→ сброс→ сброс→ сдвиг→...). На рис. 1С – показано изменение коэффициента  $\mu_\epsilon$ , фиксируемое по его знаку и величине (+1;0;-1). Этим изменением контролируется процесс уплотнения↔разуплотнения *среды рудообразования*. Изменение связано с переходом через условия шаровой деформации при ( $\mu_\epsilon=0$ ). Флуктуации значений коэффициента могли быть генетически связаны с дискретностью импульсного проявления *энергетики* земной коры. Важнейшей информацией об условиях разуплотнения являются знак и величина «приращения вертикальной компоненты деформации» ( $\pm\Delta Z$ ) на рис. 1D. Ее величина и знак контролируются ориентацией оси  $\epsilon_1$  *активного* разуплотнения относительно горизонта. Ее величина и знак контролируются ориентацией оси  $\epsilon_1$  *активного* разуплотнения относительно горизонта. При  $\epsilon_1 \geq 60^\circ (+\Delta Z)$  величина положительна, а при  $\epsilon_1 < 60^\circ (-\Delta Z)$ , – отрицательна (см. рис. 2). Смена знака и величины вертикальной компоненты ( $\pm\Delta Z$ ) приращения деформации является следствием изменения изотропных условий шаровой деформации (показана на рис.2 кругом) на анизотропные условия девиаторной деформации – (показана эллипсом, площадь которого *равновелика* площади круга).

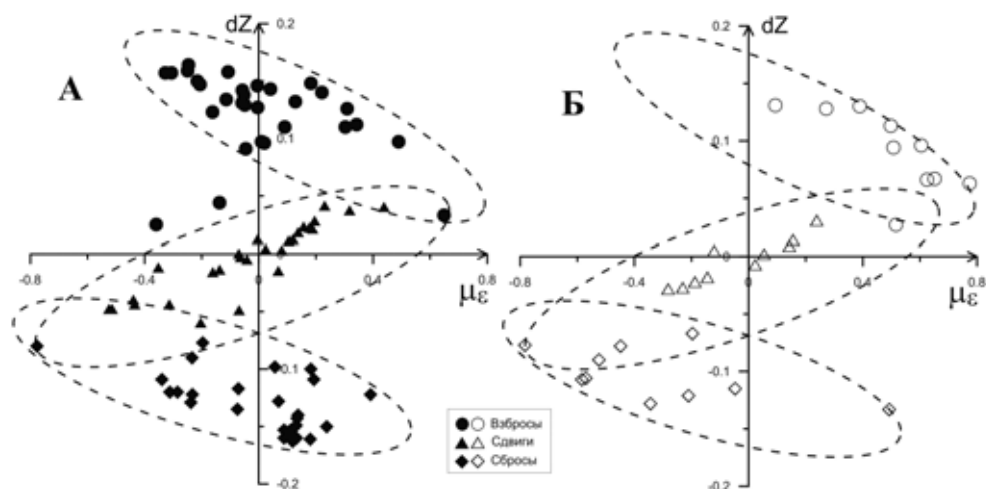


**Рис. 2.** Графическая модель изменения значений ( $\pm\Delta Z$ ) в зависимости от наклона осей  $\sigma_1$ ,  $\sigma_3$  относительно горизонта (при постоянстве соотношения между девиаторной и шаровой компонентами деформации)

При этом из сравнения графиков на рис. 1 (В, С и D) хорошо видно, что приращение ( $+\Delta Z$ ) достигает максимальных значений при взбросовых механизмах деформации и отрицательном значении величины коэффициента Лодэ – Надаи  $\mu_\epsilon = (-1)$ . Таким образом, условия *объемного разуплотнения* горных пород (земной коры), фиксируют по комплексу трёх параметров: 1) взбросовому типу механизма деформации, 2) отрицательному значению величины коэффициента Лодэ – Надаи ( $-\mu_\epsilon$ ) и 3) положительному приращению величины ( $+\Delta Z$ ) вертикальной компоненты деформации. Фактически, эта компонента является разницей («дельтой»  $\Delta$ ) между параметрами девиаторной и шаровой деформациями. Она имеет положительный (+) знак при разуплотнении и отрицательный (-) – при уплотнении. Её измеряют по оси, направленной на зенит ( $-Z$ ) (рис. 2). Впервые численные значения параметров данного явления были установлены на рудопроявлении золота Одолго в предгорьях Станового хребта [Васильев, Мострюков, 2007]. Затем они были подтверждены реконструкциями, выполненными на примере девятнадцати эндогенных месторождений различных генетических типов на которых проводится добыча разнообразных видов металлического и неметаллического сырья [Васильев и др., 2016]. По результатам этих реконструкций построен график соотношений между величинами ( $\pm\mu_\epsilon$ ) и ( $\pm Z$ ) (рис. 3А). На соседнем графике (рис. 3Б) показаны результаты реконструкций ( $\pm\mu_\epsilon$ ) и ( $\pm Z$ ) параметров для 6 безрудных участков земной коры. Из сравнения данных графиков следует, что развитие *взбросовых режимов*



деформации на месторождениях (рис. 3А) контролировалось условиями как **уплотнения** (при  $\mu_\epsilon > 0$ ), так и **объёмного разуплотнения** (при  $-\mu_\epsilon < 0$ ) горных пород (соответственно верхние правый и левый квадранты графика рис. 3А). Развитие же **взбросовых** режимов деформации в **безрудных** блоках земной коры (рис. 3Б) контролировалось условиями **только уплотнения** ( $+\mu_\epsilon > 0$ ;) горных пород. Это различие стало основой для выдвижения предположения о возможной **рудолокализирующей** роли

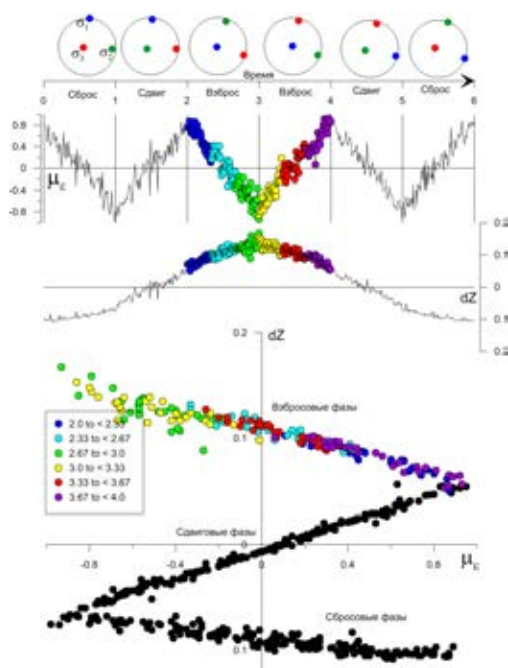


**Рис. 3.** Характеристики взбросовых, сдвиговых и сбросовых режимов деформации земной коры в значениях параметров ( $\pm \mu_\epsilon, \pm dZ$ ) уплотнения-разуплотнения её структуры:

А – на участках локализации 19 эндогенных месторождений с признаками дилатансии;

Б – на 6 участках без признаков развития процессов эндогенного рудогенеза и дилатансии

механизмов объёмного разуплотнения горных пород. Вторым важным аргументом стали результаты численного моделирования процессов деформации (рис. 4). Сопоставление результатов моделирования, показанных на рис. 4 с результатами реконструкций на рис. 3А свидетельствует об идентичности формы графиков на этих рисунках, что также является подтверждением для тезиса о возможной рудолокализирующей роли деформационного разуплотнения горных пород в развитии благоприятных геолого-структурных условий (вероятно, синхронных процессам рудообразования). Выводы о *предполагаемой*, возможно, функциональной связи рудообразования с процессами деформационного разуплотнения горных пород необходимо было проверить, оценив *вероятность* этой связи статистическими методами.



**Рис. 4.** Изменение соотношения между ( $\pm \mu_\epsilon$ ) и ( $\pm dZ$ ) в течении цикла тектонических деформаций (по данным численного моделирования). А – инверсионная смена ориентации осей нагружения; В – графики изменения параметров  $m_\epsilon$  и  $dZ$  во времени; С – диаграмма зависимости вертикальной компоненты деформации и коэф-та Лодэ – Надаи от кинематического типа фазы деформации (цвет кружков соответствует шкале времени)

Такая возможность была *впервые* реализована на основе исходной информации, собранной в пределах Гурбейского рудного поля. Результаты реконструкций локального ранга даны в таблице 2.

### Вероятность рудолокализирующей роли деформационных механизмов объемного разуплотнения горных пород

Таблица 2. Параметры механизмов деформационного разуплотнения рудоносных горных пород по двенадцати интервалам разведочных канав Гурбейского месторождения (результаты реконструкций №01-12 по малым выборкам из N=20-50 сколов)

№	Интер	N	Тип	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\mu_{\sigma}$	$\mu_{\epsilon}$	$\tau_m^{\text{н}}$	$\tau_m^{\text{рп}}$	$\Delta Z$	m	W
01	K103_4	18	-1-	106 $\angle$ 85	245 $\angle$ 4	335 $\angle$ 3	-0.92	-0.10	151 $\angle$ 42	339 $\angle$ 48	+0.08	11	0.14
№0	K30-1-8	28	-1-	194 $\angle$ 70	14 $\angle$ 20	104 $\angle$ 0	-0.05	-0.53	265 $\angle$ 42	123 $\angle$ 42	+0.12	13	0.16
№0	K-130_6	31	-1-	120 $\angle$ 60	233 $\angle$ 12	329 $\angle$ 27	-0.39	-0.16	139 $\angle$ 17	357 $\angle$ 69	+0.17	16	0.20
№0	K38_1	25	-1-	263 $\angle$ 80	32 $\angle$ 6	123 $\angle$ 8	.99	-0.08	297 $\angle$ 37	130 $\angle$ 52	+0.10	23	0.28
№0	K18-2_5	34	-1-	309 $\angle$ 60	140 $\angle$ 30	47 $\angle$ 5	.52	-0.06	19 $\angle$ 42	252 $\angle$ 34	+0.17	25	0.31
№0	K111_1	46	-1-	146 $\angle$ 58	6 $\angle$ 26	267 $\angle$ 18	-0.62	-0.15	233 $\angle$ 55	107 $\angle$ 22	+0.18	27	0.33
№0	K-213	40	-1-	137 $\angle$ 70	8 $\angle$ 13	275 $\angle$ 15	-0.91	-0.56	257 $\angle$ 58	106 $\angle$ 29	+0.13	29	0.36
№0	K110A	32	-1-	200 $\angle$ 60	93 $\angle$ 10	358 $\angle$ 28	-0.97	-0.24	334 $\angle$ 71	186 $\angle$ 16	+0.14	33	0.41
№0	K59_1	39	-1-	260 $\angle$ 80	80 $\angle$ 10	350 $\angle$ 0	-0.04	-0.33	340 $\angle$ 44	180 $\angle$ 44	+0.19	39	0.48
№1	K18-1	39	-1-	208 $\angle$ 55	94 $\angle$ 16	355 $\angle$ 30	-0.87	-0.06	316 $\angle$ 69	188 $\angle$ 13	+0.16	42	0.52
№1	K114	34	-1-	93 $\angle$ 90	10 $\angle$ 0	100 $\angle$ 0	-0.98	-0.69	100 $\angle$ 45	280 $\angle$ 45	+0.22	60	0.74
№1	K38_5	34	-1-	291 $\angle$ 80	117 $\angle$ 10	27 $\angle$ 1	-0.77	-0.09	17 $\angle$ 45	217 $\angle$ 43	+0.21	79	0.98
P-	480-500	30	-2-	251 $\angle$ 8	123 $\angle$ 77	342 $\angle$ 10	-0.81	-0.08	296 $\angle$ 13	27 $\angle$ 1	+0.01	1	0.01
P-	460-479	32	-1-	77 $\angle$ 84	218 $\angle$ 5	308 $\angle$ 4	-0.74	-0.01	124 $\angle$ 41	313 $\angle$ 49	+0.18	10	0.12
P-	450-459	32	-1-	9 $\angle$ 64	108 $\angle$ 4	200 $\angle$ 25	.50	-0.13	16 $\angle$ 20	210 $\angle$ 70	+0.17	23	0.28
P-	433-449	33	-2-	20 $\angle$ 5	120 $\angle$ 63	288 $\angle$ 27	-0.85	-0.07	241 $\angle$ 15	337 $\angle$ 22	+0.01		0.04

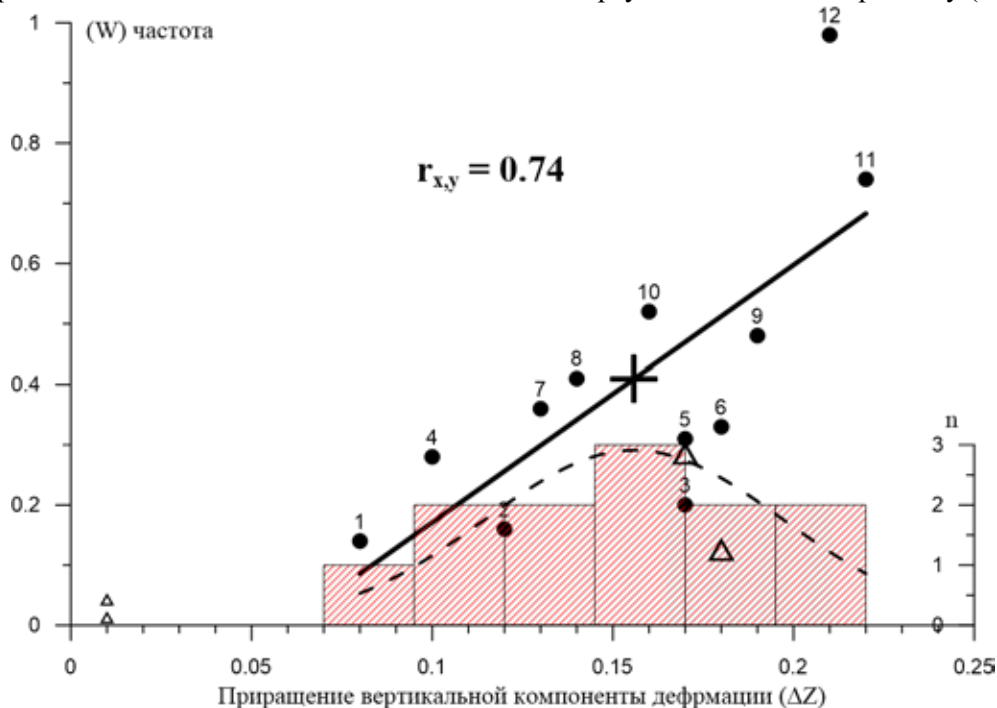
Жирным шрифтом в таблице 2 выделены параметры деформационных процессов, *информативные* для идентификации механизмов *объемного разуплотнения* горных пород. Это, ранее рассмотренные, – тип поля напряжений (механизм деформации), угол наклона оси ( $\sigma_1$ ), знак и величина коэффициентов ( $\mu_{\epsilon, \sigma}$ ), знак и величина компоненты вертикального приращения деформации ( $\Delta Z$ ). Новым параметром, важным для анализа результатов реконструкций локального ранга по выборкам малого объема (20-50 сколов), является параметр (W) «частость» – частотная характеристика появления механизмов объемного разуплотнения горных пород в результатах реконструкций, выполненных по малому числу исходных данных. Для проведения таких реконструкций в алгоритме процедуры расчетов предусмотрена возможность вычисления параметров деформационного процесса при 81 ( $3^4$ ) сочетании четырех расчетных параметров оптимизации (минимизации ошибки вычисления). В результате каждая выборка характеризуется 81<sup>-м</sup> вариантом решений. При проведении реконструкций в золоторудном Пильском карьере эмпирически было установлено, что частота ( $W=m:n$ , где n всегда const при n=81) проявления механизмов объемного разуплотнения рудоносных пород может изменяться в пределах (0.03-0.80). Близкую изменчивость имеют измеренные значения частотных характеристик (W) деформационного разуплотнения рудовмещающих горных пород (0.12-0.98), установленные по реконструкциям, выполненным для рудных интервалов канав Гурбейского месторождения (таблица 2).

Оценки вероятности проведены для проверки статистической устойчивости и значимости исследуемой связи, как *возможного* критерия для прогноза пространственной локализации перспективных участков рудного поля. Численной мерой таких оценок являются, во-первых, частотные характеристики совместного проявления сравниваемых процессов, устанавливаемые по «массовым испытаниям». Во-вторых, – функции распределения соотношений между характеристиками сравниваемых процессов, определяющие связь между, собственно, характеристиками и, соответствующим им, вероятностями. Первый способ использован для анализа

результатов реконструкций регионального ранга, описывающих параметры деформации месторождения в целом. Второй, – для анализа условий деформации рудных интервалов канав, описываемых реконструкциями локального ранга.

Классической оценкой степени вероятности случайного события является частотная характеристика (частота) его проявления в массовых «испытаниях». Фактически, это «...численная мера степени объективной возможности проявления случайного события...» [Каждан и др., 1979]. Оценку проводят по отношению числа (m) успешных исходов (в нашем случае) появления «признаков разуплотнения» к числу (n) испытаний. При большом числе испытаний (в пределе, стремящимся к бесконечности) событие можно считать вероятным, если  $m/n$  будет приближаться к «1», а численная характеристика случайного события ( $\Delta Z$  в нашем случае) к своему среднему, –  $M_{cp}$ . Первый вывод о вероятной роли механизмов дилатансии в локализации руд (рудообразовании) основан на реконструкциях, выполненных по 19 рудным объектам, в том числе по Гурбейскому. Поскольку при проведении реконструкций на всех 19 эндогенных месторождениях было получено соответствующее количество положительных ответов ( $m:n=19:19=1$ ), постольку можно полагать, что вероятность *синрудного* деформационного разуплотнения горных пород, установленного на региональном ранге исследований, весьма высока и, по-видимому, приближается по частоте к «1» или «100%». Эти реконструкции обоснованы выборками объемом от  $100 \cdot n$  до  $1000 \cdot n$  сколов. Такие объемы «собирают» на крупных объектах и результаты этих реконструкций характеризуют условия их деформации в целом (регионального ранга реконструкций). В результатах реконструкций регионального ранга, практически, нет информации для локального прогноза. Однако, степень сходства значений  $M_{cp}$ , выявленных реконструкциями регионального и локального рангов может быть косвенной оценкой *достоверности* тех и других. По данным реконструкций регионального ранга, выполненных для Гурбейского месторождения, величина  $M_{cp}$  для ( $\Delta Z$ ) равна (+0.14; +0.16) см. табл.2. Таким образом, результаты реконструкций *регионального ранга* не противоречат предположению о вероятной *связи* между процессами деформационного разуплотнения горных пород и эндогенного рудообразования.

Однако оценку вероятности данного предположения (важного не только в прикладном, но и в фундаментальном смысле) необходимо было провести и по результатам реконструкций *локального ранга*. Для этого был построен график (рис. 5). На абсциссу (ось X) вынесены значения  $\Delta Z$  - вертикальной компоненты деформации в рудных интервалах (№01-№12). На ординату (ось Y), – W-частоты проявления механизмов деформационного разуплотнения в этих интервалах. Отдельно, – данные по расчистке P-02 показаны большими и малыми треугольниками. На ординату (ось Y), –



**Рис. 5.** Гистограмма, поле корреляции, и линия регрессии частотных характеристик W деформационного разуплотнения  $\Delta Z$  рудоносных пород месторождения

W-частоты проявления механизмов деформационного разуплотнения в этих интервалах. Отдельно, – данные по расчистке P-02 показаны большими и малыми треугольниками. На гистограмме (рис.5) отражено распределение значений величины  $(+\Delta Z)$  относительно их среднего значения (математического ожидания). Форма кривой, аппроксимирующей интервалы гистограммы, является свидетельством нормального закона распределения этой величины. В поле корреляции отражена зависимость между значениями величин  $+\Delta Z$  (разуплотнения горных пород) и частот  $W$  их проявления (в рудных интервалах канав). Облако точек (1,2,3...12), характеризующее численные соотношения между этими параметрами, имеет эллиптическую форму и четкую ориентировку его длинной оси относительно координат (X.Y). Данный факт является, можно считать, «очевидным» свидетельством весьма вероятной корреляционной связи между ними. Для проверки этого вывода рассчитаны статистические критерии, по значениям которых проведена оценка «тесноты» этой связи. Расчеты основаны на работе [Каждан, Гуськов, Шиманский,1979], содержащей формулы вычисления следующих статистик:

$$\text{Математическое ожидание } M_{\text{ср.}} = \frac{\Sigma}{n}$$

$$\text{Доверительный интервал } M_{\text{x.ср.}} = x.\text{ср.} \pm t_{\text{табл.}} \cdot \frac{S_x}{\sqrt{n}}$$

$$\text{Стандарт } S_x = \sqrt{\frac{\Sigma(x-x.\text{ср.})^2}{n-1}} \text{ и } S_y = \sqrt{\frac{\Sigma(y-y.\text{ср.})^2}{n-1}}$$

$$\text{Ассиметрия } A_x = \frac{\Sigma(x-x.\text{ср.})^3}{nS_x^3} \text{ и } A_y = \frac{\Sigma(y-y.\text{ср.})^3}{nS_y^3}$$

$$\text{Экссесс } E_x = \frac{\Sigma(x-x.\text{ср.})^4}{nS_x^4} - 3 \text{ и } E_y = \frac{\Sigma(y-y.\text{ср.})^4}{nS_y^4} - 3.$$

$$\text{Коэффициент вариации } V_x = \frac{S_x}{x.\text{ср.}} \cdot 100 (\%) \text{ и } V_y = \frac{S_y}{y.\text{ср.}} \cdot 100 (\%)$$

$$\text{Коэффициент корреляции } r_{\text{кор}} = \frac{\Sigma(x-x.\text{ср.})(y-y.\text{ср.})}{(n-1)S_x S_y}$$

$$\text{Уравнение регрессии } Y \text{ по } X: Y_x - y.\text{ср.} = r_{\text{кор}} \cdot \frac{S_y}{S_x} \cdot (x-x.\text{ср.})$$

$$\text{Критерий Стьюдента } t_{\text{расч}} = \frac{r}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2}$$

Результаты расчетов представлены в табл.3. Из анализа таблицы следует, что, судя по коэффициентам асимметрии (A) и эксцесса (E), соотношения между параметрами  $(+\Delta Z, W)$  описываются нормальным законом. По коэффициенту корреляции ( $r_{\text{кор}}=0.74$ ) установлена «тесная» статистическая зависимость между параметрами  $(+\Delta Z, W)$ .

Значимость коэффициента ( $r_{\text{кор}}$ ) корреляции высокая, т.к. вычисленное значение критерия Стьюдента превышает табличное:  $t_{\text{расч}} > t_{\text{табл.}}$   $3.53 > 3.06$  (при 99% уровне значимости) и  $3.53 > 2.18$  (при 95% уровне значимости) По расчету ( $y_x = 4.31x - 0.28$ ) уравнения регрессии построена её линия (рис.5), подтвердившая вывод о «прямой» связи между значениями параметров  $(+\Delta Z, W)$ . Это означает, что с увеличением одного параметра происходит увеличение другого параметра. Величина деформационного разуплотнения  $(+\Delta Z)$ , рассчитанная по малым (20-50 сколов) выборкам, полностью соответствует величине, рассчитанной по большой (1204 скола) выборке и равна 0.16, что является свидетельством её статистической устойчивости. При 95% доверительном интервале она может изменяться в пределах от 0.13 до 0.19. Анализом других объектов (Пиль, Одолго, Таловойс) ранее было установлено нижнее значение критерия рудоносности по  $(+\Delta Z) > 0.05$ . Применимость этого критерия для объекта Гурбей показана на графике рис. 5 (малыми треугольниками показано его значение для характеристики безрудных интервалов). Исходя из изложенного, можно сделать вывод о тесной взаимосвязи процессов рудообразования с деформационным разуплотнением горных пород. Частота ( $W \geq 0.08$ ) проявления механизмов дилатансии при отрицательных величинах  $(-\mu_{\epsilon, \sigma})$  и положительных величинах  $(\Delta Z \approx 0.16 \pm 0.03)$  может быть рекомендована, как критерий прогноза оруденения. Рассмотрим главные выводы из проведённой работы, которые в докладе будут проиллюстрированы дополнительными слайдами.

1) Развитие тектонических деформаций в 19 рудоносных массивах горных пород описывается 6-тью фазными циклами тектонических деформаций, реализующимися в условиях длиннопериодной устойчивости (стационарности) главных осей тензора напряжений относительно (X, Y, Z) декартовых координат. По-видимому, в сколовых смещениях, фиксируемых по бороздам скольжения, выражены следы тектонических движений, сохранившихся от циклов тектонических деформаций с наиболее высокой энергетикой в истории развития соответствующих регионов.

2) В устойчивой последовательности 6<sup>-ти</sup> - фазной смены кинематических механизмов деформационных процессов по схеме (...→сдвиг→сброс→сброс→сдвиг→взброс→взброс→...), по-видимому, выражена, на фоне длиннопериодной направленности тектонических процессов, – короткопериодная изменчивость их энергетики. При этом, в различных регионах *началом цикла* может быть любой из указанных механизмов, но выявленная ранее [Васильев, Мострюков, 2001] данная схема последовательности их смены устойчиво сохраняется.

3) На всех 19 рудоносных объектах наибольшая величина приращения вертикальной компоненты деформации (+ΔZ) установлена либо на одной, либо двух фазах со взбросовой кинематикой тектонических деформаций и наиболее активным, субвертикально ориентированным, *растяжением* ( $\sigma_1 \geq 60^\circ$ ). При этом в 6 безрудных объектах исследования развитие взбросовой кинематики происходило в условиях активного *сжатия*.

4) Сопоставление результатов реконструкций **регионального** и **локального** ранга подтвердило вывод (Васильев, Мострюков, 2007) о том, что тектонофизические параметры *деформационного разуплотнения* (вероятно, синрудной дилатансии) горных пород контролируются условиями:

– **взбросового механизма деформации при «активном» действии, ориентированного, «растяжения» ( $\sigma_1 \geq 60^\circ$ );**

– **отрицательного значения величины коэффициента Лодэ-Надаи ( $-\mu_\epsilon$ );**

– **положительной величины приращения вертикальной компоненты деформации (+ΔZ).**

5) Значения (+ΔZ) вертикальной компоненты деформации, установленные по результатам реконструкций регионального ранга (выполненным по n•100 –n•1000 смещений) и локального ранга (выполненным по 20–50 смещениям) *практически равны* и составляют ( $\approx +0.15$ )

6) Оценка вероятности связи оруденения с объёмным разуплотнением (дилатансией) горных пород проведена расчетом параметров корреляции значений (+ΔZ)-компоненты деформаций со значениями (W)-частот её проявления в 12 рудных интервалах канав одного из Au-рудных месторождений. Были вычислены статистики: математического ожидания  $M_{x.cp}$  и  $M_{y.cp}$ , стандарта  $S_x$  и  $S_y$ , асимметрии  $A_x$  и  $A_y$ , эксцесса  $E_x$  и  $E_y$ , коэффициента вариации  $V_x$  и  $V_y$ , коэффициента корреляции  $r_{кор}$ , уравнения регрессии Y по X и доверительного интервала  $\lambda$  для значений Y, критерия Стьюдента  $t_{расч}$  для оценки значимости коэффициента  $r_{кор}$ . Результаты расчетов показаны в (Табл.). Из их анализа следует, что процессы эндогенного рудообразования характеризуются прямой и весьма тесной корреляционной связью с деформационными процессами объёмного разуплотнения горных пород (коэффициент корреляции:  $r_{кор} \approx 0.74$ ).

Дополнительным фактором достоверности установленных явлений и связей, можно, наверное, полагать независимый вывод выдающегося геолога-рудника В.М.Крейтера о явлении «объёмного расширения» горных пород в деформационной структуре гидротермальных месторождений [Крейтер, 1947].

Физический смысл генетической связи оруденения с явлением дилатансии состоит в известной зависимости скорости *химических реакций* и количества образующихся веществ от величины площади контакта реагирующих (взаимодействующих реактивов) флюида и породы. Другими словами, кинематику дилатансионных деформаций процессов можно полагать кинетическим фактором развития процессов рудообразования.

## Заключение

В ходе проведенных исследований получены следующие результаты:

1. Создана аналитическая компьютерная программа: «Реконструкция *численных* параметров тектонических полей напряжений и деформаций по данным о *кинematике* тектонических движений», для изучения природы связи рудогенеза с тектоникой.

2. Установлена природа циклов и фаз тектонических деформаций в развитии рудных полей и месторождений.

3. Определены рудо локализирующие условия развития тектонических деформаций.

4. Определена роль различий в кинематике механизмов тектонических деформаций для рудообразования.

5. Статистически доказана прямая связь обстановок рудогенеза с объёмным (*деформационным*) разуплотнением (дилатансией) горных пород.

**Таблица 3.** Параметры корреляции значений  $\Delta Z$ -величин (переменная X) и W-частот (переменная Y) деформационного разуплотнения рудоносных горных пород Гурбейского месторождения (В.Саян)

N выборки	X <sub>i</sub>	X <sub>i</sub> - X.cр	X <sub>i</sub> - X.cр  <sup>2</sup>	X <sub>i</sub> - X.cр  <sup>3</sup>	X <sub>i</sub> - X.cр  <sup>4</sup>	Y <sub>i</sub>	Y <sub>i</sub> - Y.cр	Y <sub>i</sub> - Y.cр  <sup>2</sup>	Y <sub>i</sub> - Y.cр  <sup>3</sup>	Y <sub>i</sub> - Y.cр  <sup>4</sup>	X <sub>i</sub> •Y <sub>i</sub>	(X <sub>i</sub> - X.cр) • (Y <sub>i</sub> - Y.cр)
1	0,0800	-0,0758	0,0058	-0,000436	0,000033	0,1400	-0,2692	0,0725	-0,019501	0,005249	0,0112	0,020412
2	0,1200	-0,0358	0,0013	-0,000046	0,000002	0,1600	-0,2492	0,0621	-0,015469	0,003854	0,0192	0,008928
3	0,1700	0,0142	0,0002	0,000003	0,000000	0,2000	-0,2092	0,0438	-0,009151	0,001914	0,0340	-0,002963
4	0,1000	-0,0558	0,0031	-0,000174	0,000010	0,2800	-0,1292	0,0167	-0,002155	0,000278	0,0280	0,007212
5	0,1700	0,0142	0,0002	0,000003	0,000000	0,3100	-0,0992	0,0098	-0,000975	0,000097	0,0527	-0,001405
6	0,1800	0,0242	0,0006	0,000014	0,000000	0,3300	-0,0792	0,0063	-0,000496	0,000039	0,0594	-0,001913
7	0,1300	-0,0258	0,0007	-0,000017	0,000000	0,3600	-0,0492	0,0024	-0,000119	0,000006	0,0468	0,001270
8	0,1400	-0,0158	0,0003	-0,000004	0,000000	0,4100	0,0008	0,0000	0,000000	0,000000	0,0574	-0,000013
9	0,1900	0,0342	0,0012	0,000040	0,000001	0,4800	0,0708	0,0050	0,000355	0,000025	0,0912	0,002420
10	0,1600	0,0042	0,0000	0,000000	0,000000	0,5200	0,1108	0,0123	0,001361	0,000151	0,0832	0,000462
11	0,2200	0,0642	0,0041	0,000264	0,000017	0,7400	0,3308	0,1095	0,036210	0,011979	0,1628	0,021228
12	0,2100	0,0542	0,0029	0,000159	0,000009	0,9800	0,5708	0,3259	0,186006	0,106179	0,2058	0,030920
<b>Σ</b>	<b>1,8700</b>		<b>0,0203</b>	<b>0,000194</b>	<b>0,000072</b>	<b>4,9100</b>		<b>0,6661</b>	<b>0,176066</b>	<b>0,129772</b>	<b>0,8517</b>	<b>0,086558</b>
<b>M.cр</b>	<b>0,1558</b>		<b>0,0017</b>	<b>0,000016</b>	<b>0,000006</b>	<b>0,4092</b>		<b>0,0555</b>	<b>0,014672</b>	<b>0,010814</b>		
<b>S<sub>x,y</sub></b>			<b>0,0429</b>					<b>0,2461</b>				
<b>A<sub>x,y</sub></b>				<b>0,000000</b>					<b>0,000219</b>			
<b>E<sub>x,y</sub></b>					<b>-3,000000</b>					<b>-2,999960</b>		
<b>V<sub>x,y</sub></b>			<b>27,56%</b>					<b>60,14%</b>				
<b>r<sub>xy</sub></b>												<b>0,744531</b>
<b>t<sub>ср. Стьюдента</sub></b>												<b>3,526752</b>

Работа выполнена при финансовой поддержке ООО ТЕХСЕРВИС и госбюджетной темы ИФЗ РАН "Геофизические поля средних широт: мониторинг и моделирование" (номер гос. Регистрации АААА-А17-117040610184-3).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Батдорф С.Б., Будянский Б.* Математическая теория пластичности, основанная на концепции скольжения. В кн. Механика. 1961. № 1, (171). С. 24–32
2. *Васильев Н.Ю., Мострюков А.О.* Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза // Материалы XXXIV Тектонического совещания «Тектоника неогена: общие и региональные аспекты». М.: ГЕОС. 2001. В 2 т., Т. 1. С. 90–93.
3. *Васильев Н.Ю., Мострюков А.О.* Особенности рудолокализирующих условий деформации геологической среды в характеристиках тектонических полей напряжений // Материалы XL Тектонического совещания «Фундаментальные проблемы геотектоники». М.: ГЕОС. 2007. Т. 1. С. 126–130
4. *Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Сунцов В.А.* Условия тектонического нагружения и прогноз перспективных участков месторождения Таловейс., в сб. Геология и полезные ископаемые. 2012. № 15. С. 77–93.
5. *Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А.* Синрудные фазы деформации горных пород в циклах изменения условий тектонического нагружения геолого-структурных обстановок эндогенного рудообразования // В материалах докладов Четвертой всероссийской тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (М., 3-7 октября 2016 г.). Т. 2. С.8–16.
6. *Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А.* Параметры тектонических деформаций в развитии геолого-структурных обстановок эндогенного рудообразования (результаты реконструкций по методике О.И. Гуценко). В сб. материалов Всероссийской конференции, посвященной 120-летию со дня рождения акад. А.Г. Бетехтина «Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты», Москва, 20-22 ноября 2017 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН. 2017. С. 133–137.
7. *Гзовский М.В.* О задачах и содержании тектонофизики. Изв. АН СССР, сер.геофиз. 1954. № 3, (244). С. 244-263.
8. *Гуценко О.И.* Анализ ориентировок сколовых перемещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // ДАН СССР, сер. геофиз. 1973. Т. 210 (2). С. 331–334
9. *Гуценко О.И.* Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР, сер. геофиз. 1975. Т. 225 (3). С. 557–560.
10. *Гуценко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции тектонических полей напряжений В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.
11. *Гуценко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А.* Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса. Докл. РАН. 1990. Т. 312 (4). С. 830–835.
12. *Гуценко О.И., Сим Л.А.* Обоснование метода реконструкций напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических перемещений (по геологическим и сейсмологическим данным). В сб. Механика литосферы, Тезисы докл. Всесоюз. научн.- техн. совещания 23-25 окт.1974, Ленинград: М.: НТО горное. 1974. С. 5–8 .
13. *Гуценко О.И., Кузнецов В.А.* Определение ориентации и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений. В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 60–66
14. *Каждан А.Б., Гуськов О.И., Шиманский А.А.* Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых, М.: Недра. 1979. 168 с.
15. *Крейтер В.М.* Некоторые основные вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. В кн. Геология и горное дело, Труды Моск.ин.цвет.мет.золота. Металлургиздат. 1947. № 13. С. 49–63.
16. *Крейтер В.М.* Деформационные структуры и эндогенные рудные месторождения. Изв. АН СССР, сер.геол. 1948. № 6. С.9–19.
17. *Крейтер В.М.* Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат. 1956. 272 с.
18. *Степанов В.В.* Количественная оценка тектонической деформации. В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 67–71.
19. Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей..., в сб.АН СССР. ИГЕМ. 1960. 624 с.
20. Флюидные потоки в земной коре и мантии. Материалы Всероссийского симпозиума 26-28 февраля 2002 г. М.: ИГЕМ РАН. 2002. 207 с.
21. *Angelier J.* Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques // C. R. Acad. Sci. Paris D. 1975. V. 281. P. 1805–1808.
22. *Carey E., Brunier B.* Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de faille // C. R. Acad. Sci. Paris. D. 1974. V. 279. P. 891–894.

# ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ РУДНИКОВ ХИБИН И СОЛНЕЧНО-ЛУННЫЕ ЦИКЛЫ

Жирова А.М.<sup>1</sup>, Жиров Д.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, anzhelaz@geoksc.apatity.ru; zhirov@geoksc.apatity.ru

## Введение

Известно, что приливное воздействие Луны и Солнца часто служит триггером, высвобождающим сейсмическую энергию в подготовленном участке земной коры. Закономерное увеличение числа землетрясений в сизигиях и перигелии было эмпирически установлено ещё в конце XIX века А. Перре [1853] по результатам анализа распределения 23 тысяч дней с землетрясениями. Наибольшее значение сила приливов достигает при совпадении перигелия с сизигиями, что происходит раз в год. Закономерность наблюдается и для горных ударов. По результатам исследований каталогов горных ударов на рудниках было установлено, что число энергетически крупных событий (горных ударов и микроударов) в 4-5 раз больше в 4-5 дневном интервале времени в окрестности новолуния и полнолуния и перигея, чем в квадратурах и апогее. Однако необходимо отметить, что практическое большинство исследований влияния приливов выполнено в глобальном масштабе для сильных землетрясений. В отношении микросейсмичности выполненных системных исследований мало, например [Сейсмичность ..., 2002]. В статье приводятся результаты исследования связи сейсмичности в районе действующих рудников Хибин с солнечно-лунным приливным воздействием. Работа базируется на регистрационных каталогах сейсмических событий центра геофизического мониторинга (ЦГМ) КФ АО «Апатит»: для рудника Расвумчорр за период с 8 апреля 2001 г. по 31 июля 2019 г. и для Объединённого Кировского рудника за период с 7 июня 1987 г. по 31 июля 2019 г., а также анализе непрерывных рядов сведений о фазах Луны для этих же периодов.

Построены временные ряды сейсмичности – количества событий и энергия, приведённые к календарным суткам. На основе имеющихся данных выполнен анализ распределения количества и энергии сейсмических событий по дням синодических месяцев.

## Исходные данные и методика работы

Влияние солнечно-лунных приливов на техногенную сейсмичность рассмотрено на примере рудника Расвумчорр (РР) и Объединённого Кировского рудника (ОКР) АО Апатит, характеризующихся общностью черт геологического строения, тектоники, масштаба и технологии добычи. Оба расположены в пределах пояса конических интрузий фойдолитов в крупнейшем в мире Хибинском щелочном массиве (ХМ). Их период эксплуатации насчитывает несколько десятилетий (около 90 лет для ОКР и более 60 для РР). Разработка месторождений ведётся одним предприятием с применением одних и тех же технологий и организационного режима производства. Различия в геологии рудников заключаются в относительном повороте структур месторождений на 15-17° вокруг геометрического центра ХМ. Постановка задачи в таком ракурсе позволит оценить однородность / неоднородность воздействия солнечно-лунных приливов на одинаковые с точки зрения геологии локальные, смежные участки, незначительно различающиеся только в ориентировке структур.

Методически работа была построена в приведенной ниже последовательности. Регистрационные каталоги сейсмической активности, использованные ранее [Zhirova, Zhirov, 2019], дополнены сейсмическими данными за 2018-2019 гг. Из общих выборок были исключены все события техногенной или неясной природы (взрывы, накладные заряды, обвалы и обрушения, удары и др. низкочастотные события, а также фоновые с энергией менее  $10^3$  Дж и т.п.) и оставлены только естественные сейсмические события. Изучаемые временные ряды сейсмичности были разбиты на интервалы времени длительностью 29 дней, равные с точностью до полусуток синодическому месяцу. В соответствии с лунным календарем [Климишин, 1985], были получены сведения о фазах Луны. Для каждого лунного дня рассчитаны: количество событий, а также суммарная сейсмическая энергия (Lg Дж), приходящаяся на каждый лунный день. Необходимо отметить, что в качестве функции накопления сигнала использовалось простое суммирование, что формирует положительные экстремумы преимущественно за счёт ураганных, самых сильных событий (менее 1% от общего количества), и таким образом, характеризует как раз наиболее опасные тенденции. Ранее в работе [Zhirova, Zhirov, 2019] были рассмотрены различные функции, позволяющие на графике распределения энергии по лунным дням выделить вклад не только ураганных, но и средних и слабых событий. Данные об основных явлениях в движении Луны взяты из таблиц расчётных моментов



прохождений Луной перигея и апогея орбиты, полученных на основе полуаналитической теории движения Луны ELP 2000-82 и каталога [Астрономические ..., 2012].

## Результаты

### 1. Временные ряды сейсмичности

На основе данных регистрации сейсмичности в районе рудника РР, получены следующие временные ряды: график зависимости количества событий от даты (рис. 1) и график зависимости энергии (логарифм суммы энергий) событий от даты (рис. 2). По рисунку 1 заметно, что в течение всего исследуемого временного периода число зарегистрированных сейсмических событий в основном не превышало 100 событий за сутки. Количество же суток с аномально высокой сейсмичностью (превышающих 100 событий в сутки) - не более десяти. Максимальные значения энергии сейсмических событий (см. рис.2), происходившие в изучаемый временной интервал, не превосходили 2142270100 Дж, что соответствует 9,3 логарифма Дж энергии.

Аналогичные графики временных рядов получены для рудника ОКР (рис. 3 и 4). Рисунок 3 показывает, что, несмотря на то, что основная масса событий также находится в пределах 100 в сутки, тем не менее, дней с повышенной сейсмичностью (превышающий 100 событий) значительно больше в сравнении с РР (свыше 300 суток). Превышение количества таких событий составляет 30-кратное, а превышение анализируемого временного периода всего в 2 раза. По рисунку 4 заметно, что максимальные значения энергии сейсмических событий не превосходили 24721247000 Дж, что соответствует 10,4 логарифма Дж энергии.

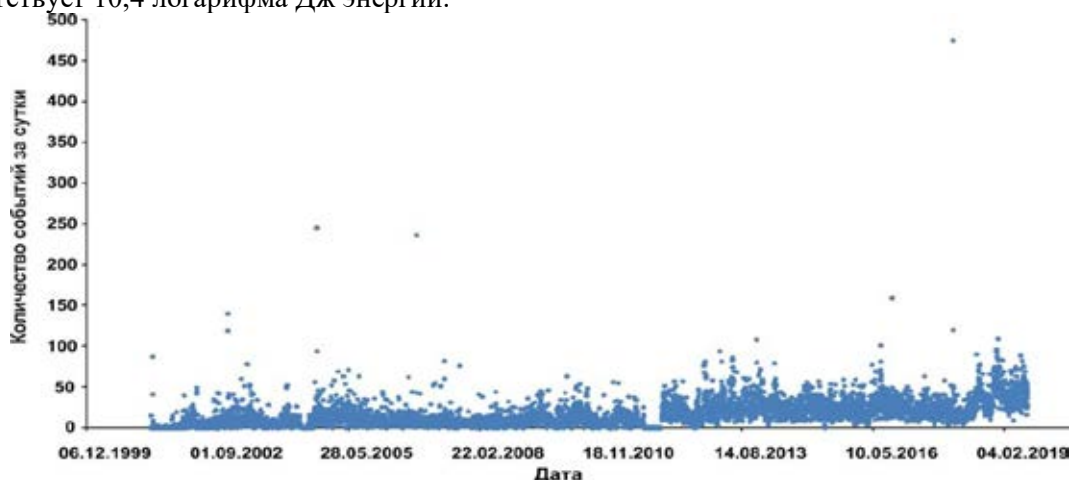


Рис. 1. Временной ряд сейсмичности (количества событий в сутки) в районе рудника РР

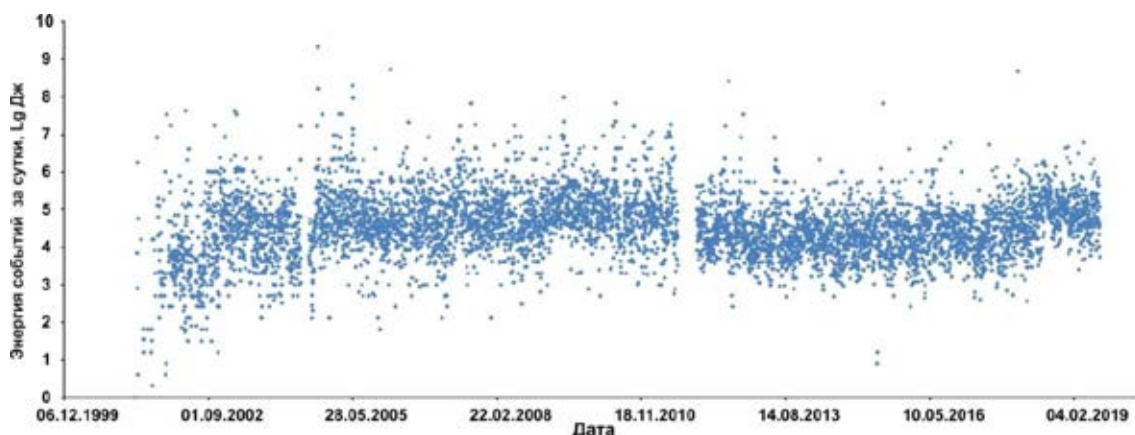


Рис. 2. Временной ряд сейсмичности (энергия событий в сутки) в районе рудника РР

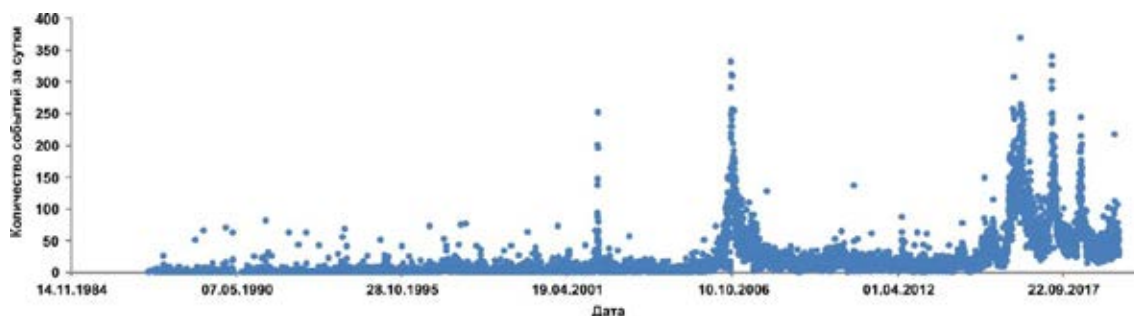


Рис. 3. Временной ряд сейсмичности (количества событий в сутки) в районе рудника ОКР

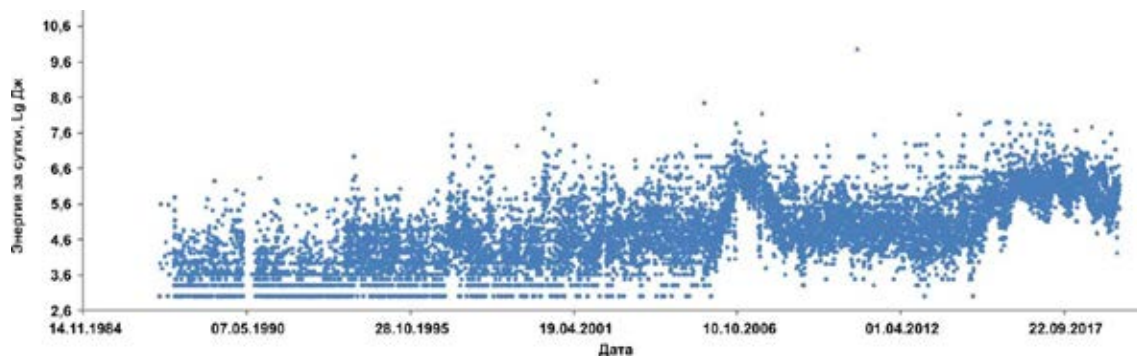
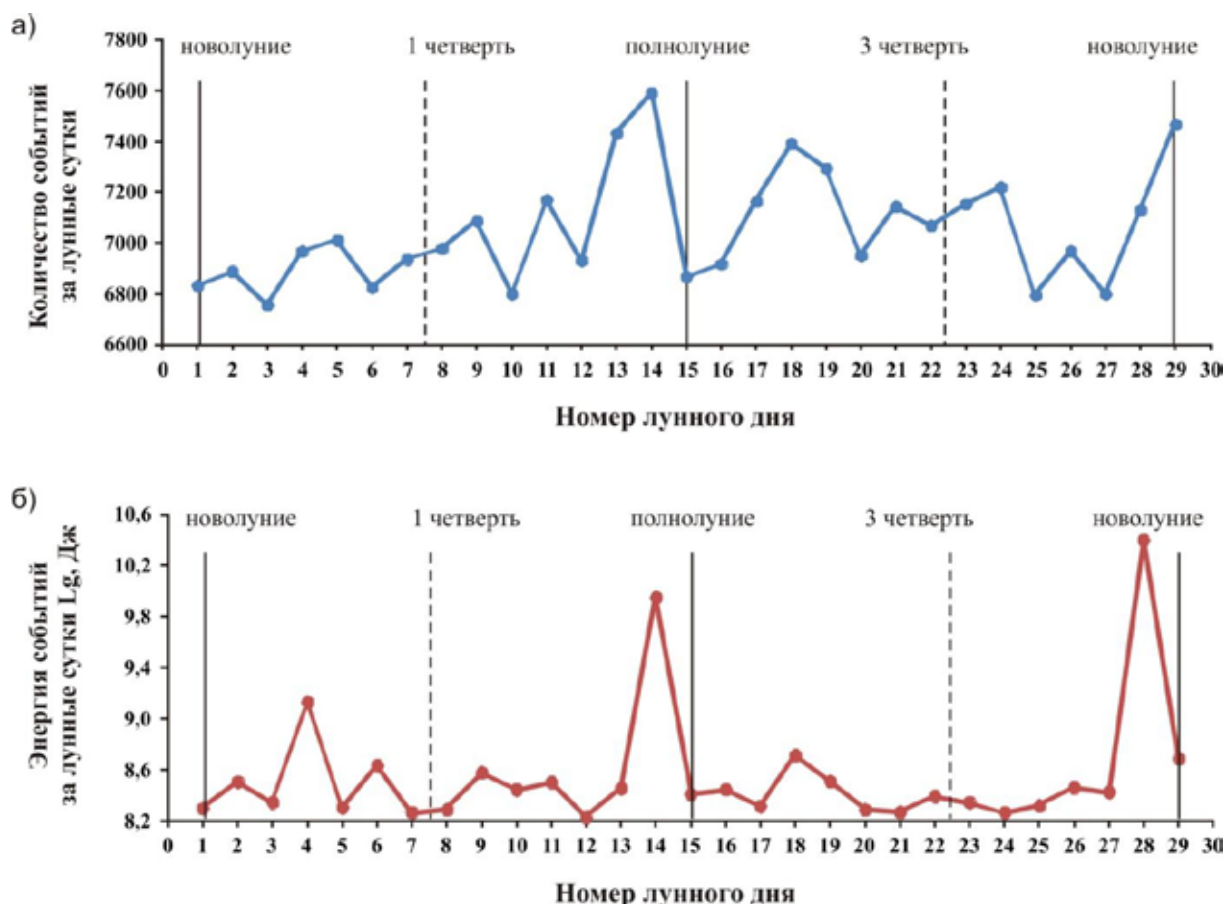


Рис. 4. Временной ряд сейсмичности (энергия событий в сутки) в районе рудника ОКР.

## 2. Распределение сейсмических событий по дням синодического месяца

Для анализа возможных зависимостей сейсмичности от солнечно-лунных циклов построены графики распределения количества и энергии сейсмических событий по дням синодического месяца (рис. 5-6). Пик энергии и количества сейсмических событий для ОКР приходится на период перед полнолунием и новолунием, а спад – на 1-ю и 3-ю четверти (см. рис. 5а и 5б). На графиках 5а и 5б выделяется по 2 экстремума всплесков энергии и увеличения количества событий. Они совпадают и приходятся на 14-ый и 28-29-ый (последний) лунный день соответственно. В обеих половинах лунного месяца за 1-3 дня до всплесков энергии наблюдаются минимальные значения выделения энергии на фоне средних значений количества событий, т.е. массив пород как бы "копит" энергию. Это соответствует ожиданиям, исходя из теоретических представлений о гравитационном воздействии Луны и Солнца в период сизигий. Малые пики энергии также совпадают с пиками количества событий, однако в первой половине лунного месяца более круто растёт энергия, а во второй - количество событий. Таким образом, для ОКР характерна повышенная вероятность крупных событий в период с новолуния (начиная с 28 лунного дня) до полнолуния (13-14 лунный день).

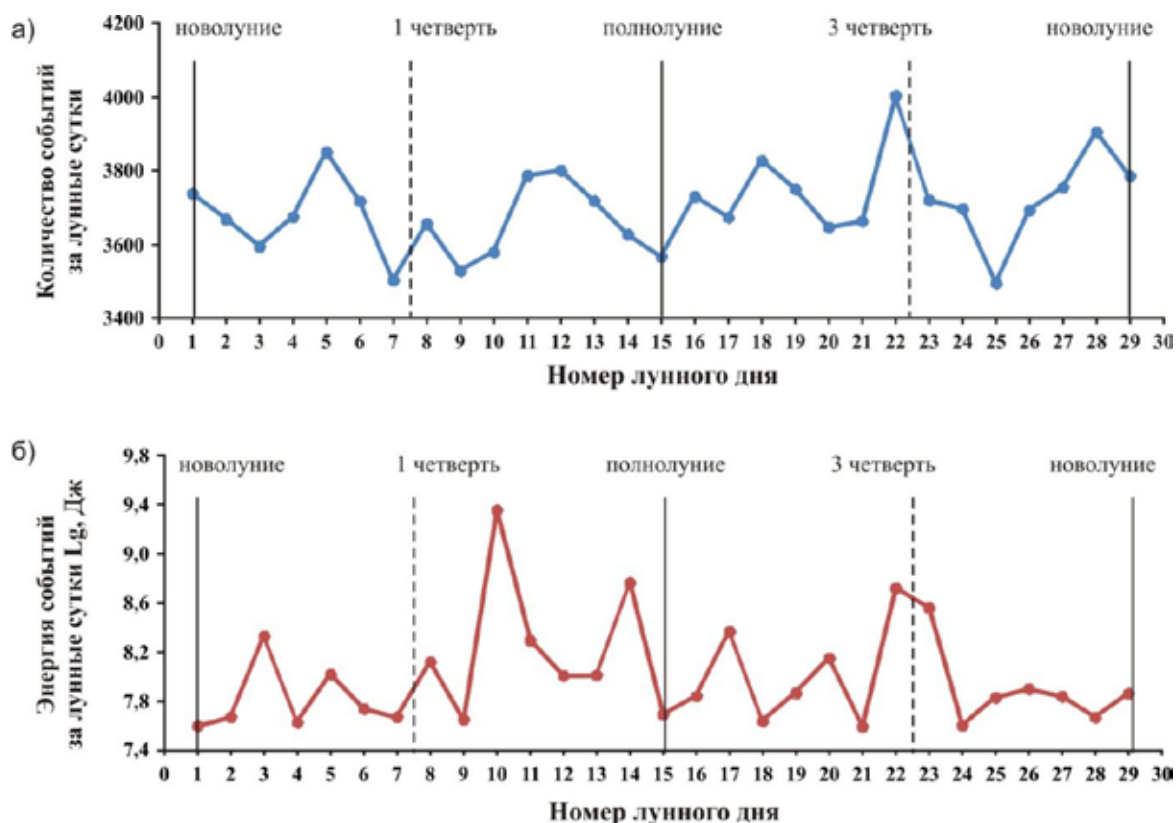
На графиках по РР (см. рис. 6) влияние солнечно-лунных циклов также прослеживается, но оно заметно отличается от аналогичных графиков по ОКР (см. рис. 5). Для Расвумчоррского рудника график можно разделить по фазе полнолуния на 2 части. В первой части всплеск энергии при относительно низком значении количества событий приходится на 10-ый лунный день (см. рис. 6б), что располагается ближе к 1 четверти, чем полнолунию. Это может объяснено высокой энергией отдельных событий. За 4-5 суток (5-ый лунный день) до максимума энергии наблюдается значительный пик количества событий при низких значениях энергии, которые мы интерпретируем как "ранние" форшоки. К 7-му лунному дню количество событий падает до минимума в масштабе всего синодического месяца. Далее оба графика ведут себя синхронно вплоть до 10-го лунного дня, когда наблюдается резкий всплеск энергии. В отличие от графиков по ОКР здесь не наблюдается заметного предваряющего роста количества слабых форшоковых событий непосредственно перед крупными, т.е. последние могут произойти внезапно. Количество афтершоков после пика выделения энергии 11-го лунного дня имеет повышенные значения на протяжении 3-4 суток (11-ый ÷ 13-ый лунные дни).



**Рис. 5.** График распределения количества сейсмических событий (а) и энергии (б) в зависимости от номера лунного дня ОКР

Во второй части лунного цикла имеются выраженные пики энергии и количества событий, но в отличие от рассмотренной первой половины синодического месяца они совпадают и приходятся на 22-ой лунный день. При этом за 4-5 дней до максимума мы также наблюдаем повышенное количество событий, а после всплеска энергии количество событий резко падает к 25-му лунному дню. На 23-ий лунный день количество событий заметно падает, а уровень выделяющейся энергии остаётся почти на максимальном уровне, что даёт нам основание считать этот день максимально опасным с точки зрения реализации крупных событий. Малые пики энергии и количества событий ведут себя неоднородно - от полностью синхронного поведения до разбежки на 1-2 дня в разные стороны (до или после). Таким образом, мы отмечаем различия в сейсмичности, как для разных рудников, так и для разных частей / половин синодического месяца для РР. Наиболее опасным периодом с точки зрения реализации крупных событий для РР является с 10-го по 23-ий день синодического месяца (начало 2-ой и конец 3-ей четверти).

Анализ накопительных графиков числа событий и энергии по дням лунного цикла как для ОКР (см. рис. 5), так и для РР (см. рис. 6) показывает явную закономерную связь и зависимость сейсмических событий от солнечного-лунного приливного фактора. Если бы такой зависимости не было, то с учётом размеров выборок по РР и ОКР (десятки тысяч записей) графики были бы сглаженными, без резких экстремумов. Фактически на графиках дней синодического месяца мы видим размах между минимумом и максимумом по количеству событий до 12-15% и на два порядка по энергии.



**Рис. 6.** График распределения количества сейсмических событий (а) и энергии (б) в зависимости от номера лунного дня в районе рудника РР

Для обоих рудников общей чертой является резкое снижение количества энергии накануне перед максимальными её пиками. А весьма заметные различия между характером сейсмичности рудников могут быть интерпретированы отличиями структуры и тектоники – относительным поворотом месторождений вокруг геометрического центра ХМ по отношению друг к другу на 15-17°. Для объяснения различий в поведении сейсмичности РР в разных половинах синодического месяца предлагается рассмотреть склонение Луны. На одни и те же активные структуры в разные периоды лунного цикла она воздействует под разными углами. Для РР закономерности поведения сейсмичности в разных половинах синодического месяца имеют прогностическое значение, особенно для резкого всплеска на 10-ые лунные сутки, которым предшествует характерное поведение событий с малой энергией (резкий рост количества и быстрый спад до минимума).

Исследования выполнены в рамках раздела "Инновационные технологии и методы сбора, обработки и анализа геолого-геофизических данных в целях эффективного и безопасного освоения глубоких горизонтов месторождений стратегических полезных ископаемых" по НИР № 0226-2019-0053.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Астрономические явления до 2050 года. // Под редакцией Козловского А.Н. Серия "Астробиблиотека". – АстроКА. 2012. 292 с. с изображениями. Выложено на <http://www.astronet.ru>
2. Климшин И.А. Календарь и хронология. 2-е изд., перераб. и доп. М.: «Наука». Главная редакция физико-математической литературы. 1985. 320 с.
3. Сейсмичность при горных работах / Коллектив авторов, под. ред. Мельникова Н.Н. // Апатиты. Изд-во КНЦ РАН. 2002. 325 с.
4. *Perrey A.I.* Memoire sur les rapports qui peuvent exister entre la frequence des tremblements de Terre et l'age de la Lune. «Comptes Rendus des seances de l'Academie de Sciences». 1853. V. XXXVI (12). P. 534-540.
5. *Zhirova A.M., Zhirov D.V.* Sun-Moon tides and Induced Seismicity at the mines in the Khibiny massif (NE of the Fennoscandian shield) / Conference Proceedings The 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference & EXPO (SGEM-2019), Albena (Bulgaria) 30 June – 06 July 2019. – Albena (Bulgaria). Geology. Applied and Environmental Geophisic.s 2019. V 19, (1.1). P. 967–974 DOI: 10.5593/sgem2019/1.1

# ОЦЕНКА ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УВ С УЧЕТОМ ИЗМЕНЕНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В ПРОЦЕССЕ РАЗРАБОТКИ

В.С. Жуков,<sup>1</sup> Д.К. Кузьмин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ООО «Газпром-ВНИИГАЗ», e-mail: vital.zhukov2018@yandex.ru

<sup>2</sup> Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, e-mail: dimak1292@mail.ru

## Введение

Как известно, геодинамические (деформационные) последствия длительной разработки землетрясения проявляются в двух формах: обширные просадки территории всего месторождения, и локальная деформационная активизация разломных зон [Кузьмин, 1999, 2002, 2015, 2018, 2019б; Певзнер, Попов, Букринский и др., 2003]. Примечательно, что многочисленные геодезические измерения, проведенные в нефтегазоносных районах, как сейсмоактивных, так и в асейсмичных регионах, включая шельфовые месторождения и подземные хранилища газа, показали идентичные формы проявления аномальной геодинамической активности, обусловленные снижением (увеличением) или циклическим изменением пластового давления [Сидоров, Кузьмин, 1989; Кузьмин, Никонов, 2002; Арутюнов и др., 2004; Кузьмин и др., 2018, 2019; Кузьмин, 2017; 2019а]. Актуальность проведения исследований современного геодинамического состояния недр нефтегазовых месторождений продиктована повышенным уровнем эколого-промышленной опасности объектов инфраструктуры разрабатываемых месторождений [Кузьмин, Никонов, 1998; Жардецкий и др., 2003; Кузьмин, 2004; 2007;].

В данной работе, на примере Чаяндинского месторождения Восточной Сибири, на базе петрофизических исследований керна [Жуков, 2006; 2010; 2014] и тектонофизического (геодинамического) моделирования [Кузьмин, 1999; Абрамян, Кузьмин Д.К., 2019] дана оценка величины оседания земной поверхности при разработке продуктивных пластов со снижением пластового давления на период до 2053 года.

## Моделирование деформационных последствий разработки месторождений

К настоящему времени имеется ряд моделей формирования оседаний земной поверхности, который условно можно разделить на 3 группы. К первой группе относятся полуаналитические (инженерные) модели. Ярким примером служит модель Гиртсма [Geertsma, 1973]. В ней используется эмпирический коэффициент уплотнения, который был получен по экспериментальным данным, путем многочисленных испытаний кернового материала в условиях одноосного сжатия. Он является аналогом коэффициента сжимаемости порового пространства –  $\beta$ , что подробно проанализировано в работе [Кузьмин, 2010]. Значение этого эмпирического коэффициента выбирается в зависимости от пористости и минералогического состава горных пород. В этой модели, предполагается, что оседание земной поверхности полностью обусловлено сжимаемостью самого пласта. Однако, в реальности помимо разрабатываемого пласта, деформируется и окружающий массив горных пород, включая вышележащую толщу.

Вторая группа – это аналитические модели, где процесс деформации затрагивает всю толщу, включая окрестности продуктивного пласта. Наибольшее распространение получила, так называемая, модель деформируемого пласта Кузьмина-Черныха [Кузьмин, 1999; Черных, 2001]. В ней получены формулы для вертикальных и горизонтальных смещений поверхности упругого полупространства, внутри которого помещен объект правильной геометрической формы (сфера, цилиндр, прямоугольный параллелепипед и т.д.). В этой модели используется теория деформационных ядер, основанная на применении функций Грина [Mindlin, Cheng, 1950]. В дальнейшем усовершенствовании этой модели был учтен эффект весомости среды и генезис образования залежи. Оценки показали, что добавочные дополнительные оседания, за счет влияния веса пласта, достигают 15-20 %. Кроме того, была учтена генетическая составляющая. Как правило, месторождения — это структуры антиклинального типа, т.е. изгиб толщи пород, лежащей над залежью. Генетическая поправка учитывает то силовое воздействие, которое сформировало саму залежь. Таким образом, возникает баланс трех факторов, формирующих итоговое оседание: падение пластового давления, которое уменьшает объем пласта и приводит к оседаниям поверхности, вес вышележащей (над пластом) толщи, который добавляет оседания, генетический фактор, т.е. действующие вверх силы, которые сформировали эту антиклинальную залежь и уменьшают оседания [Кузьмин, 2010]. Конкуренция этих трех сил и приводит к формированию окончательной амплитуды оседания земной

поверхности при разработке месторождения. Здесь важно отметить, что наличие аналитических моделей позволяет создавать гибридные (численно-аналитические) модели, когда, используя принцип суперпозиции решений от призматических элементов различного размера можно моделировать пластовые условия со сложной геологической структурой.

К третьей группе относится ряд численных моделей, которые в отличие от аналитических могут, применяя методы конечных или граничных элементов, учитывать более сложную геометрию пласта, разбивая его тем самым на отдельные элементы. Применительно к оценке оседаний нефтегазовых месторождений, наиболее разработанной моделью является «шатровая», конечно-элементная модель Кашникова-Ашихмина [Кашников, Ашихмин, 2007], которая применялась на ряде месторождений.

При этом, необходимо отметить, что при разбиении продуктивного пласта и вмещающей толщи на большое количество «кубиков», в виду дефицита исходных геолого-промысловых информации, приходится использовать в качестве заполнения этих кубиков некое среднее значение коэффициентов пористости, сжимаемости и т.д. Этот факт является существенным ограничением численных моделей, при их использовании для анализа смещений и их затуханий с расстоянием. Особенно остро стоит вопрос с дефицитом данных по определению коэффициентов сжимаемости порового пространства. Этот показатель определяется из петрофизического анализа кернов горных пород, отобранных в скважинах. А такие скважины на всем месторождении исчисляются, как правило, единицами даже для крупных нефтегазовых объектов. Так как коэффициент сжимаемости порового (межзернового и трещинного) пространства является одним из наиболее ключевых параметров для оценки оседания земной поверхности, то по сути, несмотря на детализацию геометрии пласта, исследователь при конечно-элементной реализации приходит к некой неоднородной по строению, но однородной по деформационным свойствам продуктивного пласта (пластов) коллектора, геомеханической модели месторождения. Важно отметить, что, например, градиенты смещений в этой модели приходится вычислять в каждом конкретном конечном элементе, а затем суммировать их по всему пласту, что также является не совсем корректной процедурой [Dzurisin, 2007; Zoback, 2007; Абрамян и др., 2018; Абрамян, Кузьмин Д.К., 2019; Кузьмин, 2020].

Поэтому, когда необходимо проанализировать тектонофизические закономерности формирования процесса оседания земной поверхности и, особенно, распределение градиентов смещений, то целесообразно использовать генетическую модель деформируемого пласта. Эта модель была неоднократно апробирована на ряде месторождений (включая шельфовые) и подземных хранилищах газа, где расчетные смещения были напрямую сопоставлены с результатами маркшейдерско-геодезического мониторинга [Жуков, Кузьмин, Полоудин, 2002; Хисамов и др., 2012].

### **Влияние изменения петрофизических параметров на итоговую оценку деформаций земной поверхности**

При проведении модельных оценок возникает ситуация, когда детальные расчеты основаны на ограниченном массиве экспериментальных данных о механических параметрах моделируемой среды: величине модуля Юнга, коэффициента Пуассона, коэффициентов сжимаемости пород и порового объема. Зачастую исследователи не учитывают тот факт, что по ходу разработки месторождения и снижения со временем давления флюида в пласте, механические параметры пород пласта, также могут изменяться [Жуков, Кузьмин, 2003а; 2003б], и значительно влиять на расчетную (прогнозируемую) величину оседаний. В целях более точного прогноза при расчете оседаний были учтены изменения пористости и сжимаемости порового пространства, сопровождающие рост эффективного давления при разработке месторождения [Жуков, Иванов, 2015; Жуков, Кузьмин, Семенов, 2018]. Для этого были проанализированы результаты лабораторных исследований петрофизических параметров образцов горных пород, залегающих на исследуемых нами глубинах [Жуков, Моторыгин, 2016; Жуков и др., 2017]. Экспериментальные исследования позволяли непосредственно измерить объём поровой жидкости, выдавливаемой из образца, при увеличении его всестороннего обжатия и рассчитать не только изменения пористости, но и оценить объёмную деформацию образца. Она рассчитывалась с учетом того известного факта, что сжимаемость скелета горной породы на несколько порядков превосходит сжимаемость его порового пространства.

Пористость в условиях, моделирующих пластовые условия ( $m_{пл}$ ), определялась, учитывая объём жидкости, вытесненной из порового пространства образца, на основе формулы (1):

$$m_{пл} = m_{atm} - \Delta V_{por} / V \quad (1),$$

где,  $m_{atm}$  – коэффициент пористости в атмосферных условиях, %;  $\Delta V_{por}$  – объём поровой жидкости, выдавливаемой из образца (изменение объёма пор), см<sup>3</sup>;  $V$  – объём образца, см<sup>3</sup>.

Сжимаемость порового пространства  $V_{por}$  определялась по формуле (2):

$$V_{por} = (\Delta V_{por}/V_{por})/\Delta P_{eff} \quad (2),$$

где,  $\Delta V_{por}$  – изменение объёма порового пространства,  $см^3$  (объём поровой жидкости, выдавливаемой из образца);  $V_{por}$  - объём порового пространства образца,  $см^3$ ;  $\Delta P_{eff}$  – изменения эффективного давления, ГПа.

Полученные экспериментальные данные об изменениях пористости (1) позволили рассчитать изменения плотности образцов и сжимаемости его порового пространства (2). Результаты измерения скоростей упругих продольных и поперечных волн использовались нами для оценки динамического модуля объёмного сжатия исследуемых образцов [Жуков, Кузьмин, 2020]. Значения исследованных параметров (пористости  $m$ , сжимаемости порового пространства  $B_{por}$ , скоростей упругих продольных волн  $V_p$ ) исследуемых образцов, полученные при текущих значениях эффективного давления позволили получить зависимости изменения их средних значений от эффективного давления ( $P_{eff}$ -) в пласте.

$$m = 10,067 \cdot P_{eff}^{-0,031} \quad \text{коэффициент пористости } (R^2=0,997) \quad (3)$$

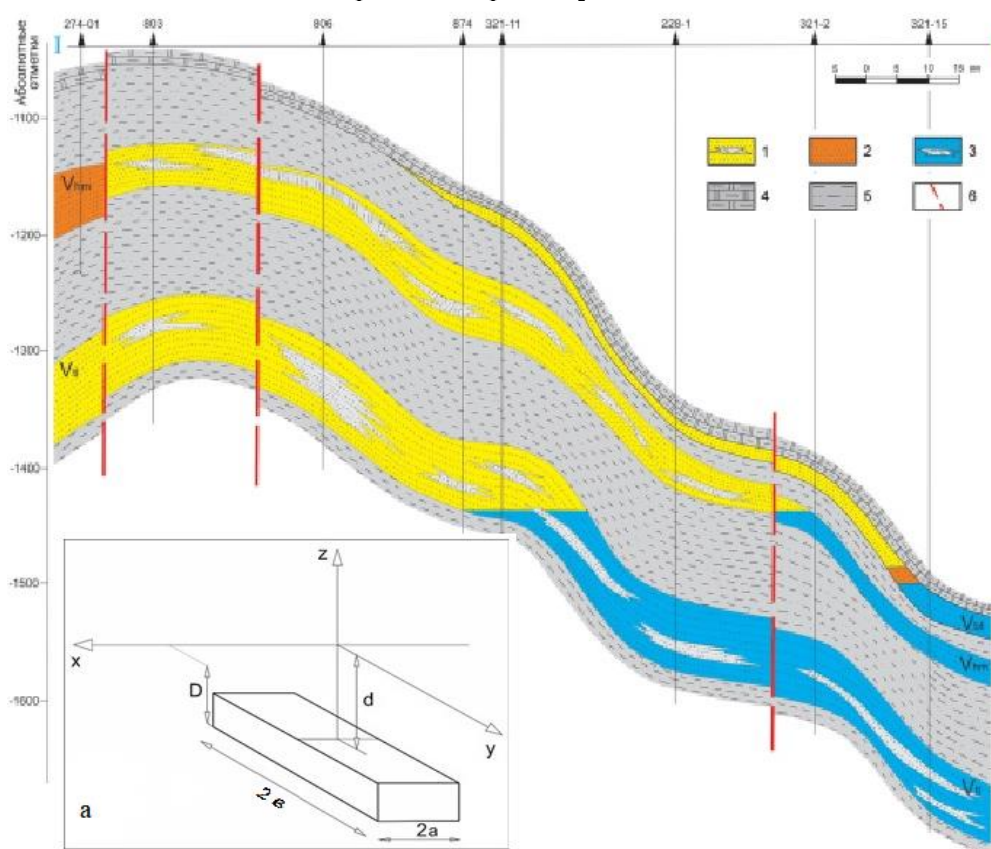
$$B_{por} = 13,282 \cdot P_{eff}^{-0,415} \quad \text{коэффициент сжимаемости порового пространства } (R^2=0,984) \quad (4)$$

$$V_p = 4,214 \cdot P_{eff}^{-0,036} \quad \text{скорость упругих продольных волн } (R^2=0,998) \quad (5)$$

Для расчета использовалась генетическая модель деформируемого пласта [Кузьмин, 2010]. Приоритет в выборе данной модели обуславливается рядом принципиальных факторов, описанных в работе [Кузьмин Д.К., 2019]. Как известно формула для расчета, например, вертикальных смещений земной поверхности ( $U_z$ ) состоит из произведения двух сомножителей:

$$U_z = \Phi * \Gamma \quad (6)$$

где  $\Gamma$ -геометрический сомножитель, учитывающий длину простирания пласта ( $2a$ ), ширину ( $2b$ ), глубину залегания верхней кромки ( $d$ ) и нижней кромки ( $D$ ) толщина пласта ( $D-d$ ) (рис.1) а также средней глубиной залегания пласта ( $H$ ). Эти геометрические размеры пластов были приняты на основании геологических профилей вдоль и поперек простирания месторождения [Рыжов, 2013, [Крючков, Медведев, Извеков, 2012; Крекнин и др. 2016].



**Рис.1.** Схематический профильный разрез продуктивных горизонтов Чайндинского нефтегазоконденсатного месторождения по [Крючков, Медведев, Извеков, 2012] по линии I-I и а) схема аналитической призматической модели каждого из продуктивных пластов. Условные обозначения: 1 – песчаники газонасыщенные с прослоями и линзами глинистых алевролитов; 2 – песчаники нефтенасыщенные с прослоями и линзами глинистых алевролитов; 3 – песчаники водонасыщенные с прослоями и линзами глинистых алевролитов; 4 – аргиллиты; 5 – глинистые доломиты; 6 – тектонические разломы

Каждый из трех продуктивных пластов моделировался призмой со своими геометрическими характеристиками: шириной  $2a$ , длиной  $2b$ , глубиной залегания верхней  $d$  и нижней  $D$  границы эффективной газонасыщенной части пласта и средней глубиной залегания пласта  $H$  (рис 1а). Для расчета были использованы следующие параметры продуктивных газонасыщенных пластов, моделирующие соответствующие геолого-структурные характеристики Чайядинского месторождения: ботубинский пласт (V bt):  $2a=40$  км,  $2b=80$  км,  $D-d=7,1$  м,  $H=1,30$  км; хамакинский пласт (V hm):  $2a=60$  км,  $2b=115$  км,  $D-d=12,2$  м,  $H=1,23$  км; талахский пласт (V tl):  $2a=60$  км,  $2b=85$  км,  $D-d=23,4$  м,  $H=1,34$  км.

Физический сомножитель  $\Phi$  в формуле (6) включает в себя такие параметры как пористость  $m$ , сжимаемость порового пространства  $V_{por}$ , а также изменение пластового давления  $\Delta P_{por}$ . Анализ петрофизических параметров показал, что среднее величина коэффициента пористости при изменении давления на 10 МПа снизится с 8,976% до 8,933% т.е. на 0,043 абсолютных процента, а коэффициент сжимаемости снизится с 2,844 до 2,865 1/ГПа, т.е. на 0,160 1/ГПа. Оседания земной поверхности, которые можно ожидать при длительной разработке продуктивных пластов, были смоделированы для двух промежутков времени: с 2020 до 2037 и 2053 года рис 2 и 3.

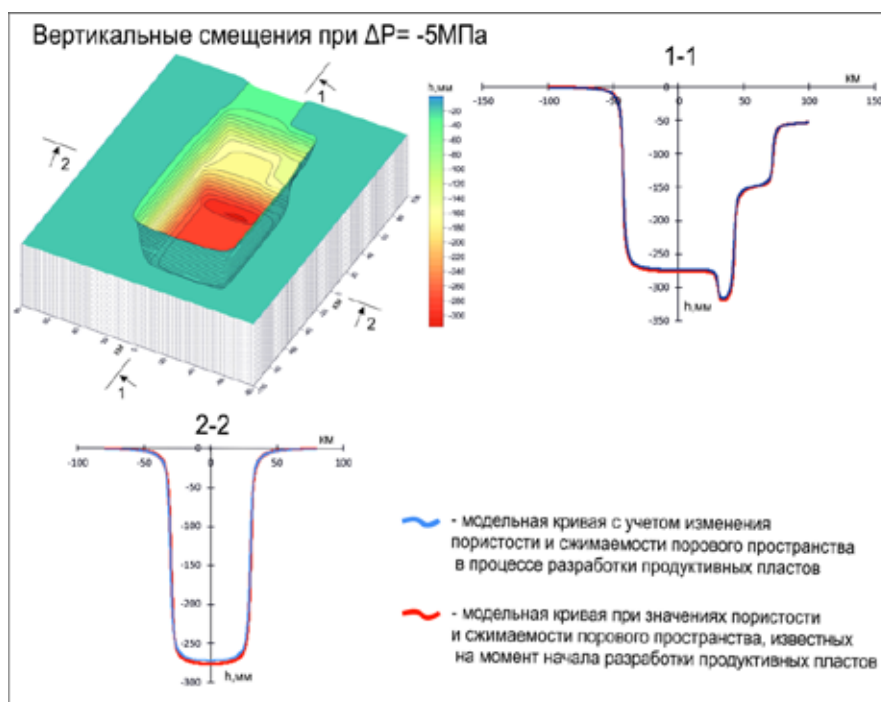
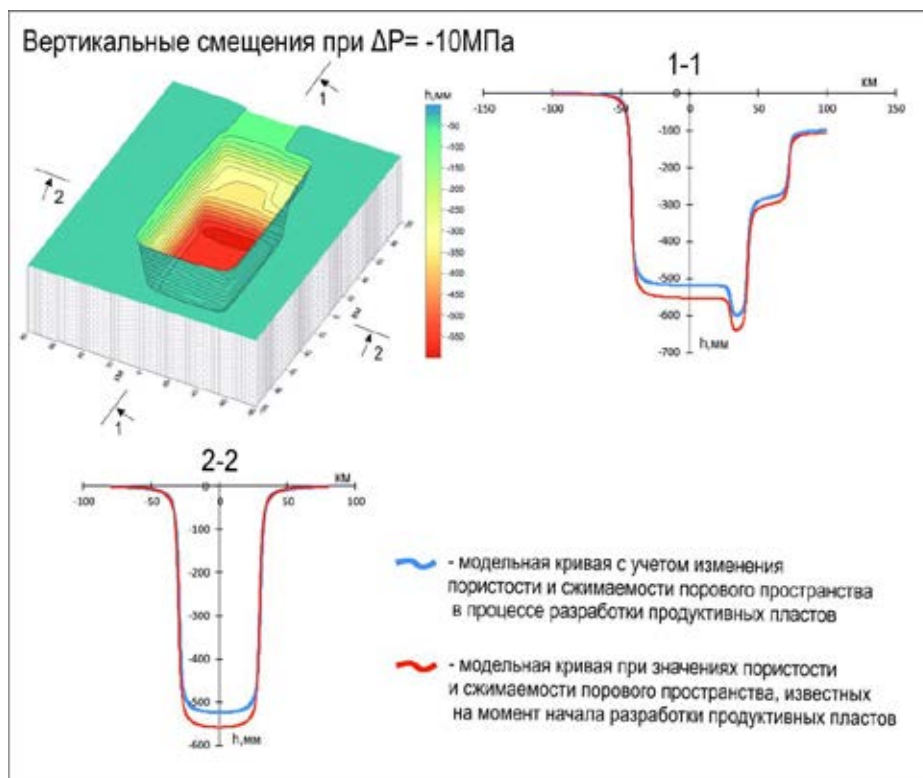


Рис. 2 Моделирование вертикальных смещений при  $\Delta P_{por} = -5$  МПа (2020-2037гг)

Учитывая временной фактор при моделировании, вертикальные смещения были построены с учетом изменения пористости и сжимаемости порового пространства в ходе разработки месторождения, а также, для наглядной иллюстрации, показаны кривые смещения, которые получились без учета в расчете изменения пористости и сжимаемости. С учетом близких значений средней пористости по всем трем продуктивным пластам, к качеству начальных (исходных) нами были использованы средние величины пористости и сжимаемости порового пространства при пластовом давлении 13 МПа в начале разработки месторождения в 2020г:  $m_{пл}=8,976\%$ ;  $V_{por}=2,844$  1/ГПа. Значения при  $\Delta P_{por}=-5$ МПа (2037г):  $m_{пл}=8,964\%$ ;  $V_{por}=2,813$  1/ГПа. Значения при  $\Delta P_{por}=-10$ МПа (2053г):  $m_{пл} = 8,933\%$ ,  $V_{por} = 2,685$  1/ГПа.

Вертикальные смещения земной поверхности от совместного влияния разработки всех трех продуктивных пластов показаны на рис.2 при  $\Delta P_{por} = -5$ МПа и на рис.3 при  $\Delta P_{por} = -10$ МПа соответственно.





**Рис. 3** Моделирование вертикальных смещений при  $\Delta P_{por} = -10$  МПа (2020-2053гг)

В первом случае, при снижении пластового давления на 5 МПа, были получены оценки вертикальных смещений максимальной амплитудой до 275...330 мм при падении пластового давления с 13 до 8 МПа к 2037 году, то есть через 17 лет от начала разработки месторождения. Во втором случае оценка вертикальных смещений при изменении давления на 10 МПа от начала разработки, даёт величины 510...600 мм спустя 33 года. Моделирование показало, что разница между максимальными амплитудами смещений для двух рассматриваемых случаев существенна и имеет накопительный характер. Если к 2037 году она будет составлять порядка 1-5 мм (рис. 2), то уже к 2053 году расхождение достигает величины 30-35 мм.

Это означает, что при расчетах вертикальных смещений (оседаний) на месторождениях, важно учитывать изменения во времени коэффициентов пористости и сжимаемости порового пространства. Иначе, при оценке промышленной безопасности объектов, будут прогнозироваться значительно завышенные ожидания геодинамических рисков. Известно, что оценка геодинамической опасности дается на основе градиентов смещений [Абрамян, Кузьмин Д.К., 2019]. Именно поэтому при моделировании оседаний земной поверхности необходимо учитывать все меняющиеся факторы в процессе разработки месторождений, для получения более точного конечного результата.

### Заключение

Анализ изменений петрофизических параметров газонасыщенных коллекторов ботубинского, талахского и хамакинского горизонтов вендских отложений при разработке Чайндинского месторождения УВ на истощение и снижении давления флюида в пласте на 10 МПа показал, что уменьшение коэффициента пористости составит 0,043 абсолютных процента, сжимаемость порового пространства уменьшится на 0,16 1/ГПа. Максимальные величины возможных оседаний поверхности при моделировании процесса разработки месторождения оцениваются в 33,0 см при снижении пластового давления на 5 МПа с учетом динамики петрофизических параметров и 33,5 см без его учета. При снижении давления пластового давления на 10 МПа максимальные просадки оцениваются уже величиной 60,0 см с учетом динамики петрофизических параметров и 65,0 см без его учета

Проведенные исследования убедительно продемонстрировали, что учет динамики тектонофизических и петрофизических характеристик, обусловленной длительной разработкой месторождений углеводородов существенно меняет интенсивность деформационного состояния массива горных пород и земной поверхности над залежью и, следовательно, представления об уровне геодинамического риска объектов нефтегазового комплекса.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамян Г.О., Кузьмин Д.К., Кузьмин Ю.О.* Решение обратных задач современной геодинамики недр на месторождениях углеводородов и подземных хранилищах газа // *Маркшейдерский вестник*. 2018. № 4. С. 52 – 61.
2. *Абрамян Г.О., Кузьмин Д.К.* Моделирование градиентов смещений земной поверхности на разрабатываемых месторождениях нефти и газа. // *Маркшейдерский вестник*. 2019. № 5. С. 56 – 62.
3. *Арутюнов А.Е., Жуков В.С., Кузьмин Ю.О., Никонов А.И.* Производственный мониторинг подземных хранилищ газа с целью обеспечения их геодинамической безопасности / В сборнике: «Геодинамика в решении экологических проблем развития нефтегазового комплекса». Материалы совещания IV Международного рабочего совещания. Серия Приложение к журналу «Наука и техника в газовой промышленности» 2004. С. 54-63.
4. *Жардецкий В.А., Жуков В.С. Моисеев П.А., Кузьмин Ю.О.* Применение геолого-математического моделирования для мониторинга геодинамических процессов при эксплуатации ПХГ // *Каротажник*, 2003, № 102, С.67-76
5. *Жуков В.С.* Лабораторное моделирование снижения пластового давления при разработке месторождений нефти и газа // *Бурение и нефть*. 2006. № 1. С. 8-9.
6. *Жуков В.С.* Оценка изменений физических свойств коллекторов вызванных разработкой месторождений нефти и газа // *Горный информационно-аналитический бюллетень* 2010, №6. С. 341-349.
7. *Жуков В.С.* Основные причины изменения комплекса физических свойств коллекторов при разработке месторождений углеводородов // *Вести газовой науки*. 2014. № 4 (20). С. 174-183.
8. *Жуков В.С., Иванов П.Ю.* Изменение физических свойств коллектора как результат роста эффективного давления в процессе разработки месторождения (моделирование на примере Южно-Киринского месторождения) // *Вести газовой науки*. 2015. № 4 (24). С. 144-148.
9. *Жуков В.С., Кузьмин Ю.О.* Физическое моделирование современных геодинамических процессов // *Горный информационно-аналитический бюллетень* 2003а, №5. С. 71-77.
10. *Жуков В.С., Кузьмин Ю.О.* Моделирование деформационных и сейсмических процессов при разработке месторождений УВ / В сборнике «Газовые ресурсы России в XXI веке» / М.: ООО «ВНИИГАЗ» 2003б. С. 456-469.
11. *Жуков В.С., Кузьмин Ю.О., Полоудин Г.А.* Оценка процессов проседания земной поверхности при разработке газовых месторождений (на примере Северо-Ставропольского месторождения) // *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*. №7. 2002. С. 54-57.
12. *Жуков В.С., Кузьмин Ю.О., Семенов Е.О.* Динамика физических свойств коллекторов при разработке месторождений нефти и газа // *Вести газовой науки* 2018, №1(12). Актуальные вопросы исследований пластовых систем месторождений углеводородов. С.82-99.
13. *Жуков В.С., Моторыгин В.В.* Влияние различных видов пористости на фильтрационно-емкостные свойства коллекторов (на примере Чаяндинского месторождения) // *Вести газовой науки*. 2016. № 1 (25). С. 63-67.
14. *Жуков В.С., Моторыгин В.В., Пименов Ю.Г., Абросимов А.А.* Изменения структуры порового пространства коллекторов талахского горизонта при переходе от атмосферных условиям к пластовым // *Научно-технический сборник Вести газовой науки*. 2017. № 2 (30). С. 83-92.
15. *Жуков В. С. Кузьмин Ю. О.* Экспериментальные исследования влияния трещиноватости горных пород и модельных материалов на скорость распространения продольной волны // *Физика Земли*. 2020. №4. С. 39-50.
16. *Кашиников Ю.А., Ашихмин С.Г.* Механика горных пород при разработке месторождений углеводородного сырья. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр». 2007. 467 с.
17. *Крекнин С.Г., Погрецкий А.В., Крылов Д.Н., Трухин В.Ю., Ситдииков Н.Р.* Современная геолого-геофизическая модель Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения // *Геология нефти и газа* №2, 2016. С. 44-55.
18. *Крючков В.Е., Медведев А.Г., Извеков И.Б.* Литолого-фациальные и геодинамические условия формирования вендских отложений Чаяндинского месторождения // *Вести газовой науки Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих регионов России* № 1(9) 2012. С. 202-207.
19. *Кузьмин Д.К.* Сопоставление моделей деформационной активности раздвиговых разломов с результатами геодинамического мониторинга объектов нефтегазового комплекса // *Проблемы недропользования*. 2019. №4. С. 18 – 27.

20. Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. Геодинамическая природа аварийности скважин и трубопроводных систем / В кн.: Перспективы развития экологического страхования в газовой промышленности. М. Газпром. 1998. С. 315-328.
21. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании // М.: Агентство Экономических Новостей. 1999. 220 с.
22. Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная разработкой месторождений нефти и газа // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. Вып.2. М.: ГЕОС. 2002. С. 418 – 427.
23. Кузьмин Ю.О., Никонов А. И. Геодинамический мониторинг объектов нефтегазового комплекса // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. Вып.2. М.: ГЕОС. 2002. С. 427 – 433.
24. Кузьмин Ю.О. Геодинамический риск объектов нефтегазового комплекса // Российская Газовая Энциклопедия. М.: Большая Российская Энциклопедия. 2004. С. 121-124.
25. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломов и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2007. №1. С. 33-41.
26. Кузьмин Ю.О. Еще раз об оценке оседания дна акватории в случае разработки сеноманской залежи одного газового месторождения // Маркшейдерский вестник. 2010. №1. С. 53 – 60.
27. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика системы разломов / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. – 2015. №4. С. 25 – 30.
28. Кузьмин Ю. О. Парадоксы сопоставительного анализа измерений методами наземной и спутниковой геодезии в современной геодинамике // Физика Земли. 2017. № 6. С. 24 – 39.
29. Кузьмин Ю. О., Дещеревский А. В., Фаттахов Е. А., Кузьмин Д. К. и др. Инклинометрические наблюдения на месторождении им. Ю. Корчагина // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 53. №3. С. 31 – 41.
30. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика раздвиговых разломов // Физика Земли. 2018. № 6. С. 87–105.
31. Кузьмин Ю.О., Дещеревский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К. и др. Анализ результатов деформационных наблюдений системой инклинометров на месторождении им. В.Филановского. // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. №4. С. 86 – 94.
32. Кузьмин Ю. О. Современная геодинамика: от движений земной коры до мониторинга ответственных объектов // Физика Земли. 2019а. № 1. С. 78 – 103.
33. Кузьмин Ю.О. Индуцированные деформации разломных зон // Физика Земли. 2019б. №5. С. 61-75.
34. Кузьмин Ю.О. Актуальные вопросы использования геодезических измерений при геодинамическом мониторинге объектов нефтегазового комплекса /// Вестник СГУГИТ. 2020. Том 25. №1. С. 43 - 54.
35. Маркшейдерия. Учебник для вузов / М.Е. Певзнер, В.Н. Попов, В.А. Букринский и др. // М.: МГГУ. 2003. 419 с.
36. Рыжов А.Е. Типы и свойства терригенных коллекторов венда Чайндинского месторождения // Вести газовой науки 1 (12) 2013. Актуальные вопросы исследований пластовых систем месторождений углеводородов. – с.145-160.
37. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Пространственно-временные характеристики современной динамики геофизической среды сейсмоактивных и асейсмичных областей // В кн. «Дискретные свойства геофизической среды». М: Наука. 1989. С. 33 – 46.
38. Хисамов Р.С., Гатиятуллин Н.С., Кузьмин Ю.О. и др. Современная геодинамика и сейсмичность Юго-Востока Татарстана / под ред. Р.С. Хисамова и Ю.О. Кузьмина. Казань: ФЭН. 2012. 240 с.
39. Dzurisin D. Volcano deformation. Geodetic monitoring techniques // Springer. 2007.
40. Geertsma J. Land subsidence above compacting oil and gas reservoirs // Journal of petroleum technology. V. 50. 1973. June. P. 734-744.
41. Mindlin R., Cheng D.H. Nuclei of Strain in the Semi-Infinite Solid // J. Appl. Phys. 1950. V.21. №9. P. 926-930.
42. Zoback M. D. Reservoir geomechanics // Cambridge Univ. Press. 2007.

## ТЕКТОНОФИЗИКА И ФЛЮИДОДИНАМИКА ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В СЕЙСМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ

Т.М. Злобина, В.А. Петров, В.Ю. Прокофьев, А.Б. Лексин, К.Ю. Мурашов, А.А. Котов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, [tatiana1946@yandex.ru](mailto:tatiana1946@yandex.ru), [vlad243@igem.ru](mailto:vlad243@igem.ru)

Гидротермальные месторождения золота, расположенные в орогенных поясах вдоль конвергентных границ литосферных плит, включены в обширный класс орогенных, образование которых связывается [Groves et al., 1998] с аккреционно-коллизийными геодинамическими обстановками, с широким развитием регионального метаморфизма и с поступлением рудообразующих флюидов по разломам из глубинных источников. В современных гипотезах об образовании таких месторождений предпринимаются попытки разрешить противоречия между генезисом минеральных систем и сроками геодинамических, структурных, метаморфических событий. Наиболее остро дискутируются вопросы: об источниках флюидов, возникающих в условиях метаморфизма фаций больших глубин; о проницаемости разломов на больших глубинах; о не совпадающих по времени сроках тектогенеза и орогенеза, обычно оторванных на десятки миллионов лет, тогда как месторождения формируются за период в первые сотни тысяч лет [Сох, 2016]. В последние годы при построении генетических моделей таких месторождений для разрешения некоторых противоречий вынуждено привлекаются [Groves et al., 2020] следующие модели: "клапанного механизма" [Sibson et al., 1988], регулирующего пульсационное поступление флюидов в сейсмическом режиме и "роевых землетрясений, инициированных напорными флюидами" [Сох, 2016]. При этом сроки образования метаморфогенных источников и минерализации остаются несогласованными ни с геодинамикой, ни с сейсмическими событиями, а возможные промежуточные по времени источники флюидов, например магматогенные, опровергаются моделями геохимических процессов, объясняющими генезис минеральных систем.

Концепция накопления концентраций золота при пульсационной миграции рудообразующих флюидов в сейсмическом режиме [Sibson et al., 1988; Сох, 2016] поддерживает структурно-гидродинамическое направление в исследованиях мезотермальных месторождений золота, отнесенных к орогенным, однако, она не рассматривает источники флюидов и их связь с коллизийной геодинамикой. Модели, разработанные в рамках этой концепции объясняют: циклическую взаимосвязь между поровым и литостатическим давлением, а также объемом поступающих в активный разлом флюидов; периодическое повышение проницаемости разломов - сейсмогенным разрушением пород; ограничение миграции флюидов - быстрым минеральным залечиванием мелких проводников в период "спокойствия". Особое внимание уделяется аномально малопроницаемой зоне смены хрупких деформаций пластическими, которая рассматривается [Sibson, 2004; Сох, 2005] как разграничивающая области смены гидростатического флюидного режима на сверхгидростатический или близкий к литостатическому. Высказаны предположения о причинах аномального повышения на больших глубинах гидростатического давления флюидов (fluid overpressure), избыточного относительно литостатического и его выравнивания с литостатическим на более высоких уровнях градиентного поля. Анализ деформаций в зоне сдвига, показывает [Сох, 2016] как изменения гидростатического давления флюидов относительно литостатического и/или напряженного состояния среды могут вызвать разрушения разного типа: связанные со сдвигом в условиях сжатия; гибридные, обусловленные сдвигом и давлением флюидов; инициированные исключительно избыточным давлением флюидов в условиях растяжения. Научное направление исследований "Тектонофизика и флюидодинамика процессов рудообразования гидротермальных месторождений в сейсмическом режиме" представляется особенно актуальным и перспективным для месторождений золота орогенного типа. Сейсмическими режимами можно объяснить и образование полигенных источников. Землетрясения с гипоцентрами на разных глубинах могут вскрывать коллекторы с флюидами разной природы, обеспечивать их смешение и перемещение по проницаемым каналам в орогенных поясах в постколлизийный период.

Для решения задач фундаментальных исследований процессов гидротермального рудообразования орогенных месторождений золота в условиях миграции флюидов в зонах разломов, активных в сейсмическом режиме, разработан междисциплинарный подход к изучению влияния солидарного воздействия деформаций и флюидных систем на процессы минералообразования. Подход включает сочетание комплекса методов, адаптированных к решению целевых задач.

**1.** Согласование эпизодов деформаций и миграции флюидов достигается применением тектонофизических методов реконструкции переменных векторов напряжений-деформаций по динамопарам сколов, выполненных минералами-индикаторами процессов рудообразования. Используются данные специального структурного картирования с массовыми замерами азимутальных параметров структурных элементов, сопровождающегося отбором проб для термобарогеохимических исследований флюидной системы. Построение сферограмм выходов векторов на верхнюю полусферу сетки Шмидта осуществляется в изолиниях плотности их распределения в %. Такие сферограммы характеризуют процесс дискретно-непрерывного изменения напряженно-деформированного состояния (НДС) среды и по своей сути являются фазовыми портретами изменения картины НДС. Мера рассеяния векторов оценивается параметрической статистикой осевого типа [Bingham, 1974] с эллиптической формой доверительных интервалов также в %. Для количественной оценки изменения напряжений используется математический аппарат распределения ориентировок осевого типа Бингхема, учитывающий статистические особенности распределения угловых характеристик [Bingham, Mardia, 1978]. Рассчитываются собственные векторы матрицы тензора и соответствующие им собственные числа, отражающие длины главных нормальных векторов напряжений. Для верификации модельных деформаций привлекаются результаты изотопно-геохронологических исследований золотоносных жил и околожилных метасоматитов.

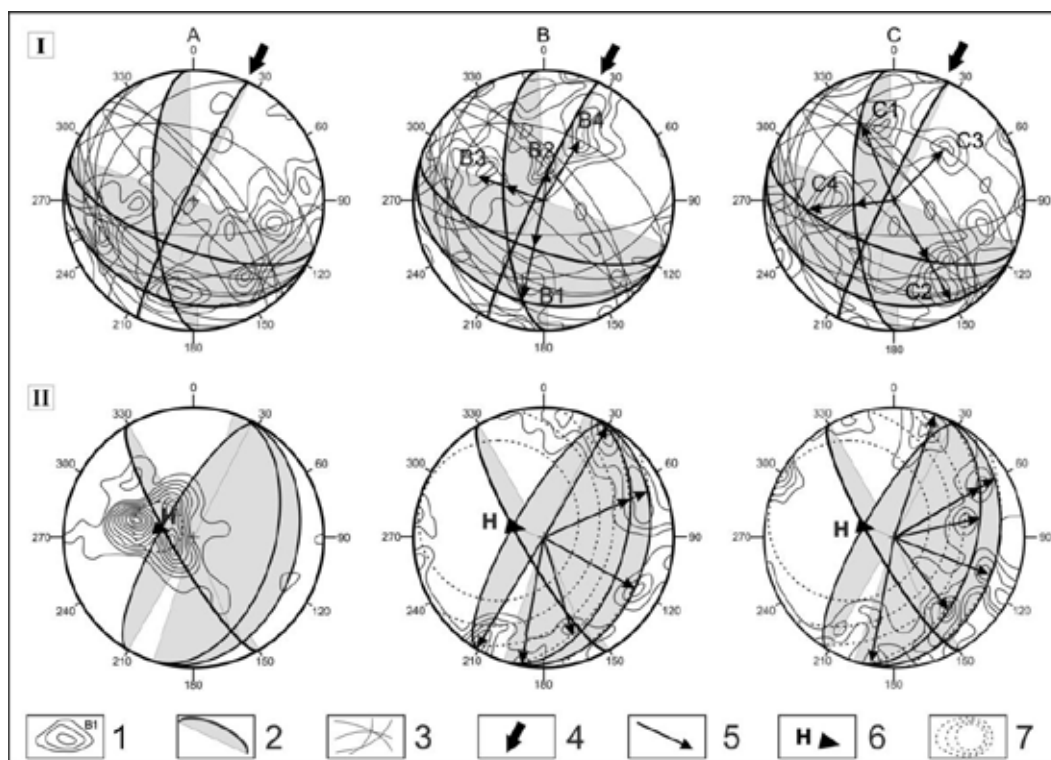
**2.** Оценка флюидопроводящей трещинно-разрывной архитектуры осуществляется с помощью метода тензорной классификации элементов структуры [Злобина, 1991], позволяющего выделить типы НДС среды по отношению детерминантов тензоров-девиаторов- $\text{Det}(M_{ij})/\text{Det}(M_{x,y})$ , характеризующих изометрическое положение на сфере плоскостей разломов и систем трещин в базисной системе координат. Тектонические элементы разного ранга и разной ориентировки, имеющие в базисной системе координат близкие тензорные оценки, относятся к одному структурному парагенезу, образованному одним типом НДС среды. Для проверки адекватности палеомеханизмов деформаций сейсмическим механизмам используется схема классификации механизмов землетрясений, разработанная [Юнга, 1997] на основе изометрического отображения на сферу тензоров центра момента, обладающая схожим принципом классификации. Схема определяет на сфере допустимые области для сейсмических механизмов: DC (Double Couple) - типов, обеспечивающих подвижку по единственной плоскости разрыва (сдвиг, взброс, сброс или др.); а также NDC (Non Double Couple) - типа, образующего в результате кручения разрывы (трещины) по нескольким разно ориентированным плоскостям. Адекватность палеомеханизмов деформаций современным сейсмическим механизмам (DC-, NDC-типов) определяется также путем стереометрического сравнения фазовых портретов распределения векторов деформаций.

**3.** Фазовые состояния флюидного режима характеризуют переменные величины параметров: температуры, давления, солености, химического состава, плотности рудообразующих флюидов. Анализ флюидных систем осуществляется по результатам изучения флюидных включений (ФВ), захваченных в процессе минералообразования. К первичным отнесены ФВ, равномерно распределенные в объеме минерала-хозяина или приуроченные к зонам роста, а к вторичным – приуроченные к секущим минерал-хозяина микротрещинам. Микротермометрические исследования ФВ выполняются при помощи измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 “Linkam” (Англия), микроскопа “Olimpus” (Япония), видеокамеры и управляющего компьютера. Комплекс позволяет в режиме реального времени производить измерения температур фазовых переходов в интервале от  $-196^\circ$  до  $600^\circ\text{C}$ , наблюдать за ними при больших увеличениях и получать цифровые микрофотографии. Концентрация солей для ФВ рассчитываются по температуре плавления льда, с использованием данных из работы [Bodnar, Vityk, 1994]. Солевой состав растворов определяется по температурам эвтектики [Борисенко, 1977]. Давление оценивается для ассоциаций сингенетичных включений типов 1 и 2 гетерогенного флюида как давление насыщенного пара воды. Оценка концентраций солей и давлений водяного пара и углекислоты проводится с использованием программы «FLINCOR» [Brown, 1989]. Валовый анализ состава флюидов включений был выполнен для нас в ЦНИГРИ (аналитик – Ю.В. Васюта) по методике [Кряжев и др., 2006]. Методом газовой хроматографии (хроматограф ЦВЕТ-100) определяли количество воды для расчета концентраций элементов в гидротермальном растворе. Анализировались также углекислота, метан и углеводороды. После приготовления водных вытяжек в растворе методом ионной хроматографии (хроматограф ЦВЕТ-3006,) определяли Cl, SO<sub>4</sub> и F, методом ICP MS (масс-спектрометр Elan-6100) – K, Na, Ca, Mg и другие элементы. Составы газовой и твердой фаз в отдельных жидких включениях были изучены методом Раман-спектроскопии с использованием спектрометра Jobin Yvon LabRAM HR800 в институте Геологии и геохимии СО РАН (Новосибирск). Для верификации изменчивости

геохимического состава флюидов в поле напряжений-деформаций и более достоверной оценки источников рудообразующих систем использовались также результаты прямых определений изотопного состава углерода и азота из газов ФВ методом [Lüders et al., 2015]. Изотопные составы углерода и азота газов из включений были получены [Prokofiev et al., 2019] в Научном Центре (Потсдам, Германия) с помощью масс-спектрометра Thermo Deltaplus-XL. 4. Влияние давления потока флюидов на поле напряжений оценивается в пространствах фазовых состояний взаимодействующих тектоно-динамического и флюидного режимов по значениям: асимметрии тензоров напряжений и переменных параметров давления и плотности флюидов. Случаи значительной асимметрии тензоров напряжений относительно его главных компонент и большие перепады давления, плотности флюидов указывают на: дестабилизацию динамической системы под давлением флюидов; искажение НДС среды и симметрии системы сейсмических деформаций. Искажение НДС среды особенно четко отображается на фазовых портретах картин деформаций с центроидным коническим распределением векторов, похожих на картины распределения векторов при разрушении в очагах землетрясений NDC-типа. На сферограммах максимумы плотности такого распределения векторов лежат, как правило, на проекциях сечений конусов, имеющих не круговое, а эллипсоидальное сечение. Оценка меры рассеяния векторов на сфере с помощью критерия Бингхема и аппроксимирующих конусов с эллиптическим сечением позволяет определять доверительные интервалы их распределения и получить дополнительные данные об асимметрии сейсмической системы. В практике стереогеометрических построений по данным *in situ* не был известен способ нахождения оси симметрии системы деформаций, неустойчивой под влиянием флюидов. Разработан метод стереогеометрического определения ориентировки оси симметрии системы деформаций с использованием палеток, представляющих изометрические проекции сетки Шмидта. 5. Оценка глубины и протяженности интервалов минералоотложения имеют значение в исследовании генезиса месторождений - высоко продуктивные многостадийные рудообразующие системы формируют, как правило, интервалы минерализации большой мощности по вертикали. В процессе эксгумации тектонических блоков часть жильного месторождения может быть эродирована и являться источником россыпного золота. Принцип расчета глубин основан на анализе большой базы данных по РТ параметрам флюидов месторождений золота и сформулирован [Прокофьев, Пэк, 2015] в предположении о регрессивном тренде изменения термобарических условий за период формирования минерализации. Начальную глубину минералообразования можно оценить по максимальному значению давления ( $P_{\max}$ ) флюидов, используя градиент литостатического давления ( $P_L=260$  бар/км), а примерную глубину завершения процесса - по минимальному значению давления флюидов ( $P_{\min}$ ), используя градиент гидростатического давления ( $P_H=100$  бар/км). Если выполняется условие  $P_{\max}/P_{\min} = P_L/P_H=2.6$ , то расчетные оценки глубины ( $Z_L$  и  $Z_H$ ) должны совпадать, что отвечает неизменной в течение всего процесса минералоотложения глубине формирования месторождения. Если отношение  $P_{\max}/P_{\min} > 2.6-3.0$ , то формирование минерального комплекса происходит в подвижных координатах глубины с восходящим перемещением уровня минералоотложения, что часто имеет место в сейсмическом режиме. При этом, тренды изменения глубины по данным о давлении флюидов должны согласоваться с данными о глубине, рассчитанной по минимальной температуре ( $T_{\min}$ ) первичных ФВ, с использованием термического градиента ( $T=30^\circ\text{C}/\text{км}$ ), в предположении об ограничении  $T_{\min}$  значениями фонового геотермического поля. В расчетном интервале глубин можно сравнивать максимальные перепады давления, полученные по ФВ ( $P_{\max}-P_{\min}$ ) и перепады литостатического давления ( $P_{L\max}-P_{L\min}$ ) между нижним и верхним уровнем формирования минерализации. В случае  $P_{\max}-P_{\min} > P_{L\max}-P_{L\min}$  можно рассчитать среднее для данного интервала глубины избыточное давление флюидов.

Изложенный выше подход апробирован при исследовании в рамках сейсмогенной концепции мезотермальных месторождений золота Северного Забайкалья, размещенных в Байкало-Патомском (БПП) и Байкало-Муйском (БМП) неопротерозоских поясах. Концентрации солей и термобарохимические параметры рудообразующих систем, установленные по результатам изучения ФВ, позволяют отнести месторождения к орогенным, сформированным в условиях относительно высоких давлений (1–4 кбар) и температур (200–400°C). Однако, изотопные характеристики пород, руд, показавшие полигенное и/или магматогенное образование источников флюидов, а также, данные о том, что возраст рудной минерализации моложе процессов байкальских циклов коллизии на 330–370 млн. лет, не позволяют связать происхождение источников с процессами метаморфизма в коллизионной обстановке. Результаты изучения этих месторождений [Злобина и др., 2016<sub>1</sub>; 2016<sub>2</sub>; 2017; Zlobina et al., 2019] показали, что при миграции напорных, насыщенных газами флюидов в сейсмическом режиме могут возникать высоко динамичные фрактальные системы, в которых все

процессы: геохимического, магматогенно-метаморфогенного преобразования среды и состава флюидов, а также колебаний флюидного давления и хрупкого разрушения, взаимосвязаны. Образование месторождений Бодайбинского рудного района, расположенного в центральной части БПП, происходило в режиме реверсных сдвигов и надвигов с возвратной сдвиговой компонентой (рис. 1-1), при НДС среды, адекватном механизмам разгрузки очагов землетрясений DC-типов. Тогда как формирование месторождений Муйского рудного района, расположенного на окраине БМП у границы с Сибирским кратоном, начиналось в условиях затухающих сдвигов по проводящим разломам, а завершалось при остановке подвижки под влиянием давления флюидов и преимущественном развитии НДС среды, адекватном центроидным механизмам землетрясений NDC-типа (рис. 1-2).

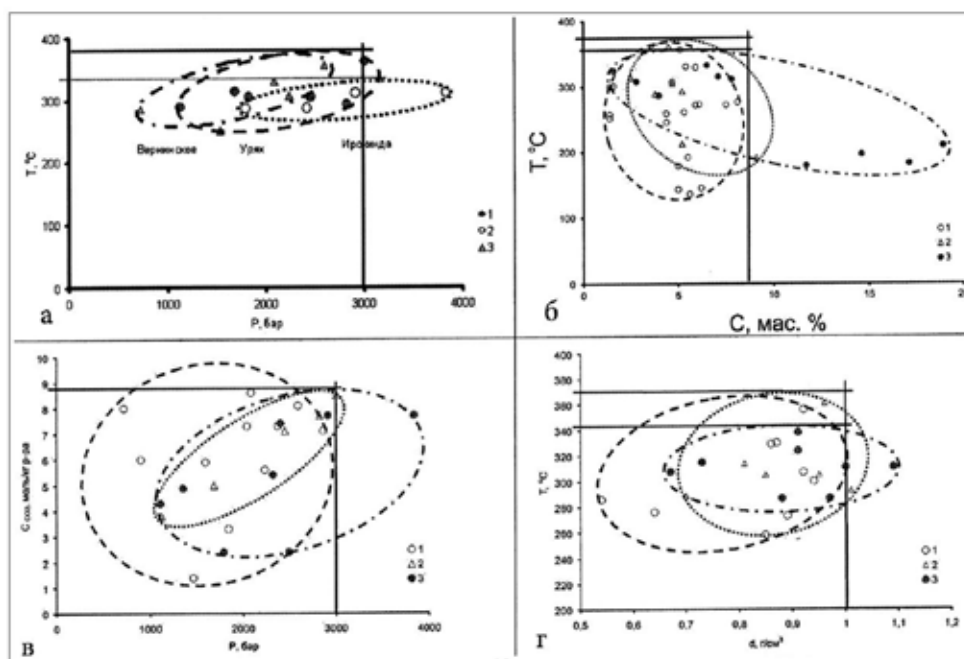


**Рис. 1.** Обобщенные фазовые портреты НДС среды в период поступления флюидов при формировании месторождений: I – Бодайбинского рудного района; II – Муйского рудного района. Все проекции на в/п сетки Шмидта. 1 – плотность распределения (0,5, 1,0, 1,5, 2,0,...7%) векторов деформаций А, В, С. А ( $\sigma_1$ ), В ( $\sigma_2$ ), С ( $\sigma_3$ ), где  $\sigma_3$  – максимальное сжатие,  $\sigma_1$  – минимальное,  $\sigma_2$  – промежуточное; 2 – плоскости разломов и надвиговых зон; 3 – проекции жил и прожилков; 4 – направление регионального сжатия для I; 5 – векторы В и С деформаций, в плоскостях тектонических нарушений; 6, 7 – деформации II: 6 – ось симметрии системы деформаций, 7 – проекции сечений аппроксимирующих конусов Бингема

Получены [Zlobina et al., 2019] данные о том, что маятниковые механизмы деформаций, адекватные реверсным сейсмическим DC-типа, поддерживают в условиях сжатия пульсационную подкачку флюидов, выполняя роль механического насоса, а центроидные механизмы, схожие с сейсмическими NDC-типа, обеспечивают миграцию большого объема рудообразующих растворов под избыточным давлением флюидов в условиях растяжения. Эти данные не противоречат моделям миграции флюидов [Sibson et al., 1988; Сох, 2016], однако, показывают разные способы участия в миграции флюидов сеймотектонических механизмов деформаций. Значение таких механизмов для процессов рудообразования состоит в их способности формировать различную структурно-гидродинамическую организацию рудообразующих систем и определять разную архитектуру рудных залежей.

По результатам изучения флюидного и динамического режимов формирования месторождений Муйского рудного района (Урях, Ирокинда) предполагается фазовый переход поля напряжений сдвига в центроидное [Злобина и др., 2016 а; 2016 б], признаками которого являются: искажение НДС среды, симметрии системы деформаций под влиянием давления флюидов; изменение состава флюидов, приводящее к образованию разных минеральных ассоциаций в один тектонический цикл. Ось симметрии (Н) новой системы деформаций четко определена для обеих систем тектонического разрушения (см. рис. 1-2), выявлено также изменение кислотно-щелочного баланса флюидных систем, вплоть до инверсии термохимического состава флюидов, однако фазовый переход поля

напряжений на Ирокиндинском месторождении завершился полностью, тогда как на Уряхском только в двух блоках. Анализ областей фазовых состояний парно зависимых осциляторов флюидных систем этих месторождений и месторождения Вернинское (Бодайбинская группа), для которого признаки фазового перехода поля напряжений не обнаружены, выявил (рис. 2) критические термобарохимические параметры флюидных систем, при которых фазовый переход поля напряжений возможен. Процессы фазового перехода поля напряжений "запускаются" при  $P_{фл} > 3$  кбар, а завершаются полностью при интенсивной дегазации флюидной системы, декомпрессионном вскипании растворов, приводящем к повышению содержаний в них солей, а также при очень больших вариациях соотношений концентраций газов ( $CO_2/CH_4$ ) в растворах, регулирующих рН флюидной системы [Злобина и др., 2017].



**Рис. 2.** Области фазовых состояний парно-зависимых осциляторов Вернинской, Уряхской и Ирокиндинской флюидных систем: а – P-T; б – T-концентрации солей; в – P-концентрации  $CO_2$  в растворе; г – T-плотность растворов, газов. На графиках б, в, г области параметров систем: 1 – Вернинской, 2 – Уряхской, 3 – Ирокиндинской. Прямые линии соответствуют критическим параметрам фазовых состояний флюидов

Пополнение базы данных новыми результатами изучения ФВ позволило рассчитать глубины минералоотложения по термобарометрическим параметрам флюидных систем с большей степенью достоверности. Все изученные месторождения формировались в условиях восходящего перемещения уровня глубины минералоотложения, при давлении флюидов (табл.), избыточном относительно литостатического. Минералоотложение на месторождениях Бодайбинской группы (Сухой Лог, Вернинское, Первенец) происходило при меньшем избыточном давлении флюидов, в интервалах глубин более высоких уровней, чем месторождений Муйского рудного района (Урях, Ирокинда). Некоторое несогласие в оценках глубин, рассчитанных ниже уровня 11 км (см. табл), мы относим к нарушению термобарического режима флюидной системы во время землетрясений, события которых сопровождаются диссипацией сейсмической энергии. Мощность распространения рудной минерализации на глубину (см. табл) - один из аргументов, подтверждающий продуктивность рудообразующих систем. Высоко продуктивные флюидные системы месторождений Сухой Лог, Вернинское-Первенец, образовали большие по объемам и запасам жильно-прожилковые залежи золотоносных руд; Догалдынская система средней продуктивности сформировала в надвиге одну жилу протяженностью 15 км. Уряхская флюидная система достаточно высокой продуктивности обеспечила формирование в зоне глубинных разломов крупного месторождения жильно-прожилковых руд. Все эти коренные месторождения, расположенные в россыпных золотоносных районах, имеющие меньшую мощность интервала минерализации чем Ирокинда, являются источником россыпных месторождений, образованных позже в результате эрозии и денудации. Месторождение Ирокинда отличается от всех изученных месторождений большой глубиной и очень большой мощностью минералоотложения, более высокими термобарическими параметрами рудообразующей системы и наличием в растворах высоко температурных рассолов (концентрации



солей до 46.3-43.3 мас. %-экв. NaCl, при T=453-380°C), свойственных флюидам магматогенного происхождения. Результаты прямых измерений стабильных изотопных составов углерода и азота в газах CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> из ФВ в кварце [Prokofiev et al., 2019] позволили получить новые данные об источниках рудообразующих флюидов по всем изученным месторождениям. Источники Сухоложской флюидной системы, относимые ранее то к орогенным, то к полигенным, уверенно имеют, в соответствии с ограничениями изотопного состава резервуаров, магматогенное происхождение. Источники флюидов Вернинской, Догалдынской и Уряхской рудообразующих систем, по полученным изотопным данным с привлечением других признаков (минералогическо-геохимических для руд, геохимического состава флюидов и др.) предполагаются полигенными, с преобладанием магматогенного. В источнике Ирокиндинской флюидной системы обнаружены метаморфогенные газы, образованные в процессе декarbonатизации морских известняков в зоне субдукции при поглощении океанической коры мантией в коллизийной обстановке.

**Таблица.** Оценки глубины формирования минерализации месторождений Au, учитывающие новые данные о P-T параметрах минералообразующих флюидов

Месторождения	Tmax (°C)	Tmin°C с поправкой на Pmin	Pmax (бар)	Pmin (бар)	Pmax/Pmin	Глубины минерализации (км)			Интервал глубин [мощность] (км)	(Pmax-Pmin) (P <sub>L</sub> max-P <sub>L</sub> min)	Избыточное P <sub>фл</sub> (кбар)
						Z <sub>L</sub> *	Z <sub>H</sub> **	Z <sub>T</sub> ***			
С Л	385	210	2430	640	3.79	9.3	6.4	7.0	9.3-6.4 [2.3]	1790-754	1.03
В	356	252	2590	720	3.59	9.9	7.2	8.4	9.9-7.2 [2.7]	1870-702	1.16
В-П	301	272	2860	900	3.17	11.0	9.0	9.0	11.0-9.0 [2.0]	1960-520	1.44
Д	329	267	3230	1170	2.76	12.4	11.7	8.9•	12.4-11.7 [0.7]	2060-182	1.87
У	361	259	3280	1120	2.9	12.6	11.2	8.6•	12.6-11.2 [1.4]	2160-364	1.79
И	453	287	4240	1110	3.8	16.3	11.1	9.6•	16.3-11.1 [5.2]	3130-1352	1.78

Примечание: СЛ - Сухой Лог, В - Вернинское, В-П-Первенец, Д-Догалдынское, У-Уряхское, И -Ирокинда. Глубины рассчитаны: \* по литостатическому градиенту для Pmax; \*\* по гидростатическому градиенту для Pmin; \*\*\* по геотермическому градиенту для Tmin с поправкой на Pmin, •глубина не согласуется с трендами изменения глубины по данным о давлении флюидов

Получены также новые результаты о влиянии избыточного давления флюидов на образование структурных парагенезов гидротермальных месторождений в мезотермальном диапазоне глубин [Злобина и др. 2020]. На примере Уряхского месторождения показано, как аномально избыточное давление активного потока флюидов (1.79 кбар, см. табл.) приводит к образованию структурного парагенеза, отличающегося от парагенеза сдвига набором линейных, нелинейных форм (конические сколы и отрывы, радиальные сколы, крутящиеся вокруг оси симметрии системы деформаций линейные тангенциальные сколы). В начале процесса фазового перехода поля напряжений сдвига в центроидное, в условиях переменного сжатия-растяжения образуются под влиянием сдвига и давления флюидов гибридные структурные парагенезы, а в завершающую фазу формирование структурного парагенеза происходит в условиях растяжения, исключительно под воздействием избыточного давления флюидов. Причем, новая ось симметрии системы разрушения под влиянием давления флюидов совпадает с направлением напорного флюидного потока в проводящем тектоническом разломе. Применение междисциплинарного подхода к изучению формирования орогенных месторождений золота позволило получить более достоверные результаты и внести вклад в фундаментальные исследования по научному направлению "Тектонофизика и флюидодинамика процессов рудообразования гидротермальных месторождений в сейсмическом режиме".

## ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. (8). С. 16–27.
2. Злобина Т.М. Математические методы моделирования трещинных структур рудных месторождений. М.: Наука. 1991. 120 с.
3. Злобина Т.М., Петров В.А., Прокофьев В.Ю., Котов А.А., Мурашов К.Ю., Вольфсон А.А. Уряхское золоторудное поле (СВ Забайкалье): формирование структурных парагенезисов в сейсмическом режиме центроидного типа // Доклады Академии наук. 2016 а. Т. 470, (4). С. 462–467. DOI: 10.7868/S0869565216230249
4. Злобина Т.М., Петров В.А., Прокофьев В.Ю., Котов А.А., Мурашов К.Ю. Структурно-гидродинамическая организация систем эндогенных месторождений в сейсмическом режиме

- центроида // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докл. всерос. Конфер – в 2-х томах. М.: ИФЗ. 2016 б. Т. 2. С. 60–68.
5. *Злобина Т.М., Петров В.А., Прокофьев В.Ю., Котов А.А., Мурашов К.Ю.* Влияние напорных, насыщенных газами флюидов на напряженно-деформированное состояние среды образования орогенных месторождений золота // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы IV Всерос. конферен. / под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2017. С. 274–284.
  6. *Злобина Т.М., Петров В.А., Лексин А.Б.* Влияние избыточного давления флюидов на образование структурных парагенезов гидротермальных месторождений в мезотермальном диапазоне глубин // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ЛП Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2020. Т. 1. С. 249–254.
  7. *Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В.* Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2006. (4). С. 30–36.
  8. *Прокофьев В.Ю., Пэк А.А.* Проблемы оценки глубины формирования гидротермальных месторождений по данным о давлении минералообразующих флюидов // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, (1). С. 3–24. DOI: 10.7868/S0016777015010049
  9. *Юнга С.Л.* О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу // Доклады Академии наук. 1997. Т. 352, (2). С. 253–255. eLIBRARY ID: 9952755
  10. *Bingham Ch.* An antipodally symmetric distribution on the sphere. // Annals of Statistics. 1974. V. 2. P. 1201–1225.
  11. *Bingham Ch., Mardia K.V.* A small circle distribution on the sphere // Biometrika. 1978. V. 65. P. 379–389.
  12. *Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Edited by: Benedetto De Vivo & Maria Luce Frezzotti. Pontignano: Siena. 1994. P. 117–130.
  13. *Brown P.* FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineralogist. 1989. V. 74. P. 1390–1393. ID:0003-004X/89/1112-1390\$02.00
  14. *Cox S.F.* Coupling between deformation, fluid pressure and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust // Society of Economic Geologist Inc., Econ. Geol. 100<sup>th</sup> Anniersary V. 2005. P. 39–75.
  15. *Cox S.F.* Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: implication for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes // Economic Geology. 2016. V. 111, (3). P. 559–587. doi: 0361-0128/16/4389/559-29
  16. *Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M. et al.* Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. V. 13. P. 7–27.
  17. *Groves D.I., Santosh M., Zhang Liang.* A scale-integrated exploration model for orogenic gold deposits based on a mineral system approach // Geoscience Frontiers. 2020 /1/2. 338347633. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.12.007>
  18. *Lüders V., Klemd R., Oberthür T., Plessen B.* Different carbon reservoirs of auriferous fluids in African Archean and Proterozoic gold deposits: constraints from stable carbon isotopic compositions of quartz-hosted CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions // Mineral. Depos. 2015. (50). P 449–454. doi.org/10.1007/s00126-015-0588-x
  19. *Prokofiev V.Yu., Safonov Yu.G., Lüders Volker, Borovikov A.A., Kотов А.А., Zlobina T.M., Murashov K.Yu., Yudovskayaa M.A., Selektor S.L.* The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions // Ore Geology Reviews. 2019. V. 111. P. doi:10.1016/j.oregeorev.2019.102988
  20. *Sibson R.H.* Controls on maximum fluid overpressure dating conditions for mesozonal mineralisation // Journal of Structural geology. 2004. V. 26, (6-7). P. 1127–1136. DOI: 10.1016 / j.jsg.2003.11.003
  21. *Sibson R.H., Robert F., Poulsen K.H.* High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits // Geology. 1988. V. 16. P. 551–555. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0551:HARFFP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0551:HARFFP>2.3.CO;2)
  22. *Zlobina T.M., Petrov V.A., Murashov K.Yu., Kотов А.А.* The effect of seismic deformation mechanisms on fluid migration in the accumulation area of gold ore concentrations // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 484, (1). PP. 61–65. DOI: 10.1134/S1028334X19010082

# ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛЮИДНОГО ГЕНЕЗИСА И ВОЗНИКНОВЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ

А.М. Кузин

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, amkouzin@yandex.ru

## Введение

Повышенная сейсмичность наблюдается на ряде месторождений (углеводородов и рудной минерализации) флюидного генезиса в различных по истории развития и составу комплексах пород.

Сейсмические события регулярно фиксируются в рудных узлах Воронежского кристаллического массива, Хибин и др. Совсем недавно недалеко от крупных рудных месторождений произошли два сильнейших Тувинских землетрясения (27.12.2011 г. и 26.02.2012 г.), соответственно, магнитудой 6,6 и 6,7, в хребте Академика Обручева, в 100 км к северо-востоку от Кызыла, на глубине 10 км. Для углеводородов наведенная сейсмичность применительно к крупным газовым месторождениям может стимулироваться внедрением больших масс воды в пласты, ранее заполненные более легким газом, что приводит к изменению напряженно-деформированного состояния блока земной коры. Такое объяснение поведения сейсмичности было дано А.М. Акрамходжаевым, Б.Б. Ситдиковым и Э.Ю. Бегметовым в 1984 г. для механизма землетрясений 1976 и 1984 гг. в районе Газли [Киссин, 1985]. Сейсмические события регулярно фиксируются на Ромашкинском месторождении (Южно-Татарский свод), на Тенгизском месторождении 21 февраля 2011 г. произошло землетрясение на глубине 30 км [Лобковский и др., 2013].

Сейсмический процесс рассматривается в геофизике как проявление нелинейности геологической или геофизической среды [Проблемы нелинейной..., 1987]. Нелинейность геологической среды невозможно объяснить только связями элементов внутренней структуры (матрицы) горных пород. Вещество геосреды характеризуется трехфазовым агрегатным состоянием. Соотношение твердой, жидкой и газообразной фаз является величиной переменной. Между фазами вещества в горных породах существуют различные взаимодействия и подвижное равновесие. Именно этим сложным агрегатным состоянием объясняется нелинейность геологической среды.

Упругие свойства матрицы породы при различном соотношении газообразной и жидкой фаз определяют упругие свойства породы и их нелинейность, существенно влияют на характер разрушения. Поэтому изучение упругих (сейсмических) свойств пород в зависимости от фазового состава флюида позволяет прогнозировать области возможной сейсмичности.

В сейсмическом методе сложилось так, что основным объектами являются вещественный состав и структура. «Прямые» поиски углеводородов значительно стимулировали изучение эффектов распространения сейсмических волн в среде содержащий флюид в различных фазах. Из многочисленных результатов следует выделить главные:

1 - зависимость рассеяния продольных и поперечных волн от содержания газа [Ушаков Г., Ушаков М., 1993]. Газ увеличивает рассеяние, жидкость уменьшает;

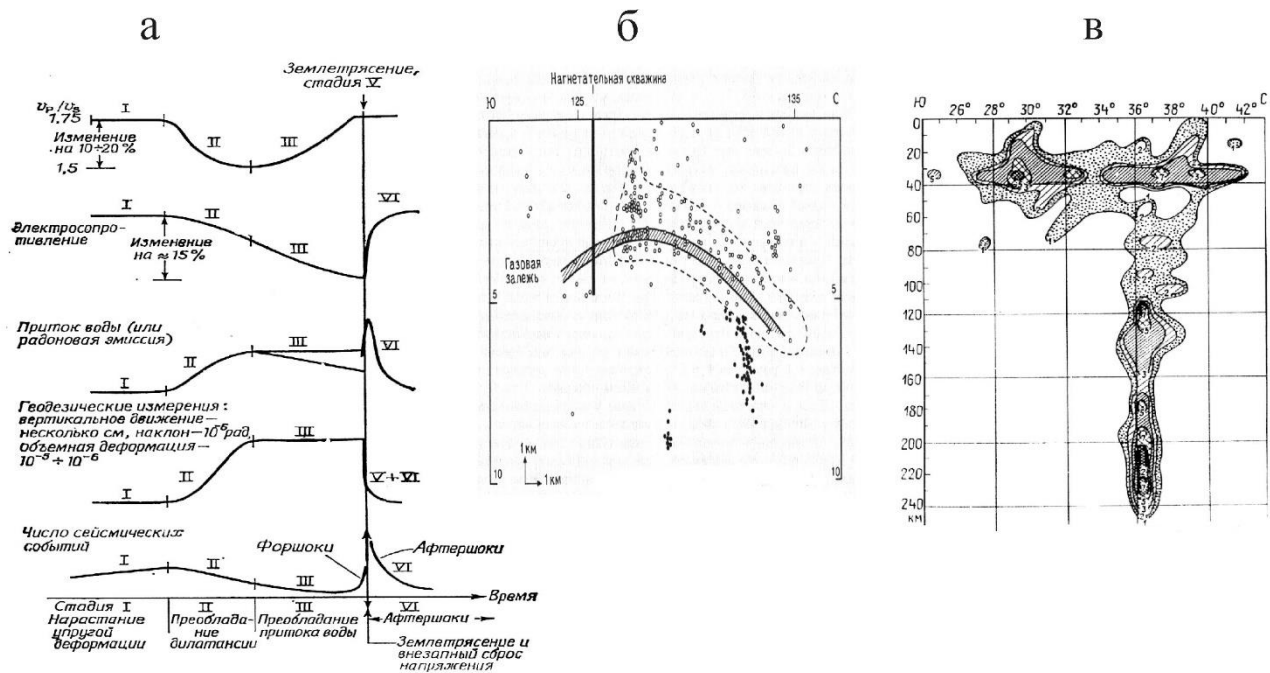
2 – зависимость отношения скорости продольной ( $V_p$ ) волны к скорости поперечной ( $V_s$ ) волны ( $V_p/V_s$ ), с ростом газовой фазы  $V_p/V_s$  уменьшается, с увеличением содержания воды растет [Горяинов, Ляховицкий, 1979].

Самые опасные и катастрофические события при добычи полезных ископаемых происходят в подземных выработках. Для прогнозирования выбросов пород и газа выполнен огромный объем геологических и геофизических исследований. Наиболее известные из них применительно к геофизическим методам были описаны в работе [Гречухин и др., 1995]. Самыми значительными отличиями выбросоопасных песчаников является относительно более высокая открытая пористость 6–10%, в отличие от невзрывоопасных (3–7%), что позволило сделать важнейший вывод о повышенной способности выбросоопасных песчаников накапливать упругую энергию [Прогноз и предотвращение..., 1986].

Другим важнейшим отличием выбросоопасных песчаников является пониженная в два раза влажность (высушивание при 60°C): выбросоопасные – 0,40-1,62%; невзрывоопасные – 0,80-3,24%. [Гречухин и др., 1995]. При этом выбросоопасные песчаники отличаются от невзрывоопасных песчаников фильтрационными свойствами. При гидростатическом давлении 5 МПа коэффициент фильтрации у невзрывоопасных песчаника на десятичный порядок превосходит этот показатель у выбросоопасного песчаника. При увеличении давления до 50 МПа разница составляет два порядка [Ставрогин, Тарасов, 2001].

## Флюид в сейсмическом процессе

Взаимосвязанные вариации газонасыщенности, водосодержание и фильтрационные свойства определяют возникновение сейсмического процесса в условиях напряженного состояния. Эти вариации находят отображение в вариациях сейсмических параметров, которым соответствует дилатансионно-диффузионной модели очага землетрясений.



**Рис. 1.** а – Изменения физических параметров в дилатансионно-диффузионной модели (ДД -модель) Обобщенная модель [Scholz, Sykes, Aggarwal, 1973]. Римскими цифрами обозначены различные стадии сейсмического процесса из [Касахара, 1985]. б – Вертикальный разрез через залежь газового месторождения Лак. Черными кружками обозначены гипоцентры сейсмических событий ниже залежи, белыми кружками гипоцентры выше залежи [Грассо, Волан, Фурментро, Мори; 1994]. в – Распределение плотности очагов землетрясений в литосфере Индо-Памиро-Гималайского региона из [Щукин, Люстих; 1981] с сокращениями

На рис. 1,а показан качественный вид прогнозируемых временных изменений различных физических свойств на шести стадиях (I – VI) дилатансионного сейсмического цикла. В модели предполагается, что напряжения в земной коре увеличиваются с постоянной скоростью. В течении стадии I напряжения и деформации постепенно нарастают до некоторого критического уровня (приблизительно 50% предельного значения), после чего влияние дилатансии становится преобладающим. На стадии II развиваются дилатансионные трещины, вызывая недонасыщение водой и падение скоростей. По данным лабораторных экспериментов этот эффект сильнее проявляется для  $V_p$  (скорость продольной волны), чем для  $V_s$  (скорость поперечной волны), результате  $V_p/V_s$  уменьшается на 10–20% по сравнению с начальным. Кроме того, на стадии II можно ожидать подъема и наклона земной поверхности. Стадия III характеризуется подсосом воды, что вызывает восстановление отношения скоростей. В стадии II и III частота сейсмических событий уменьшается, поскольку недонасыщение приводит к понижению порового давления, дальнейшее растрескивание становится невозможным, наступает дилатансионное упрочнение. С увеличением притока воды это явление прекращается, поровое давление начинает расти, эффективная прочность горных пород понижается. Катастрофическое разрушение наступает через короткий интервал времени после притока воды, этот период наблюдаются форшоки.

Дилатансионно-диффузионная модель без каких-либо дополнительных допущений описывает возникновение сейсмического процесса при насыщении области будущего очага газом, без значительного роста внешнего напряжения. На стадии I внешнее напряжение может возрасти очень незначительно, а внутреннее растет за счет увеличения объема газовой фазы. Газ может накапливать огромную потенциальную энергию. Например, если газ поднимается с глубины 5 км на глубину в 10 м от поверхности Земли, то его объем увеличится в 140 раз. Изменение объема газа под воздействием тектонических процессов приводит к изменению газонасыщенности пород и, соответственно, их плотности, что является причиной изменения силы тяжести [Волгина, 2003].

На стадии II происходит упрочнение горных пород при увеличении объема за счет поступления газа,  $V_p$  падает,  $V_s$  растет или остается постоянной.

На стадии III за счет увеличения объема и деформаций в очаг (резервуар) начинает просачиваться вода,  $V_s$  начинает уменьшаться,  $V_p$  может возрасти, оставаться постоянной, или падать, но значительно меньше  $V_s$ .

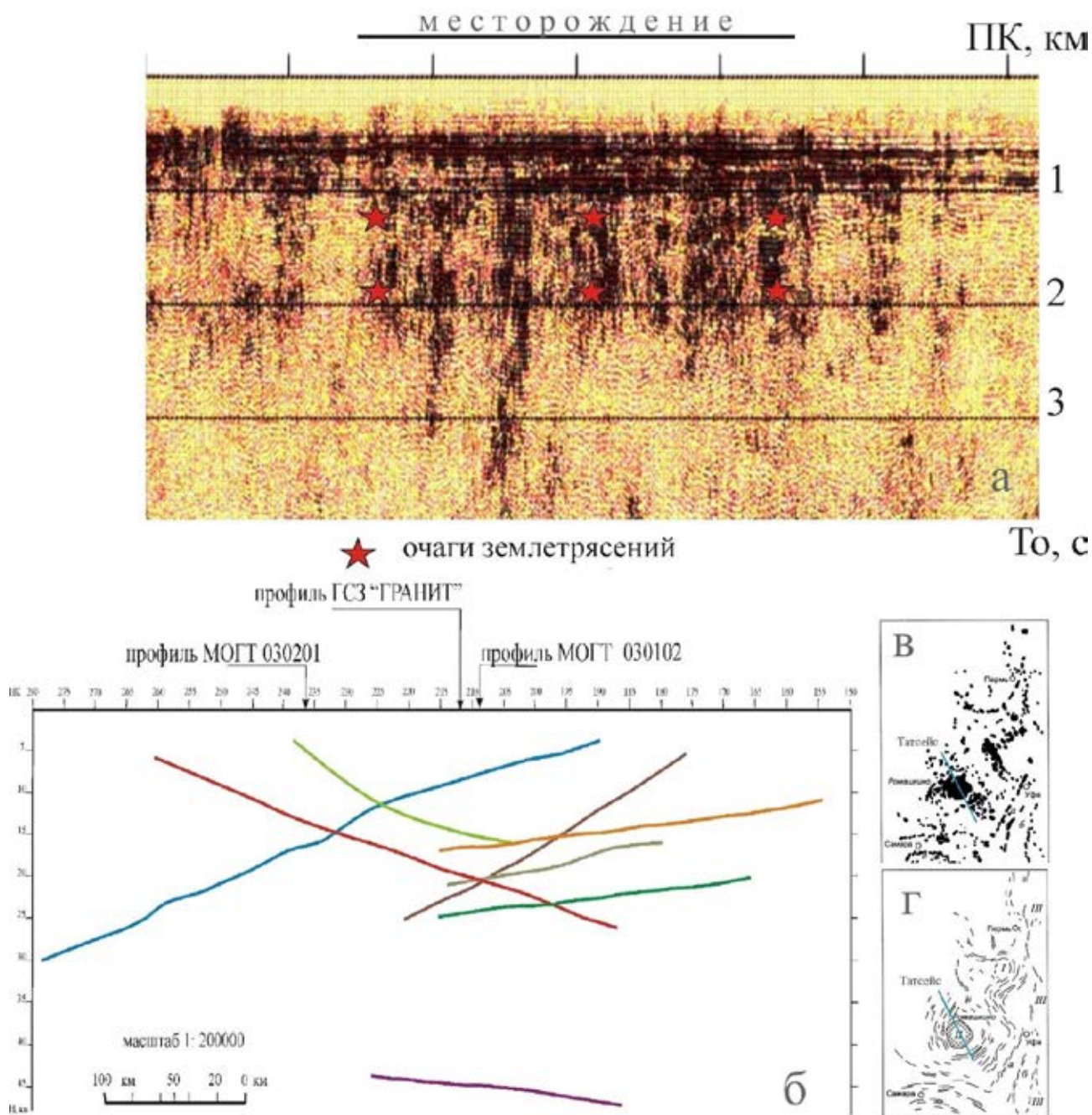
Вода обладает огромной по сравнению с другими жидкостями диэлектрической проницаемостью, она вода способна заполнять межзеренное пространство в минералах. Накопление в очаге воды ведет к резкому падению возможности сопротивления лавинообразному развитию трещиноватости и образованию магистральной трещины. В дальнейшем присутствие жидкости в области очага способствует восстановлению значений отношения скоростей продольной и поперечной волн.

Очевидно, что поступление флюида в очаговую область контролируется системой зон разрывных нарушений и отдельными крупными разломами. При этом в крупных разрывных нарушениях может одновременно происходить восходящая и нисходящая фильтрация флюида. На Ново-Елховской скв. 20009 (Ромашкинское месторождение) геотермические наблюдения позволили выделить девять типов геотермических аномалий в интервале глубин от 1804 до 5365 м [Христофорова, Христофоров, Муслимов, 1999]. Два типа аномалий являются отрицательными, еще три отнесены к смешанному типу, остальные положительные. Из 62 интервалов выделенных температурных аномалий по керну и шламу 34 характеризуются наличием трещиноватости, из них 13 отрицательные аномалии, 10 положительные (предположительно газовые) и 10 с термоградиентом близким к нулю. Всего отрицательных аномалий поглощения в разрезе встречено в 23 случаях, смешанного типа в 8 случаях. Около трети всех аномалий приходится на смену петрографического состава пород, 9 из них являются отрицательными аномалиями, причем интенсивные положительные (газовые) аномалии не связаны со сменой состава пород.

Начало эксплуатации Ромашкинского месторождения 1947 год, начало регистрации сейсмических событий 1986 год. Максимальная бальность – 6, количество событий с 1986-1999 составило 675. Глубина очагов землетрясений фиксировалась в интервале 3000-5000 м, при глубине резервуара 1500 м. Анализ деформаций поверхности разрабатываемых месторождений углеводородов говорит о том, что возникновение просадок скорее правило, чем исключение. Согласно расчетам возникновение техногенных землетрясений возможно за счет касательных напряжений, образующихся при формировании мульды оседания [Востоков, 2002]. В данном случае проседания могут быть связаны с слоями пониженной скорости [Краснопевцева, Кузин, 2008] отмеченные под очагами землетрясений [Александров, 1998].

Ромашкинское месторождение нефти характеризуется одной из самых плотных сетей наблюдений региональных профилей МОГТ, что позволило впервые построить пространственную схему отражающих границ разрывных нарушений консолидированной коры перекрытой мощным чехлом осадочных пород [Кузин, 2018<sub>а</sub>, 2018<sub>б</sub>]. На рисунке 2 представлены фрагменты временного и глубинного разреза по региональному профилю МОГТ «Татсейс», проходящему через Ромашкинское месторождение нефти. В качестве исходных для построения отражающих границ использовались временные разрезы с приблизительно одинаковой регулировкой амплитуд отраженных волн, которая, как обычно для временных разрезов консолидированной коры проводилась визуальным подбором. Временной разрез на рис. 2 а. был получен с сохранением истинных амплитуд, поэтому отражения от разрывных нарушений выделяются недостаточно уверенно. На разрезе протяженность месторождения на профиле хорошо совпадает с областью повышенной интенсивности записи в верхней части кристаллического фундамента, которая состоит из серии вертикальных областей интенсивной сейсмической записи. Динамически интенсивная сейсмическая запись коррелируется с повышенной влажностью или водонасыщенностью горных пород [Кузин, 2015]. Отрицательные геотермические аномалии по скважине 2009 подтверждают этот вывод.

Этот вывод подтверждается также результатами расчета флюидных потоков на территории Южно-Татарского свода [Морозов и др., 2013]. Флюидные потоки имеют вихревую картину распределения территории с центров в районе Ромашкинского месторождения. Кроме, того за период эксплуатации в залежи было закачивалось огромное количество воды. Часть этой воды, безусловно, поступала в породы фундамента. Размеры области очагов землетрясений на временном разрезе были рассчитаны по данным, полученным на Новоелховской сверхглубокой скважине 20009, на глубине 3 км, скорость продольной волны равна 5 км/с, на глубине 5 км, скорость равна 5,5 км/с, соответственно временной интервал (двойное время пробега волны)  $T_0=1,2$  сек–1,84 сек (рис. 2,а).



**Рис. 2.** Отображение Ромашкинского месторождения нефти в результатах сейсмических исследований по региональному профилю МОГТ «Татсейс». а – фрагмент временного разреза МОГТ, красными звездочками выделен контур области землетрясений по данным [Востоков, 2002]; б – глубинный разрез; в – схема размещения месторождений углеводородов в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции; г – следы локальных палео поясов оптимальных коллекторов Волго-Уральской, трассируемые мелкими месторождениями нефти и газа. Контур Ромашкинского месторождения заштрихован [Минский, 2007]

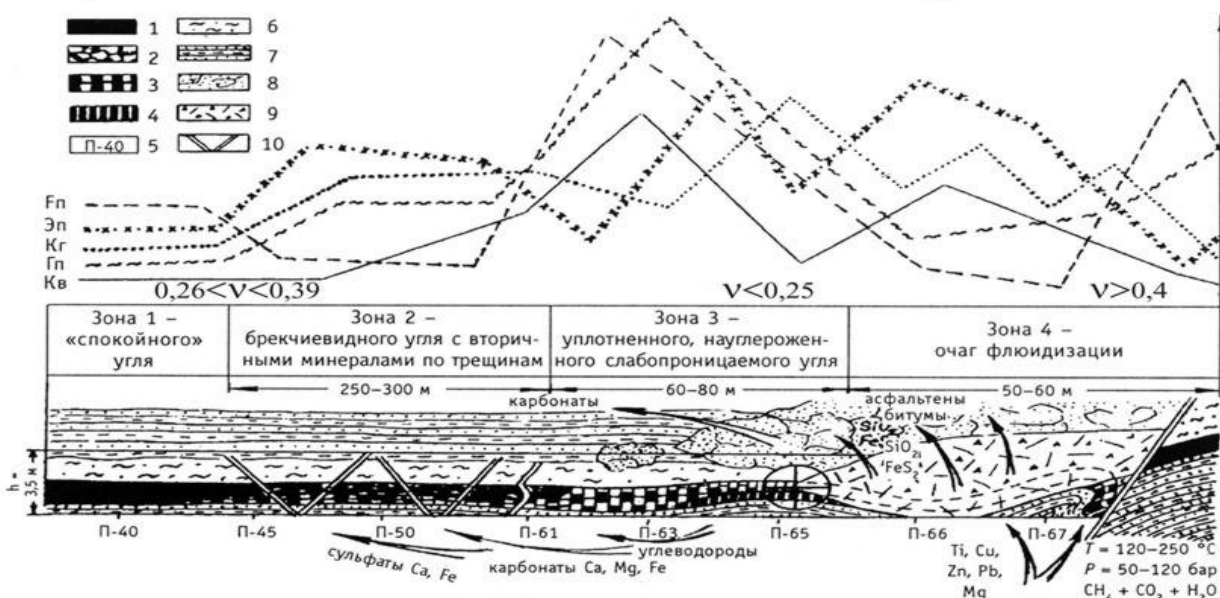
В отличие от всех глубинных разрезов консолидированной коры, построенных по региональным профилям МОГТ, глубинный разрез на рис. 2,б лежит в вертикальной плоскости, что позволяет корректно оценивать местоположение различных объектов, в том числе очагов землетрясений. Разрывные нарушения (отражающие поверхности) в пространстве образуют лепестковую структуру, причем все они по восстанию выходят за контуры месторождения [Кузин, 2018<sub>а</sub>, 2018<sub>б</sub>]. Лепестковая структура разрывных нарушений в плане согласуется с результатами дешифрирования космоснимков (рис. 2,в).

На глубинном разрезе в центральной части профиля в интервале глубин 15–20 км находится узел пересечения отражающих границ. На временном разрезе на тех же пикетах этому узлу соответствует наиболее крупная вертикальная область интенсивной сейсмической записи. По глубине её окончание приблизительно совпадает с узлом пересечения отражающих границ.

Поскольку обработка отраженных волн и глубинные построения не зависимы между собой, сейсмическая модель отражающих границ Ромашкинского месторождения носит объективный характер. Можно предположить, что область интенсивной сейсмической записи и наклонные отражающие поверхности (лепестковая структура) гидравлически между собой связаны и скорее всего, в импульсном режиме, что не противоречит данным о колебаниях уровней грунтовых вод и воды в глубоких скважинах.

Таким образом, просматривается следующая модель сейсмического процесса на Ромашкинском месторождении. На фоне постоянно существующих волн деформаций и напряжений идет закачка в резервуар воды и откачка воды с нефтью. Какая-то часть закачиваемой воды участвует в процессе инфильтрации в породы фундамента (наклонные разрывные нарушения, зоны вертикальной трещиноватости). О возможности инфильтрации (М-инфильтрации, [Яковлев, 1999; Яковлев, Поляк, 2002]) свидетельствует, залегающее в средней части консолидированной коры высокоскоростное тело [Краснопевцева, Кузин, 2008]. В обратном направлении в фундаменте поднимается газ, который блокирует участки проскальзывания блоков пород в «резервуаре» области будущего очага, происходит накопление упругой энергии. Рост области (областей) с газом продолжается до определенного порогового значения. Критические размеры очаговых зон можно определить на основе многоволновых данных МОГТ, полученных не только по зеркальной, но и по рассеянной компоненте волнового поля при режимных наблюдениях.

### ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДОАКТИВНОЙ ЗОНЫ



**Рис. 3.** Принципиальная схема строения и формирования флюидоактивной зоны. 1–4 уголь «спокойный»; брекчиевидный; линзо-полосчатый; милонитизированный; 5 – номера пикетов; 7 – аргиллиты; 8 – песчаники; 9 – расштыбованный уголь в очаге флюидизации; 10 – тектонические нарушения; Fп – показатель флюидоактивности; Эп – электрополяризационный показатель; Гп – геохимический показатель (Cu Pb Zn Ti) / (Be Ge Mo V); Кв – показатель восстановленности флюидов ( $\Sigma$  восстановленных газов) / ( $\Sigma$  окисленных газов); Кг – коэффициент газоносности ( $\Sigma$  газов) / H<sub>2</sub>O. [Труфанов и др., 2004]. Классификация тектонической нарушенности среды по значениям коэффициента Пуассона пород Донбасса: для ненарушенных пород –  $0,26 < \nu < 0,39$ ; для трещиноватых –  $\nu > 0,4$ ; для напряженных –  $\nu < 0,25$  [Хохлов, 1993].

Ранее в работе [Кузин, 2015] демонстрировался рисунок 3, схема строения флюидоактивной зоны для угольного разреза [Труфанов и др. 2004], дополненная значениями коэффициента Пуассона из [Хохлов, 1993]. Было отмечено, что зона уплотненного, науглероженного, слабопроницаемого угля (зона 3 бронирования) согласуется с перечисленными свойствами взрывоопасных песчаников и характеризуется наиболее низкими значениями коэффициента Пуассона. Максимум содержания рудных элементов в зоне бронирования подтверждает генетическую общность процесса накопления рудной минерализации – её перенос в газовой фазе флюида.

В текущем году автором был выполнен анализ влияния глубинных факторов на метаноносность угольных бассейнов. В результате выяснилось, что имеет место хорошее совпадение

контуров угольных метаноносных бассейнов с волноводами в консолидированной коре. В консолидированной коре Восточного Донбасса также отмечен волновод [Краснопевцева, 1978].

Помимо метана, в угольных пластах фиксируется водород. Метан и водород с кислородом образуют гремучую смесь, что может значительно увеличить интенсивность горных ударов в условиях подземной добычи угля и руд. Кроме того, участие глубинных флюидов в зоне бронирования подтверждается присутствием повышенных концентраций рудной минерализации. На рисунке 1,б и 1,в показано подобие картины распределения очагов землетрясений на месторождении и складчатой области, которое подтверждает не только участие флюида в сейсмическом процессе, но и не противоречит гипотезе возможного вклада химической энергии (глубины 20-40 км, рис. 1,в).

Следовательно, можно полагать, что в области очага землетрясения, в верхней части консолидированной коры, обогащенной кислородом помимо запасенной упругой энергии, дополнительно может происходить инициация энергии химических процессов, прежде всего водорода и метана. Этот вид энергии не учитывается в изучении механизмов очага землетрясения [Добровольский, 2009]. Поэтому в изучение сейсмичности необходимо включить экспериментальные исследования по оценке роли химических преобразований, также методы полевой геохимии.

Для ДД-модели, участие водорода может объяснить появление воды в очаге землетрясения. Кроме того, накопление в области очага легких газов ведет к охрупчиванию, что ещё больше уменьшает уровень напряжений при формировании будущего очага и позволяет объяснить сейсмичность в породах с относительно невысокой упругостью. Учитывая масштабы водородной дегазации, участие водорода в сейсмическом процессе выглядит достаточно правдоподобно.

## Заключение

1. Положение очагов землетрясений в разрезе коррелируется с вертикальными областями интенсивной сейсмической записи.
2. Выделяющая в сейсмическом процессе упругая энергия может активизировать химические реакции по выделению воды и соответственно уменьшение трения между трещинами. Это объясняет «приход» воды в очаг землетрясения по дилатансионно-диффузионной модели.
3. Накопление упругой энергии и её диссипация с участием флюида является более полным отображением процессов, проходящих в области очага землетрясения.
4. Под месторождениями полезных ископаемых флюидного генезиса с повышенной сейсмичностью залегают зоны пониженных значений скоростей (волноводы).
5. Сейсмический метод МОГТ во многоволновой модификации может быть успешно использован для определения размеров очаговых областей их взаимоположения с разрывными нарушениями, а также режимных наблюдений.

Статья написана в рамках выполнения государственного задания (тема «Фундаментальный базис инновационных технологий нефтяной и газовой промышленности (фундаментальные, поисковые и прикладные исследования)», № АААА-А19-119013190038-2).

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Александров С.И.* Мониторинг глубинного низкочастотного излучения по данным площадных наблюдений // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Том 2. Циклическая динамика в природе и обществе. М.: Научный мир. 1998. С. 177–180.
2. *Волгина А.И.* Современные геодинамические процессы в нефтегазоносных областях и их отражение в гравиметрических параметрах // Геофизика. 2003. (5). С. 60–62.
3. *Востоков Е.Н.* Прибрежно-морские зоны мира (строение, био- и минеральные ресурсы, проблемы освоения и управления). М.: Компания Спутник+. 2002. 739 с.
4. *Грассо Ж.Р., Волан Ф., Фурментро Д., Мори В.* Связь между извлечением углеводородов, локальными техногенными землетрясениями и крупными региональными землетрясениями на примере Пиренейского района // Механика горных пород применительно к проблемам разведки и добычи нефти / Под ред. В. Мори и Д. Фурментро. М.: Мир. 1994. 416 с.
5. *Гречухин В.В., Бродский П.А., Климов А.А., Козельский И.Т., Козельская В.Т., Воевода Б.И.* Геофизические методы изучения геологии угольных месторождений. М.: Недра. 1995. 477 с.
6. *Добровольский И.П.* Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: ФИЗМАТЛИТ. 2009. 240 с.



7. *Гуфельд И.Л.* Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. Королев: ЦНИИМАШ. 2007. 160 с.
8. *Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
9. *Киссин И.Г.* Подземные воды и сейсмические процессы // Подземные воды и эволюция литосферы: Материалы Всесоюз. конф. М.: Наука, 1985. Том II. С. 302–306.
10. *Краснопевцева Г.В.* Геолого-геофизические особенности строения слоев с пониженными скоростями в земной коре, Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС. 1978. 53 с.
11. *Краснопевцева Г.В., Кузин А.М.* Новые данные по изучению глубинного строения Южно-Татарского свода и его юго-восточного обрамления по профилю ГСЗ «Черемшан-Мелеуз» // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Материалы Всероссийской конференции, 22-25 апреля 2008 г. М.: ГЕОС. 2008. С. 233–236.
12. *Кузин А.М.* О некоторых общих свойствах флюида в геологических процессах, явлениях и закономерностях (к обоснованию единой системы геолого-геофизического изучения недр). Часть 1, 2 // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2015. Выпуск 2(12). <http://oilgasjournal.ru/top-pages/last-issue.html>
13. *Кузин А.М.* Геологическое строение консолидированной коры в районе Ромашкинского месторождения по данным сейсмических наблюдений. Часть 1, 2 // Актуальные проблемы нефти и газа. 2018<sub>а</sub>. (1(20)) <http://oilgasjournal.ru>
14. *Лобковский Л.И., Гарагаи И.А., Дубовская А.В.* Связь напряженно- деформированного состояния земной коры Восточного Прикаспия с зонами возникновения очагов землетрясений // Доклады академии наук. 2013. Т. 449. (4). С. 1–5.
15. *Минский Н.А.* Литофизическая зональность осадочного чехла платформ и её влияние на распределение месторождений нефти и газа и гидротермальных руд. М.: ГЕОС. 2007. 150 с.
16. *Морозов В.Н., Каган А.И., Колесников И.Ю., Татаринов В.Н.* О континентальной нефти Камчатки // 2-е Кудрявцевские Чтения. Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти и газа. Москва. ЦГЭ. 21-23 октября 2013.
17. Проблемы нелинейной сейсмики / Под ред. А.В. Николаева, И.Н. Галкина/ М.: Наука. 1987. 288 с.
18. *Ушаков Г.Д., Ушаков М.Г.* Экспериментальное изучение рассеивания упругих волн на шероховатой границе раздела // Геология и геофизика. 1993. (2). С. 103–111.
19. *Горяинов Н.Н., Ляховицкий Ф.М.* Сейсмические методы в инженерной геологии. М.: Недра. 1979. 143 с.
20. *Эфрос Д.А.* Исследование фильтраций неоднородных систем. Л.: ОНТИЗ. 1963. 351 с.
21. *Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Муслимов Р.Х.* Разуплотненные зоны в кристаллическом фундаменте // ГЕОРЕСУРСЫ 1 [1] сентябрь 1999. 4–15.
22. Прогноз и предотвращение выбросов пород и газа. Под ред. В.Н. Потураева. Киев: Наукова Думка. 1986. 244 с.
23. *Ставрогин А.Н., Тарасов Б.Г.* Экспериментальная физика и механика горных пород. СПб.: Наука, 2001. 343 с.
24. *Труфанов В.Н., Гамов М.И., Рылов В.Г., Майский Ю.Г., Труфанов А.В.* Углеродная флюидизация ископаемых углей Восточного Донбасса. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовск. ун-та. 2004. 272 с.
25. *Хохлов Н.М.* Мониторинг деформаций в осадочных породах по измерениям скоростей сейсмических волн в скважинах // Междунар. геофиз. конф. SEG-EАГО / Москва 93: Сб. реф. Р .5.7, М., 1993. С. 64.
26. *Щукин Ю.К., Люстих Т.Е.* Геодинамика и сейсмичность // Итоги науки и техники. ВИНТИ АН СССР. Сер «Общая геология». 1981. Т. 14. 88 с.
27. *Яковлев Л.Е.* Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. Труды ГИН РАН, вып. 497. М.: Наука. 1999. 200 с.
28. *Яковлев Л.Е., Поляк Б.Г.* Проблема формирования континентальной коры в свете взаимодействия «вода-порода. // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. Труды ГИН РАН, вып 542, М.: Наука. 2002. 461 с.
29. *Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P.* Earthquakes prediction: a physical basis. Science. 1973. V. 181. (4102).

## САМОПОДОБИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА НА РАЗНЫХ МАСШТАБНЫХ УРОВНЯХ В УСЛОВИЯХ ШАХТНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

А.В. Ловчиков

Горный институт ФИЦ Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, vocson@goi.kolasc.net.ru

Известно, что около 70% землетрясений на Земле происходит в земной коре, то есть на глубине до 100 км от поверхности. Землетрясения вызываются горизонтальными движениями и столкновениями тектонических плит, из которых состоит земная кора, то есть современными горообразовательными процессами в земной коре. Землетрясения бывают разного класса, или энергетического уровня, но известно, что чем меньше класс землетрясений, тем большее количество их происходит. Академиком М.А. Садовским с соавторами [Садовский и др., 1987] установлено, что в структурно-блоковой среде земной коры землетрясения разного энергетического уровня происходят по одним и тем же закономерностям, то есть сохраняется закон самоподобия сейсмического процесса на различных масштабных уровнях.

Такое же самоподобие сейсмического процесса имеет место в шахтной сейсмичности. Наиболее мощные сейсмические события в рудниках – это горно-тектонические удары (ГТУ) и техногенные землетрясения (ТЗ), которые имеют энергетический уровень  $E = (10^6-10^{12})$  Дж, что сопоставимо с энергией естественных землетрясений невысокого класса. Разница между этими явлениями (ГТУ и ТЗ) заключается в том, что очаги горно-тектонических ударов располагаются непосредственно в комплексах подземных выработок, или только частично в пределах комплексов выработок [Ловчиков, 2012]. Различия между указанными явлениями заключается в их последствиях для горных выработок: при горно-тектонических ударах эти последствия (разрушения целиков и выработок, обрушения пород) велики, при техногенных землетрясениях последствия в выработках незначительны, или вообще отсутствуют. Оба эти понятия свойственны только горно-технической терминологии. Общим для них свойством является то обстоятельство, что они вызываются проведением горных выработок и нарушением этими выработками геодинамического равновесия структурно-блоковой среды горных массивов, существовавшего до проведения выработок. Энергетический уровень горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений не бывает выше  $E = 10^{12}$  Дж, то есть по магнитудному уровню не более  $M = 5.0-5.5$ , что обусловлено тем обстоятельством, что шахтные (рудничные) поля имеют ограниченные размеры. Протяженность шахтных полей в горизонтальной плоскости обычно не превышает 10 км и по объему не более  $5 \text{ км}^3$ . Поэтому при горных работах не может накопиться больше потенциальной энергии для того, чтобы произошло сейсмическое событие с энергией  $E > 10^{12}$  Дж.

Установлено, что сейсмические события в рудниках вызываются теми же причинами, что и землетрясения, – современными горообразовательными процессами в земной коре. Как и при землетрясениях, горно-тектонические удары и техногенные землетрясения вызываются тектоническими силами, имеющими горизонтальное направление в пространстве. Только в осадочных месторождениях угля, соли эти события могут быть вызваны гравитационными силами веса толщи покрывающих пород.

Проявления горного давления в выработках, воспринимаемые как сейсмические события в массиве – это резкие подвижки пород в новое положение геодинамического равновесия структурно-блоковой среды массивов, вследствие нарушения этого равновесия горными работами. Энергию этих подвижек, то есть сейсмических событий, можно определить по формуле сейсмического момента в очаге события, установленной для землетрясений [Методы..., 1993]:

$$M_0 = GD\delta \quad (1)$$

где  $M_0$  – сейсмический момент, т/м;

$G$  – модуль сдвига пород, т/м<sup>2</sup>;

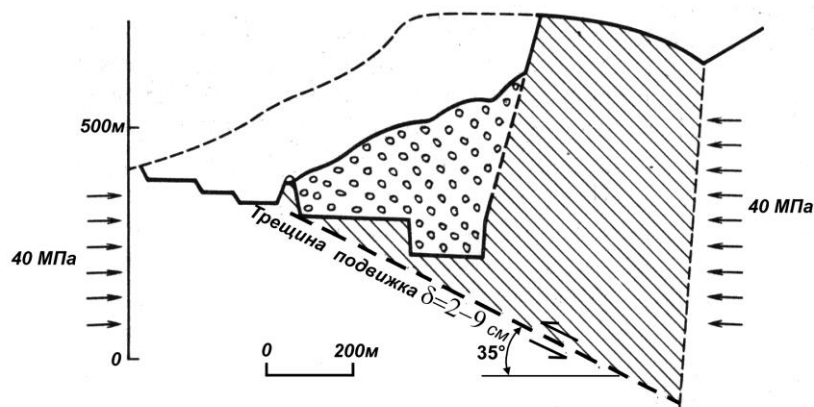
$D$  – величина площади разрывов при сейсмическом событии, м<sup>2</sup>;

$\delta$  – величина подвижки по разрыву, м.

В российской горно-технической литературе сильнейшие горные и горно-тектонические удары ранее не оценивались по сейсмологическим критериям [Каталог..., 1998], поэтому оценить их энергию по формуле (1) не представляется возможным. Нами за последнее время найдено только два случая проявлений горно-тектонических ударов в отечественной литературе, по которым такую

оценку возможно сделать: это событие 16.04.1989 г. на Хибинском апатитовом месторождении и событие 17.08.1999 г. на Ловозерском редкометалльном месторождении. Описание сейсмического события в Хибинах 16.04.1989 г. (магнитуда  $M_L=4.3$ ) дано в работах [Сырников, Тряпицын, 1990; Тряпицын, Сырников, 1991]. Схема подвижки пород при этом событии приведена на рис. 1<sup>а</sup>. Как видно из рис. 1<sup>а</sup> и описания события, представленного в работах [Сырников, Тряпицын, 1990; Тряпицын, Сырников, 1991], площадь разрыва при техногенном землетрясении 16.04.1989 г. составила  $S=220$  тыс. м<sup>2</sup>, а величина подвижки пород по плоскости разрыва, замеренная в горных выработках, – 5-6 см.

а)



б)

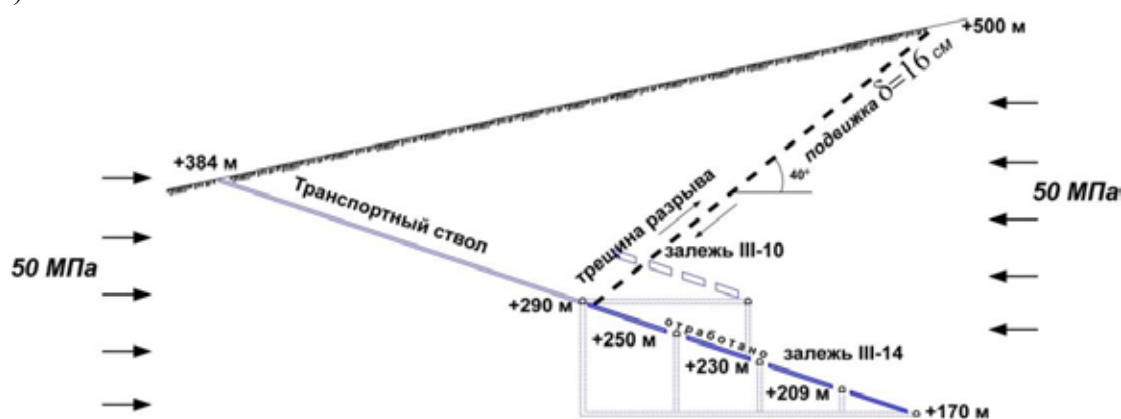


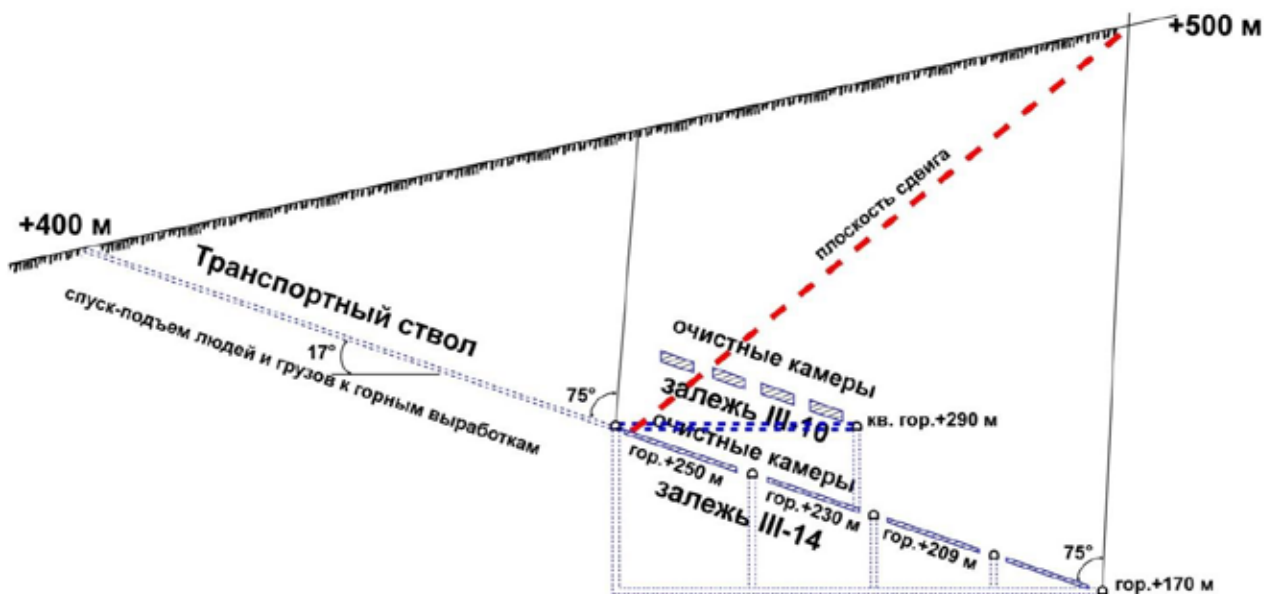
Рис. 1. Схемы механизма сейсмических событий на Кировском руднике (а) и руднике «Умбозеро» (б)

Сейсмическое событие (горно-тектонический удар) 17.08.1999 г. ( $M_L=5.0$ ) на руднике «Умбозеро» Ловозерского месторождения расследовалось нами и его результаты приведены в работах [Козырев и др., 2000; Козырев и др., 2002]. Схема образования плоскости разрыва при горно-тектоническом ударе 17.08.1999 г. приведена на рис. 1<sup>б</sup>. Горно-тектонический удар 17.08.1999 г. на руднике «Умбозеро» является сильнейшим событием такого рода за всю историю шахт и рудников России по выделенной сейсмической энергии и последствиям в руднике [Ловчиков, 2016]. Важнейшим последствием горно-тектонического удара на руднике «Умбозеро» явилось образование в толще пород, покрывающей две отработываемые пологопадающие рудные залежи, громадной трещины, прошедшей от междупластья залежей до дневной поверхности под углом  $40^\circ$  к горизонту (рис. 1<sup>б</sup>), наклонная протяженность которой составила 500 м. Трещина прошла по ненарушенному массиву и пересекла слои пород. На дневной поверхности трещина пересекла устье ручья, текущего по горному склону, который ушел на глубину 150 м в горные выработки и исчез с поверхности после трещины. Протяженность трещины в горных выработках верхней залежи составила около 600 м.

Трещина в подземных выработках пересекла контрольно-наблюдательный квершлаг, который был заложен по инициативе Горного института КНЦ РАН для контроля деформаций подрабатываемых толщ горных пород [Захаров и др., 1998]. В квершлаг создан высокоточный геодезический полигон, в котором перемещения пород в вертикальном и горизонтальном направлениях периодически измерялись с точностью до 0.1 мм. Схема контрольно-наблюдательного

квершлага, пунктов наблюдений в нем и образовавшейся трещины приведена на рис. 2. Благодаря измерениям на полигоне удалось измерить величину перемещений по трещине: 16 см по плоскости трещины, 13 см по горизонтали и 6 см по вертикали. Западная часть массива, под влиянием горизонтальных тектонических напряжений, надвинулась на восточную по трещине на 16 см, то сопровождалось горно-тектоническим ударом и разрушением горных выработок [Козырев и др., 2002]. В отличие от сейсмического события в Хибинах 16.04.1989 г., где измерения смещений по трещине измерялись приблизительно, после ГТУ на руднике «Умбозеро» такие перемещения удалось измерить точно, благодаря контрольному геодезическому полигону.

а)



б)

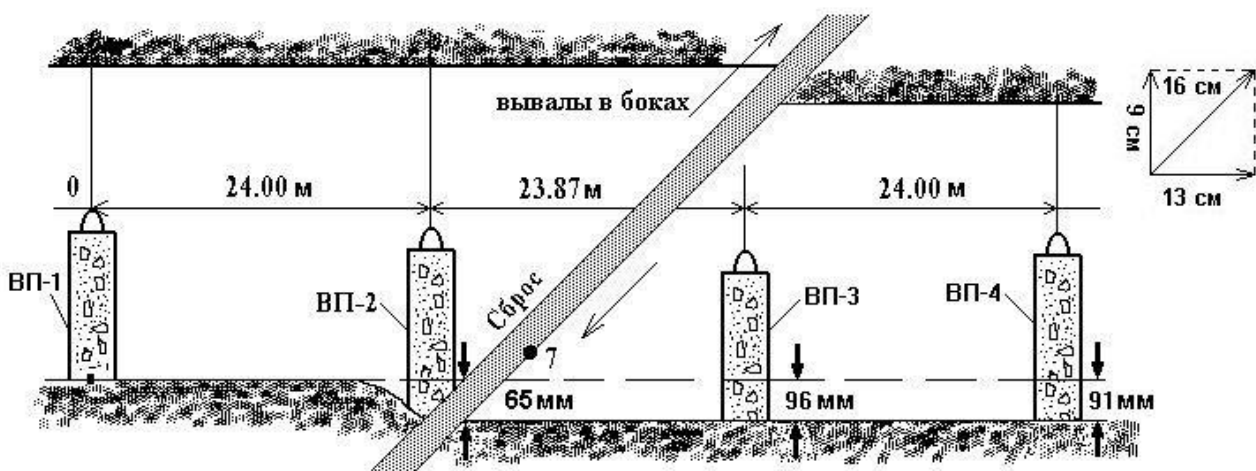


Рис. 2. Схематический вид трещины разрушения в контрольно-наблюдательном квершлага гор.+290 м (ВП-1, ВП-2 ... – высокоточные пункты наблюдений)

Итак, сейсмологические характеристики перечисленных выше событий в Хибинах и Ловозерском месторождении, приведены в таблице 1.

Других примеров в отечественной горно-технической литературе не найдено, поскольку при обследовании последствий событий в рудниках эти параметры не измерялись.

**Таблица 1.** Параметры некоторых сильнейших сейсмических событий в рудниках Хибинского и Ловозерского месторождений

Рудник, месторождение	Дата события	Параметры события		Очаговые параметры	
		Магнитуда, $M_L$	Энергетический класс, $k$	Площадь подвижки, $S$ м <sup>2</sup>	Величина подвижки, см
Кировский (Хибинское апатитовое)	16.04.1989	4.3	10.5	220000	2 – 9
«Умбозеро» (Ловозерское редкометалльное)	17.08.1999	5.0	11.8	~500 м×600 м = 300000	16

Сейсмические (динамические) события в горных выработках более мелкого энергетического класса (микроудары, толчки, стрельяние пород) могут происходить без образования трещин разрыва, в отличие от ГТУ и ТЗ, но с проявлениями разрушения пород вблизи контура выработок. Как известно, проявления разрушений хрупких горных пород происходит при уровне относительных деформаций  $1 \cdot 10^{-4}$ . При поперечных размерах горных выработок 2-4 м абсолютная деформация пород составляет 0.2-0.4 мм. Столь малые величины деформаций, даже при разрушении пород на контуре выработок, обычно остаются незаметными, если не применять специальные высокоточные измерения. Поэтому, вместо величины подвижек по трещине, целесообразно определять энергетический уровень проявлений горного давления в выработках по суммарной площади этих проявлений. Тогда, в соответствии с законом самоподобия сейсмического процесса на разных масштабных уровнях, официальные проявления сейсмичности в рудниках [10] могут быть квалифицированы следующим образом (таблица 2).

**Таблица 2.** Параметры динамических проявлений горного давления в рудниках\*

\* Энергия проявлений горного давления в выработках может уточняться по результатам фактических измерений.

Вид проявлений	Энергетические параметры			Характерная площадь подвижки в очаге, или проявлений в выработках, м <sup>2</sup>
	Магнитуда $M_L$	Энергетический класс, $k$	Энергия, Дж	
Горно-тектонический удар, техногенное землетрясение	3–5	9–12	$10^9$ – $10^{12}$	100000
Горный удар	1–3	6–9	$10^6$ – $10^9$	100
Микроудар, толчок	0–1	4–6	$10^4$ – $10^6$	10–50
Стреляние, заколообразование, шелушение	-1–2	2–4	$10^2$ – $10^4$	2–10

Приведенная классификация позволяет количественно отличать динамические проявления горного давления в рудниках, поскольку в официальном документе [Федеральные..., 2013] таких различий не дано.

Оценим энергетический уровень горно-тектонических ударов по данным табл. 1, 2, по формуле (1) для сейсмического момента в очаге. Геометрические параметры подвижки в очаге, по данным таблиц, известны. В формуле (1) неизвестен только один параметр – модуль сдвига пород  $G$ . Вычислим величину параметра  $G$  для пород Ловозерского месторождения по известному [Методы..., 2013] соотношению:

$$G = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad (2),$$

где  $E$  – модуль упругости пород, МПа;

$\nu$  – коэффициент Пуассона.

Для пород Ловозерского месторождения  $E=6 \cdot 10^4$  МПа,  $\nu=0.25$ . Тогда модуль сдвига пород составит:

$$G = \frac{60000 \text{ МПа}}{2.5} = \frac{6000000 \text{ т/м}^2}{2.5} = 2.4 \cdot 10^6 \text{ т/м}^2$$

Величина сейсмического момента в очаге для горно-тектонического удара 17.08.1999 г. на руднике «Умбозеро» (в соответствии с данными табл. 1) составит

$$M_0 = 2.4 \cdot 10^6 \text{ т/м}^2 \cdot 300000 \text{ м}^2 \cdot 0.16 \text{ м} = 1.2 \cdot 10^{11} \text{ тм}$$

Полученная величина сейсмического момента, с учетом приближенного характера вычислений, вполне сопоставима с энергетическими параметрами происшедшего события (табл. 1).

## Выводы

1. Показано, что энергетические характеристики горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений в рудниках можно определять по формуле сейсмического момента в очаге землетрясения.

2. Приведена классификация динамических проявлений горного давления в рудниках по энергетическому признаку выделенной сейсмической энергии и проявлениям разрушений в горных выработках.

3. Численными расчетами показано, что энергетические характеристики происшедших на рудниках горно-тектонических ударов, рассчитанные по величине сейсмического момента в очаге, соответствуют фактически наблюдаемым.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект №18-05-00563а.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Захаров В.В., Осика В.И., Боглаев В.И. Специализированный геомеханический подземный полигон в контрольно-наблюдательном квершлага рудника «Умбозеро», его оборудование и функциональные возможности. В кн.: Геомеханическое обеспечение разработки месторождений Кольского полуострова. Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССРю 1988. С. 80–85.
2. Каталог горных ударов на рудных и нерудных месторождениях Североуральское, Таштагольское, Октябрьское (Норильск), Кукисвумчорское (ПО «Апатит»), Качканарское и др. ВНИМИ. 1989. 182 с.
3. Козырев А.А., Ловчиков А.В., Кузьмин И.А. Сильнейшее техногенное землетрясение на российских рудниках, 17 августа 1999 г. рудник «Умбозеро» (Кольский полуостров). Горный информационно-аналитический бюллетень. 2000. № 6. С. 169–173.
4. Козырев А.А., Ловчиков А.В., Пернацкий С.И., Шершеневич В.А. Сильнейшее техногенное землетрясение на руднике "Умбозеро": горно-технические аспекты. Горный журнал. 2002. № 1. С. 43-49.
5. Ловчиков Александр. Сильнейшие землетрясения и горно-тектонические удары в рудниках России. Palmarium Academic Publishing, Саарбрюкен, Германия. 2016. 141 с.
6. Методы оценки сейсмических воздействий (пособие) // Вопр. инж. сейсмологии. М.: Наука. 1993. В. 34. С. 5–94.
7. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М. Наука. 1987. 100 с.
8. Сырников Н.М., Тряпицын В.М. О механизме техногенного землетрясения в Хибинах. Доклады АН СССР. 1990. Т. 314, (4). С. 830–833.
9. Тряпицын В.М., Сырников Н.М. Особенности проявления горного давления при отработке месторождений в высоконапряженных тектонически нарушенных массивах. Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1991. № 5. С. 101–107.
10. Федеральные нормы и правила в области промышленной безопасности «Положение по безопасному ведению горных работ на месторождениях, склонных и опасных по горным ударам (утв. приказом Федеральной службы по экологическому, технологическому и атомному надзору №576 от 2 декабря 2013 г.)».

# АКУСТИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ЗОН АНОМАЛЬНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ, ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИХ ПОЛОЖЕНИЙ, ПОВЕРХНОСТЕЙ, ОЦЕНКА КАТАСТРОФИЧЕСКОГО РИСКА

О.А. Хачай<sup>1</sup>, О.Ю. Хачай<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Екатеринбург, olgakhachay@yandex.ru

<sup>2</sup> Екатеринбург, khachay@yandex.ru

## Введение

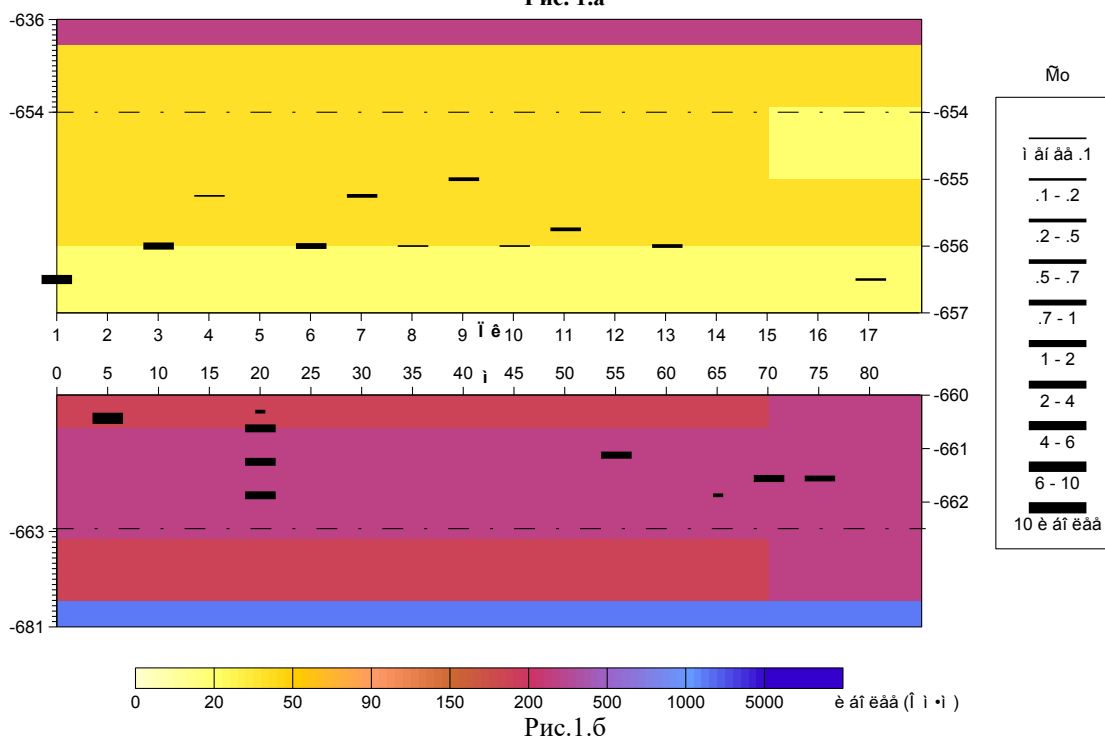
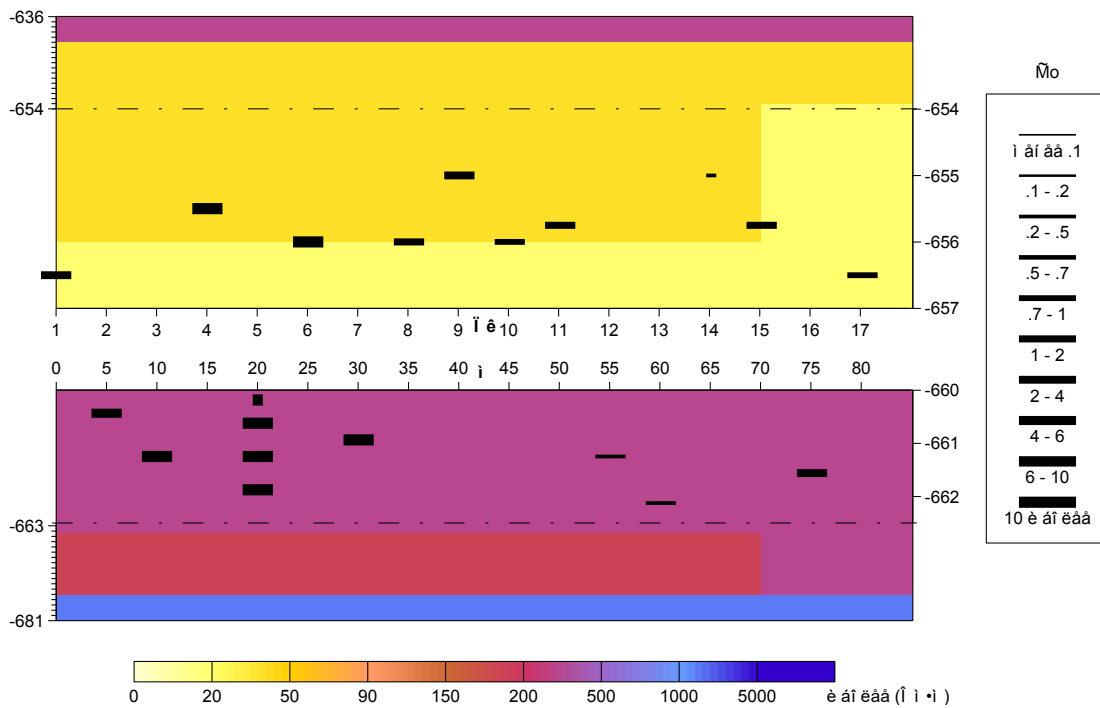
Формирование структур при необратимых процессах связано с качественным скачком при достижении пороговых (критических) параметров. Самоорганизация есть сверхкритическое явление, когда параметры системы превосходят свои критические значения. Когда система отклоняется сильно от состояния равновесия, ее переменные удовлетворяют нелинейным уравнениям. Нелинейность есть важная и общая черта процессов, протекающих вдали от равновесия. При этом сверхкритическая отдача энтропии возможна лишь при наличии необычной, особой внутренней структуры системы [Эбелинг, 1979]. Это означает, что самоорганизация не является универсальным свойством материи, она существует при определенных внутренних и внешних условиях и это не связано с особым классом веществ. Итак, есть два класса необратимых процессов: первый – разрушение структуры вблизи положения равновесия, это есть универсальное свойство систем при произвольных условиях; второе – возникновение структур вдали от положения равновесия при условиях, что система открыта и обладает нелинейной внутренней динамикой, а ее внешние параметры имеют сверхкритические значения. И. Пригожин их назвал диссипативными структурами [Гленсдорф, 1973]. Изучение морфологии и динамики миграции этих зон имеет особое значение при отработке глубокозалегающих месторождений, осложненной динамическими явлениями в виде горных ударов. Важным инструментом для этого изучения являются геофизические исследования. Как показано в [Садовский, 1987], для описания геологической среды в виде массива горных пород с его естественной и техногенной неоднородностью следует пользоваться ее более адекватным описанием, каковой является дискретная модель среды в виде кусочно-неоднородной блоковой среды с вложенными неоднородностями меньшего ранга, чем размер блока. Эта вложенность может быть прослежена несколько раз, т.е. изменив масштаб исследования, мы видим, что неоднородности меньшего ранга выступают теперь в виде блоков для неоднородностей следующего ранга. Простое усреднение измеряемых геофизических параметров может приводить к искаженным представлениям о структуре среды и ее эволюции [Садовский, 1987].

Одной из фундаментальных проблем горного дела, которые традиционно относят к проблемам геомеханики, является разработка теоретических и экспериментальных методов изучения строения и состояния массивов горных пород с целью прогноза и предотвращения катастрофических явлений при отработке месторождений. Эта проблема усложняется тем, что массив горных пород находится под прямым или косвенным техногенным воздействием, что приводит к существенной нестационарности как строения, так и состояния массива [Хачай, 1987]. При ведении горных работ в высоконапряженных массивах скальных пород проявляется техногенная сейсмичность, вопросам прогноза и профилактики которой уделяется много внимания во всех странах с развитой горнодобывающей промышленностью. Важная роль здесь принадлежит краткосрочному прогнозу, методика выделения критериев для него все еще является проблемой, как в горном деле, так и в сейсмологии [Козырев, 2001]. В рамках школы ИГД СО РАН достигнуты важные результаты по изучению состояния массива горных пород в рамках нелинейной геомеханики [Курленя, 1999] с использованием геофизических методов, обладающих разрешающей способностью выявления зарождения и распада самоорганизующихся структур [Хачай, 2006].

## Теория, методы исследования

В работе [Хачай, 2006] проведены исследования, нацеленные на разработку критериев пространственно-временного комплексного активного и пассивного сейсмического и электромагнитного мониторинга для предотвращения разрушительных динамических явлений на основе шестилетних данных сейсмологического мониторинга, проводимого службой горных ударов на Таштагольском подземном руднике и полученного опыта использования разработанной в ИГФ УрО РАН системы индукционного электромагнитного пространственно-временного мониторинга на массивах различного вещественного состава до и после массовых взрывов.

Нами проведен анализ морфологии структурных особенностей зон дезинтеграции перед сильным динамическим явлением. При проведении очередного цикла электромагнитных наблюдений на Таштагольском руднике в августе 2007 г 9 августа произошел горный удар с энергией  $\lg E=6.9$  в целике, расположенном в створе орта 3 на уровне 16 м ниже почвы горизонта -280, рис. 1. (а-б)), рис. 2.

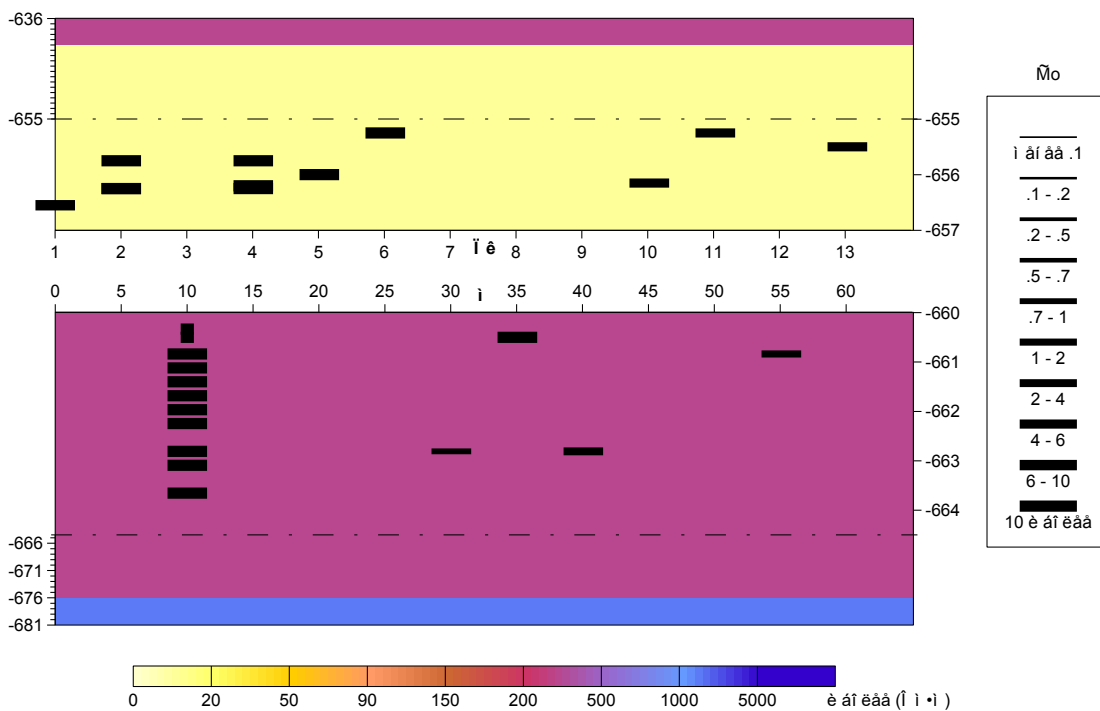


**Рис. 1.** Геоэлектрический разрез по профилю орт 4, гор-210, Северо-западный участок.

а) 6 августа, б) 8 августа 2007 г, частота 10.15 кГц. Условные обозначения:  $\tilde{M}_0^i = M_0 \times L_0 \times 10^3$ ,  $M_0$  – коэффициент, на который помножается момент электрической токовой линии, эквивалентной по полю влиянию зоны геоэлектрической неоднородности, и который пропорционален отношению разности проводимостей во вмещающей среде и во включении к проводимости во вмещающей среде,  $L_0$  - длина токовой линии, сопротивление вмещающего разреза приведено в ом.м. По вертикали приведены значения в м (абсолютных отметках), по горизонтали – длина выработки в пикетах (пк) и метрах



За трое суток до горного удара в ортах 3, 4 (рис. 1, 2) в геоэлектрических разрезах почвы обнаруживаются субвертикальные дискретные структуры, в которые объединились зоны дезинтеграции. Эти структуры проявились в резонансном режиме на разных частотах и только на одной частоте для каждого из ортов. Это же явление мы обнаруживали ранее за одни сутки на шахте Естюнинская и СУБРе шахта 15 [Хачай, 2007а]. Появление этих структур субвертикальной морфологии -предвестник сильного динамического явления, однако для определения места и магнитуды события необходимо иметь информацию о состоянии массивов ортов и принадлежности к соответствующим рангам об устойчивости массива, как это было сделано в работе [Хачай, 2007б].



**Рис. 2.** Геоэлектрический разрез по профилю орт 3, гор-210, Северо-западный участок, 7 августа 2007 г, частота 5.08 кГц. Условные обозначения те же, что на рис. 1

В настоящее время востребованы теоретические результаты по моделированию электромагнитного и сейсмического поля в слоистой среде с включениями иерархической структуры. Построены алгоритмы моделирования в электромагнитном случае для 3D неоднородности, в сейсмическом случае для 2D неоднородности [Хачай, 2015; 2016а]. Показано, что с увеличением степени иерархичности среды увеличивается степень пространственной нелинейности распределения составляющих сейсмического и электромагнитного поля, что соответствует проведенным детальным мониторинговым экспериментам в удароопасных шахтах Таштагольском рудника и СУБРа. Построенная теория продемонстрировала, как усложняется процесс комплексирования методов, использующих электромагнитное и сейсмическое поле для изучения отклика среды с иерархической структурой. Эта проблема неразрывно связана с формулировкой и решением обратной задачи для распространения электромагнитного и сейсмического полей в таких сложных средах. В работах [Хачай, 2016б; 2017] рассмотрена проблема построения алгоритма решения обратной задачи с использованием уравнения теоретической обратной задачи для 2D уравнения Гельмгольца. Выписаны явные уравнения теоретической обратной задачи для случаев рассеяния электромагнитного поля (Е и Н поляризации) и рассеяния линейно поляризованной упругой волны в слоистой проводящей и упругой среде с иерархическим проводящим или упругим включением, являющиеся основой определения контуров несоосных включений 1-го ранга иерархической структуры. Очевидно, что при решении обратной задачи в качестве исходных данных мониторинга необходимо использовать системы наблюдения, настроенные на исследование иерархической структуры среды. С другой стороны, чем сложнее среда, тем каждое волновое поле привносит свою информацию о ее внутренней структуре, поэтому интерпретацию сейсмического и электромагнитного поля необходимо вести раздельно, не смешивая эти базы данных.

### Моделирование дифракции звука на двумерной аномально напряженной неоднородности иерархического типа, расположенной в $N$ -слойной упругой среде

В работе [Хачай,2011] описан алгоритм моделирования дифракции звука на двумерном упругом иерархическом включении, расположенном в  $J$ -ом слое  $N$ -слойной среды.  $G_{Sp,j}(M, M^0)$  – функция источника сейсмического поля, краевая задача для которой сформулирована в работе [Хачай,2011];  $k_{1ji}^2 = \omega^2(\sigma_{ji}/(\lambda_{ji}))$  – волновое число для продольной волны, в приведенном выражении индекс  $ji$  обозначает принадлежность свойств среды внутри неоднородности,  $ja$  – вне неоднородности,  $\lambda$  – постоянная Ламэ;  $\sigma$  – плотность среды;  $\omega$  – круговая частота;  $\vec{u} = \text{grad } \varphi$  – вектор смещений;  $\varphi^0$  – потенциал нормального сейсмического поля в слоистой среде в отсутствие неоднородности:  $\varphi_{ji}^0 = \varphi_{ja}^0$ . Будем считать, что плотность иерархического включения для всех рангов  $l$  и вмещающего слоя одинаковы, а упругие параметры иерархического включения для всех рангов отличаются от упругих параметров вмещающей среды, тогда система уравнений (3) переписется в виде:

$$\begin{aligned} & \frac{(k_{1jil}^2 - k_{1jl}^2)}{2\pi} \iint_{S_{Cl}} \varphi_l(M) G_{Sp,j}(M, M^0) d\tau_M + \varphi_{l-1}^0(M^0) = \varphi_l(M^0), M^0 \in S_{Cl}, \\ & \frac{\sigma_{jil}(k_{1jil}^2 - k_{1jl}^2)}{\sigma(M^0)2\pi} \iint_{S_{Cl}} \varphi_l(M) G_{Sp,j}(M, M^0) d\tau_M + \varphi_{l-1}^0(M^0) = \varphi_l(M^0), M^0 \notin S_{Cl}. \end{aligned} \quad (1)$$

### Моделирование дифракции упругой поперечной волны на аномально напряженной неоднородности иерархического типа, расположенной в $N$ -слойной упругой среде

Аналогично (1) выписывается такой же процесс для моделирования распространения упругой поперечной волны в  $N$ -слойной среде с двумерной иерархической структурой произвольной морфологии сечения с использованием интегральных соотношений, выписанных в работе [Хачай,2013].

$$\begin{aligned} & \frac{(k_{2jil}^2 - k_{2jl}^2)}{2\pi} \iint_{S_{Cl}} u_{xl}(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\mu_{ja}}{\mu_{jil}} u_{x(l-1)}^0(M^0) + \\ & + \frac{(\mu_{ja} - \mu_{jil})}{\mu_{jil}2\pi} \oint_{Cl} u_{xl}(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_{xl}(M^0), M^0 \in S_{Cl}, \\ & \frac{\mu_{jil}(k_{2jil}^2 - k_{2jl}^2)}{\mu(M^0)2\pi} \iint_{S_{Cl}} u_{xl}(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + u_{x(l-1)}^0(M^0) + \\ & + \frac{(\mu_{ja} - \mu_{jil})}{\mu(M^0)2\pi} \oint_{Cl} u_{xl}(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_{xl}(M^0), M^0 \in S_{Cl}. \end{aligned} \quad (2)$$

$G_{Ss,j}(M, M^0)$  – функция источника сейсмического поля рассматриваемой задачи, она совпадает с функцией Грина, выписанной в работе [15] для соответствующей задачи;  $k_{2jil}^2 = \omega^2(\sigma_{jil}/(\mu_{jil}))$ ,  $\mu_{jil} \neq \mu_{ja}$  – волновое число для поперечной волны,  $\sigma_{jil} = \sigma_{ja}$ ;  $\mu$  – постоянная Ламэ;  $u_{xl}$  – составляющая вектора смещений;  $l = 1 \dots L$  – номер иерархического уровня;  $u_{xl}^0$  – составляющая вектора смещений сейсмического поля в слоистой среде в отсутствие неоднородности предыдущего ранга, если  $l = 2 \dots L$ ,  $u_{xl}^0 = u_{x(l-1)}$ , если  $l = 1$ ,  $u_{xl}^0 = u_x^0$ , что совпадает с соответствующим выражением для нормального поля в работе [Хачай, 2013]. Следует отметить, что структура уравнений (2) совпадает с общим случаем, когда иерархическая неоднородность имеет не только упругие параметры отличные от параметров вмещающей среды, но и плотностные параметры на всех рангах отличаются от плотностных параметров вмещающего слоя. Отличие этой задачи заключается только в значениях волнового числа. Таким образом, более чувствительным к области упругих неоднородностей в массиве является отклик среды, связанный с продольной волной. Это следует учитывать при оценке состояния сложно организованной геологической среды.

В работе [Хачай, 2017] рассмотрена проблема построения алгоритма решения обратной задачи с использованием уравнения теоретической обратной задачи для 2-D уравнения Гельмгольца. Получено явное уравнение теоретической обратной задачи для случаев рассеяния линейно поляризованной упругой волны в слоистой упругой среде с иерархическим упругим включением, плотность которого для всех рангов равна плотности вмещающего слоя. Построен итерационный алгоритм определения контуров несоосных включений  $k$ -го ранга в иерархической структуре с последовательным использованием решения прямой задачи вычисления упругого поля  $k-1$  ранга. С увеличением степени иерархичности структуры среды увеличивается степень пространственной нелинейности распределения составляющих сейсмического поля, что предполагает исключение методов линеаризации задачи при создании методов интерпретации. Эта проблема неразрывно связана с решением обратной задачи для распространения сейсмического поля в таких сложных средах с использованием явных уравнений теоретической обратной задачи. Впервые выписано уравнение для определения поверхности аномально напряженного включения в иерархической слоисто-блоковой среде по данным акустического мониторинга. На практике с использованием этого алгоритма мы можем по данным акустического мониторинга локализовать область возможного очага горного удара, либо готовящегося землетрясения и оценить степень аномальных упругих напряжений.

### Обсуждение результатов и заключение

Сопоставляя выражения (1) и (2) мы можем сделать следующие выводы. При построении аномально напряженной геомеханической модели без учета аномального влияния плотностных неоднородностей внутри включения анализ аномального акустического эффекта с использованием данных о распространении поперечной волны показывает, что он является более чувствительным еще и к форме включения, по сравнению с акустическим эффектом о распространении продольной волны. Однако из этих выражений следует, что влиянием во вмещающей среде плотностных параметров в сейсмической модели пренебрегать нельзя, и они влияют при интерпретации на значения искомым аномальных упругих параметров, вызывающих аномальное напряженное состояние. Если эти значения использовать при построении геомеханической модели, то эти значения упругих параметров не будут отражать напряженное состояние анализируемой среды. Показано, что с увеличением степени иерархичности среды увеличивается степень пространственной нелинейности распределения составляющих сейсмического и электромагнитного поля, что соответствует проведенным детальным мониторинговым экспериментам в удароопасных шахтах Таштагольском рудника и СУБРа. Построенная теория продемонстрировала, как усложняется процесс комплексирования методов, использующих электромагнитное и сейсмическое поле для изучения отклика среды с иерархической структурой. Эта проблема неразрывно связана с формулировкой и решением обратной задачи для распространения электромагнитного и сейсмического полей в таких сложных средах. В работе [Хачай, 2017] рассмотрена проблема построения алгоритма решения обратной задачи с использованием уравнения теоретической обратной задачи для 2D уравнения Гельмгольца. С помощью теории решения обратной задачи можно проследить миграцию зон аномальных напряжений, их увеличение или уменьшение за счет циклических взрывных воздействий при обработке массива, а также оценить возможный риск высокоэнергетических динамических явлений в массиве.

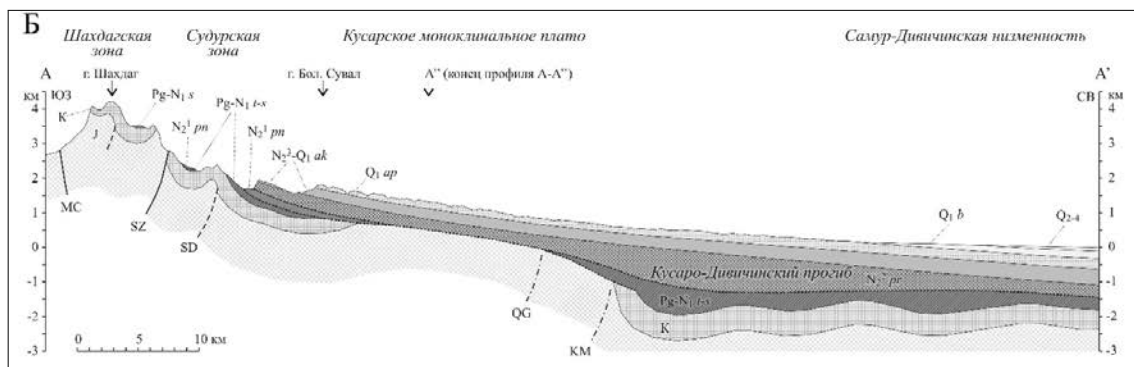
### ЛИТЕРАТУРА

1. Гленсдорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структуры, устойчивости и флуктуаций. М.: Мир. 1973. 280 с.
2. Козырев А.А., Савченко С.Н., Панин В.И., Мальцев В.А. Особенности прогноза и профилактики мощных динамических явлений в природно-технических системах. // Материалы международной конференции "Геодинамика и напряженное состояние недр Земли". г.Новосибирск ИГД СО РАН, 2-4 октября, 2001г. Новосибирск: ИГД СО РАН. 2001. С. 326–334.
3. Курленя М.В., Опарин В.Н. Современные проблемы нелинейной геомеханики // Материалы международной конференции "Геодинамика и напряженное состояние недр Земли". г.Новосибирск ИГД СО РАН, 6-10 июля, 1999 г. Новосибирск ИГД СО РАН. 1999. С. 5–20.
4. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 98 с.

5. *Хачай О.А., Влох Н.П., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю., Худяков С.В.* Трехмерный электромагнитный мониторинг состояния массива горных пород // *Физика Земли*. 1987. № 2. С. 85–92.
6. *Хачай О.А.* Проблема изучения переходного процесса перераспределения напряженного и фазового состояний массива между сильными техногенными воздействиями // *Горный информационно-аналитический бюллетень*. 2006. № 5. С. 109–115.
7. *Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Хачай О.Ю., Кононов А.В., Наседкин В.Г.* Результаты геофизических и геологических исследований на шахте Естюнинская // *Материалы Четвертых научных чтений памяти Ю.П. Булашевича “Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей.”* Екатеринбург ИГФ УрО РАН, 02-06 июля 2007, г.Екатеринбург ИГФ УрО РАН. 2007а. С. 197–199.
8. *Хачай О.А.* Исследование развития неустойчивости в массиве горных пород с использованием метода активного электромагнитного мониторинга // *Физика Земли*. 2007б. № 4. С. 65–70.
9. *Хачай О.А., Хачай А.Ю.* О комплексировании сейсмических и электромагнитных активных методов для картирования и мониторинга состояния двумерных неоднородностей в N-слоистой среде // *Вестник ЮУрГУ. Серия «Компьютерные технологии, управление, радиоэлектроника»*. 2011. № 2, (219). С. 49–56.
10. *Хачай О.А., Хачай А.Ю.* Моделирование электромагнитного и сейсмического поля в иерархически неоднородных средах // *Вестник ЮУрГУ, серия «Вычислительная математика и информатика»*. 2013. Т.2, (2). С. 48–55.
11. *Хачай О.А., Хачай О.Ю., Хачай А.Ю.* Новые методы геоинформатики мониторинга волновых полей в иерархических средах // *Геоинформатика*. 2015. № 3. С. 45–51.
12. *Хачай О.А., Хачай О.Ю., Хачай А.Ю.* Новые методы геоинформатики для комплексирования сейсмических и гравитационных полей в иерархических средах // *Геоинформатика*. 2016а. № 3. С. 25–29.
13. *Хачай О.А., Хачай А.Ю.* Определение поверхности аномально напряженного включения в иерархической слоисто-блоковой среде по данным акустического мониторинга // *Горный информационно-аналитический бюллетень*. 2016б. № 4. С. 354–356.
14. *Хачай О.А., Хачай О.Ю., Хачай А.Ю.* К вопросу об обратной задаче активного электромагнитного и акустического мониторинга иерархической геологической среды // *Геофизические исследования*. 2017. Т. 18, (4). С. 71–84. DOI:10.21455/gr2017/4-6.
15. *Эбелинг В.* Образование структур при необратимых процессах. М.: Мир. 1979. 277 с.



## РАЗДЕЛ 5. КАВКАЗСКИЙ СЕГМЕНТ АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА





## СТРУКТУРНЫЕ РИСУНКИ МАЛЫХ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ ФОРМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

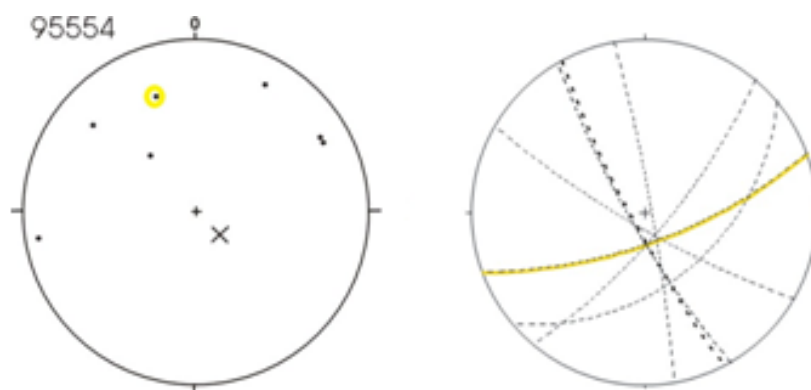
А.В. Маринин

Институт физики Земли им.О.Ю. Шмидта РАН, Москва, e-mail: [marinin@ifz.ru](mailto:marinin@ifz.ru)

В ходе полевых исследований автором в 1995-2001 гг в составе тектодинамической группы МГУ (Л.М. Расцветаев, Т.Ю. Тверитинова, А.С. Бирман и др.) и в последнее время в 2006-2019 гг в составе тектонофизического отряда ИФЗ РАН (Л.А. Сим, Т.Ю. Тверитинова, Р.С. Алексеев и др.) были собраны материалы по геологическим индикаторам палеонапряжений в разных районах Северо-Западного Кавказа. Основная цель проведенных исследований состояла в установлении закономерностей распределения деформационных структур. Данные закономерности имеют важное значение при анализе тектонической истории, геодинамики и создании геомеханических моделей региона, накладывая определенные границы возможных построений.

Для анализа использовался метод структурно-парагенетического анализа дизъюнктивных тектонических нарушений Л.М. Расцветаева [1987], а позднее для обработки был привлечен метод катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого [2007] и компьютерная программа *STRESSgeol* [Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017].

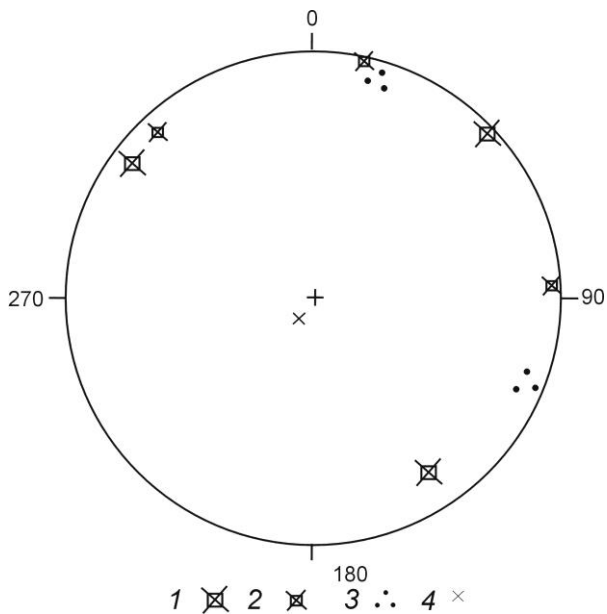
Полевые исследования позволили установить закономерности в распределении малых разрывных нарушений и тектонической трещиноватости Северо-Западного Кавказа. На довольно больших площадях набор стресс-индикаторов минимален и представлен лишь системами первичной тектонической трещиноватости (joints или master cracks) сформированной на заключительных стадиях литогенеза или на начальных стадиях деформирования массива горных пород. Эти системы трещин часто выдержаны по площади и при слабонаклонном залегании прослеживаются на первые километры. Представлены они двумя-тремя системами, зачастую ориентированными друг к другу под углом близким к 70-90 градусам. Диаграммы измеренных в поле малых структур представлены системами трещин и элементами залегания слоистости (рис. 1).



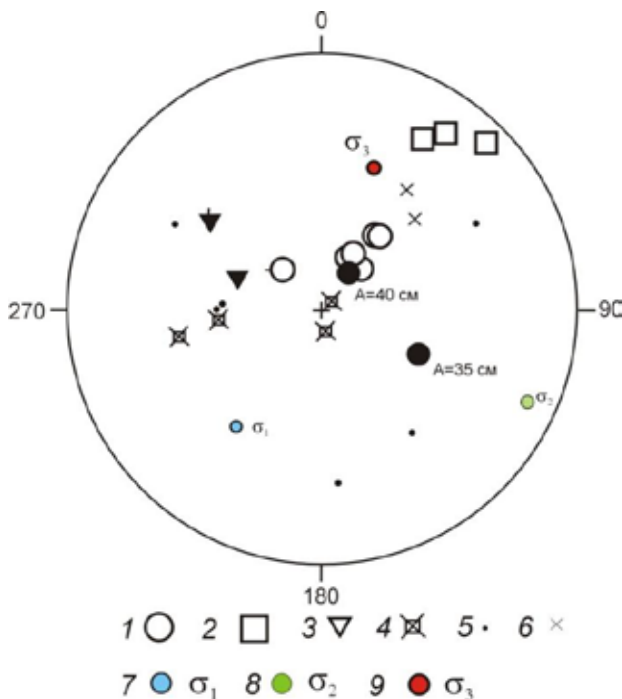
**Рис. 1.** Тектонические трещины в маастрихтских отложениях к северу от ст.Раевская (т.н. № 95554). На круговых диаграммах в стереографической проекции на верхнюю полусферу показаны полюса (слева) и плоскости (справа) трещин. Крестиком на левой диаграмме отмечено положение слоистости (элементов залегания)

Далее в наборе малых структурных форм к этим системам трещин обычно добавляются редкие отрывные нарушения, группирующиеся в виде единственной выдержанной по элементам залегания системы (рис. 2). Отрывные структуры часто расположены через определенный достаточно выдержанный интервал, а иногда концентрируются в узких зонах. Эти зоны концентрации отрывных деформаций приоткрыты для проникновения флюидов, что выражается в минерализации и вещественном преобразовании их бортов.





**Рис. 2.** Системы тектонических трещин (без видимого смещения) и отрывные трещины в верхнемеловых отложениях к югу ст. Шапсугской (т.н. № 13106). На круговых диаграммах в стереографической проекции на верхнюю полусферу показаны полюса структур: 1 – отрывы (площадью более 10 см<sup>2</sup>), 2 – отрывы (площадью менее 10 см<sup>2</sup>), 3 – системы трещин (северо-восточного простирания с плотностью 3-4/метр, а запад –северо-западного простирания – 1-2/метр, 4 – элементы залегания слоистости

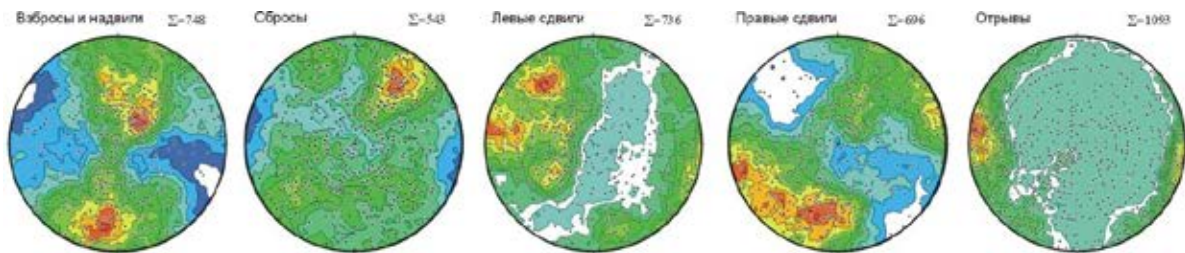


**Рис. 3.** Малые структурные формы в южной части Чвежипсинской зоны (т.н. № 15360). На круговых диаграммах в стереографической проекции на верхнюю полусферу показаны полюса структур (1-6) и положение осей главных напряжений (7-9): 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – левые сдвиги, 4 – отрывы, 5 – трещины (сколового типа), 6 – элементы залегания слоистости, 7-9 – оси главных нормальных напряжений: 7-минимальных, 8-промежуточных, 9-максимальных, Заливка значков указывает на высокую степень достоверности определения кинематики смещения (с определением амплитуды)

По мере приближения к крупным разрывным и складчатым дислокациям набор разновидностей стресс-индикаторов в массиве горных пород существенно возрастает. Помимо отрывов появляются зеркала скольжения и малые разрывные нарушения с видимым смещением (рис. 3). Увеличивается и разнообразие пространственного положения (элементов залегания) систем трещин. В наиболее полном варианте наблюдаются все геологические стресс-индикаторы, связанные как со сдвигом в механическом смысле (небольшие разрывы, зеркала скольжения и сколы), так и деформациями отрыва (жилы, отрывы, раздвиги) и сплющивания (кливаж, стресс-стилолиты и др.). Непосредственно в самой зоне, ввиду полной тектонической переработки материала бортов нарушения, стресс-индикаторы могут быть не проявлены (полностью дезинтегрированы), присутствуя лишь в отдельных «непереработанных» тектонических блоках.

Мы проанализировали зеркала скольжения и отрывы с определенной в поле кинематики относительного смещения. Полученная картина оказалась близка к полученной нами ранее по анализу систем с определенной кинематикой смещений [Маринин, Расцветаев, 2008; Расцветаев и

др., 2010]. При анализе систем тектонической трещиноватости с определенной кинематикой смещений Северо-Западного Кавказа для распределения распространенности направлений этих систем учитывалось наиболее проявленное направление (плотностной максимум) на частных диаграммах. В данной работе мы проанализировали непосредственно суммарное распределение на плотностных диаграммах по всем замерам зеркал скольжения и отрывным трещинам. Характерным размером рассматриваемых зеркал скольжений, тектонических трещин и малых разрывных нарушений являются десятки сантиметров – десятки метров, а амплитуда смещений по ним обычно составляет первые сантиметры – первые метры. Полученное распределение (рис. 4) отличается очень закономерным структурным рисунком, который в общем повторяет рисунок региональных разрывных структур Северо-Западного Кавказа, отмеченный в работах Ч.Б. Борукаева [1964; 1970] и Л.М. Расцветаева [1977].

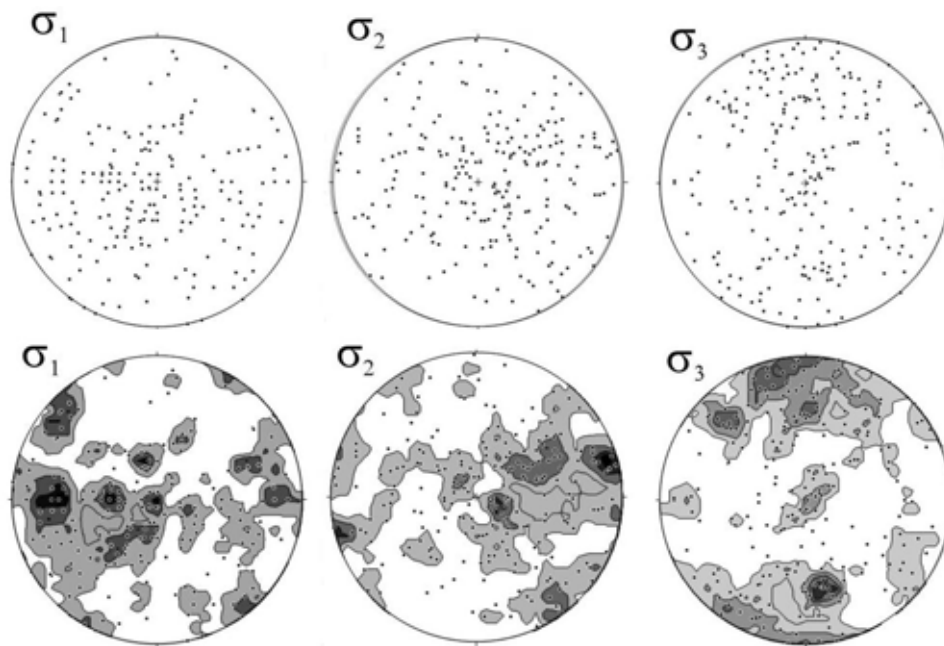


**Рис. 4.** Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) положения полюсов малых структурных форм разных кинематических типов и их плотностное распределение. Плотностные максимумы полюсов окрашены в красные и желтые тона. Для построения диаграмм использовалась программа *Stereonet*

Простираение взбросовых и надвиговых нарушений рассматриваемого масштаба субширотное, с достаточно пологим (от 25 до 50°) падением в северных или северо-восточных румбах, а для южных падений плоскости сместителя характерны более крутые (от 65 до 85°) углы. Сбросовые нарушения при северо-западном простираении имеют крутые (до субвертикальных) падения. Другая слабее выраженная на сводных диаграммах система сбросов имеет северо-восточное простираение. Левые сдвиги сгруппированы в системы с меридиональным и северо-восточным простираением, а правые с запад – северо-западным, северо-западным и север – северо-западным. Для отрывных структур Северо-Западного Кавказа наиболее характерно меридиональное простираение и субвертикальное падение. Можно сделать вывод, что и для региональных разрывных нарушений и для малых дизъюнктивных структур, имеющих субширотное и северо-западное простираение, характерно сочетание взбросо-надвиговых и правосдвиговых структур, вытянутых вдоль складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа и образующих его основной структурный рисунок. Среди малых структурных форм также распространены крутые сбросовые нарушения, которые по нашему мнению образуют единый парагенез северо-восточного (до ССВ) сжатия с надвиговыми нарушениями с северо-восточными (до ССВ) падениями сместителя. Ось максимального сжатия этих сопряженных структур находится в остром угле между плоскостями надвигов и субвертикальных сбросов, полого (около 30°) погружаясь на юг-юго-запад. Роль таких сбросовых нарушений в региональном масштабе необходимо уточнить при дальнейших исследованиях. Для Северо-Западного Кавказа подобные продольные сбросовые нарушения отмечены по данным неотектонических исследований [Несмеянов, 1992].

Собранные при полевых исследованиях данные по геологическим стресс-индикаторам по большей части принадлежат позднеальпийскому структурному этажу и характеризуют последний неотектонический этап развития структуры. Поэтому мы полагаем, что полученные данные по напряженно-деформированному состоянию массивов горных пород относятся к последнему неотектоническому (олигоцен-антропоген) этапу развития региона. Проведенная реконструкция тектонических напряжений показывает, что складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа характеризуется разными типами напряженного состояния и значительными вариациями направлений главных напряжений. Однако при этом четко выделяются основные направления (преобладающие ориентировки) для локальных тектонических структур или даже областей (блоков) Северо-Западного Кавказа. Рассмотрим, как группируются оси главных напряжений для

всех реконструированных нами локальных стресс-состояний (рис. 5). Оси девиаторного растяжения ориентированы в двух основных направлениях: широтном и северо-западном (СЗ-ЮВ). Углы наклона большинства реконструированных осей растяжения близки к субгоризонтальным (от 0° до 25°). Кроме того, есть значительное количество осей ( $\sigma_1$ ) с субвертикальным положением. Промежуточная ось сжимающих напряжений ( $\sigma_2$ ) характеризуется субвертикальным положением, либо широтной (ВСВ) горизонтальной ориентировкой. Значительно слабее проявлены оси с погружением по азимуту СЗ 325°, под углом 10°. Для осей максимальных сжимающих напряжений ( $\sigma_3$ ) отлично выражено меридиональное направление с максимумом в север – северо-западном направлении (СЗ 350°). Меньше осей с северо-восточной (СВ 35°) и северо-западной ориентировкой. Угол наклона (погружения) близок к горизонтальному (0-25°).



**Рис. 5.** Ориентировка осей главных напряжений для локальных стресс-тензоров в пределах Северо-Западного Кавказа. На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны выходы осей главных напряжений и плотностные максимумы их распределения. Оси  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  – минимальных (девиаторное растяжение), промежуточных и максимальных сжимающих напряжений. Заливкой на нижнем ряду диаграмм показаны плотностные максимумы распределения на диаграммах выходов соответствующих осей

По типу напряженного состояния преобладают обстановки горизонтального сдвига и сжатия. Данные типы напряженного состояния вместе с переходной обстановкой горизонтального сжатия со сдвигом составляет более 70 % от всех реконструированных на Северо-Западном Кавказе, характеризуя общую геодинамическую обстановку. Такой режим горизонтального сжатия со сдвигом (транспрессии) определялся разными исследователями для Большого Кавказа на основании разных подходов [Расцветаев, 1977; Леонов и др., 2015; Патина и др., 2017]. Обстановки горизонтального растяжения имеют меньшую распространенность и обусловлены структурно-геологическим положением. Эти обстановки начинают преобладать ближе к западной периклинали складчатой системы Большого Кавказа.

Закономерность распределения геологических стресс-индикаторов и реконструируемых параметров напряженного состояния позволяет говорить о едином (в геологическом смысле) этапе формирования большей их части. Для территории Северо-Западного Кавказа характерны территориальные изменения параметров напряженного состояния, которые выражаются в изменении ориентации осей главных напряжений и смене геодинамического типа напряженного состояния. Быстрые и существенные изменения происходят вблизи крупных элементов тектонической структуры Северо-Западного Кавказа. Переход от одного к другому тектоническому элементу часто сопровождается изменением направления осей главных напряжений и преобладающего геодинамического типа напряженного состояния. Происходящие

изменения параметров реконструированного поля напряжений согласуется с основной тектонической структурой региона.

Неоднородность поля напряжений и смена направлений, по которым происходили максимальные деформации укорочения складчатой зоны, свидетельствует о разной степени взаимодействия блоков земной коры при формировании этой области. Преобладающее максимальное сжатие в меридиональном направлении территориально варьировало от северо-восточного направления северо-западного. В последнем случае северо-восточную ориентировку обычно приобретает промежуточная ось максимальных сжимающих напряжений.

При анализе структурных рисунков на стереограммах установлено, что ось максимального сжатия располагается в остром угле для более компетентных пород и в тупом угле в тех пачках пород, в которых развиты процессы квазипластического (катакластического) деформирования. Плоскости нарушения в последнем случае несут следы уплотнения (содвижения). Эта тенденция развития компакционных структур хорошо просматривается на диаграмме Мора, где площадки сколовых трещин (зеркал скольжения) смещены в сторону оси максимального сжатия. При расположении плоскостей зеркал скольжения примерно на равном удалении от осей максимальных и минимальных сжимающих напряжений реализуются наибольшие по площади дизъюнктивные нарушения на поверхности которых хорошо выражена скульптура и минеральное выполнение.

С помощью программы *STRESSgeol* сделаны первые оценки уровня напряжений получаемых из анализа геологических индикаторов деформаций собранных при полевых исследованиях. Выявлены закономерности уровня напряжений в точках замеров по их расположению относительно крупных дизъюнктивных структур. Вблизи зон крупных разрывных нарушений эти уровни напряжений в массиве горных пород вырастают до максимальных величин, которые по сделанным оценкам варьируют от первых бар до 130-140 бар.

## Выводы

Выявлены общие закономерности распределения параметров напряженно-деформированного состояния верхних горизонтов земной коры Северо-Западного Кавказа. В складчатых сооружениях для оценки уровня действующих напряжений на разных глубинных (стратиграфических) уровнях и/или в разных тектонических зонах, уточнения кинематики разрывных нарушений и получения сведений о хрупком или пластическом характере деформаций можно использовать полевые тектонофизические данные по распространенности и ориентировке малых дизъюнктивных форм.

Исследования выполнены при финансовой поддержке госзадания ИФЗ РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Борукаев Ч.Б.* Тектоническая структура юго-восточной части Новороссийского синклинория (Северо-Западный Кавказ) и история ее формирования. Автореф. дисс. М.: Изд-во Московского ун-та. 1964. 16 с.
2. *Борукаев Ч.Б.* О палинспастических построениях // Геотектоника. 1970. № 6. С. 23–29.
3. *Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника М.: Наука. 2001. № 1. С. 36–59.
4. *Несмеянов С.А.* Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра. 1992.
5. *Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука. 1977. С. 95–112.
6. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. Ч. 2. С. 173–235.
7. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. № 5. С. 31–40.
8. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.

9. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Ю.Л. Ребецкий, Л.А. Сим, А.В. Маринин; отв. редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. М.: ГЕОС. 2017. 225 с.
10. *Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П.* Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизийный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17–30.

## НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ПОДНЯТИЯ БЕШТАУГОРСКОГО МАССИВА (КАВКАЗСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ)

П.С. Микляев<sup>1</sup>, Т.В. Суханова<sup>2</sup>, Т.Б. Петрова<sup>2</sup>, В.М. Макеев<sup>1</sup>, Н.А. Гордеев<sup>3</sup>, И.В. Коробова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИГЭ им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва, peterm7@inbox.ru

<sup>2</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, tanikamgu@mail.ru

<sup>3</sup> ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва,

Территория исследования находится в пределах Минераловодской равнины в предгорьях Северного Кавказа в междуречье Кумы и ее правого притока Подкумка. Месторождение урана, открытое на г. Бештау в середине прошлого века, было отработано. Однако токсичные и радиоактивные вещества продолжают поступать в грунтовые воды, подпочвенный и атмосферный воздух. Наиболее вероятными путями миграции газов к дневной поверхности, по нашему мнению, кроме оставленных открытыми горных выработок, являются разрывные нарушения. Большинство дизъюнктивов было образовано, главным образом, во время охлаждения интрузии. На неотектоническом этапе развития Бештаугорский массив является областью поднятия. В современных геодинамических условиях возникли разнотипные поля напряжений в различных частях массива, что, очевидно, повлияло на тип и характер разрывных нарушений, кинематику перемещений по ним, степень их активизации. Некоторые из них оказались раскрытыми и стали хорошо проницаемыми для переноса радионуклидов. Основной целью данной работы явилась оценка роли разрывов и трещин в газообмене на фоне активно продолжающихся неотектонических движений. В рамках поставленной цели в пределах г. Бештау и на сопредельных территориях были проведены структурно-геоморфологические, тектонфизические и эманационные (радонометрические) исследования.

Бештаугорский массив относится к группе интрузивных тел Минераловодского района Эльбрусской магматической области. Здесь, кроме Бештау, находится более 20 интрузивных гипабиссальных массивов, в большинстве своем представляющих собой магматические диапиры [Большой Кавказ..., 2007]. Интрузивный массив сложен гранит-порфирами и граносиенитами (трахилипаритами) неогенового возраста, называемыми бештаунитами (рис. 1).

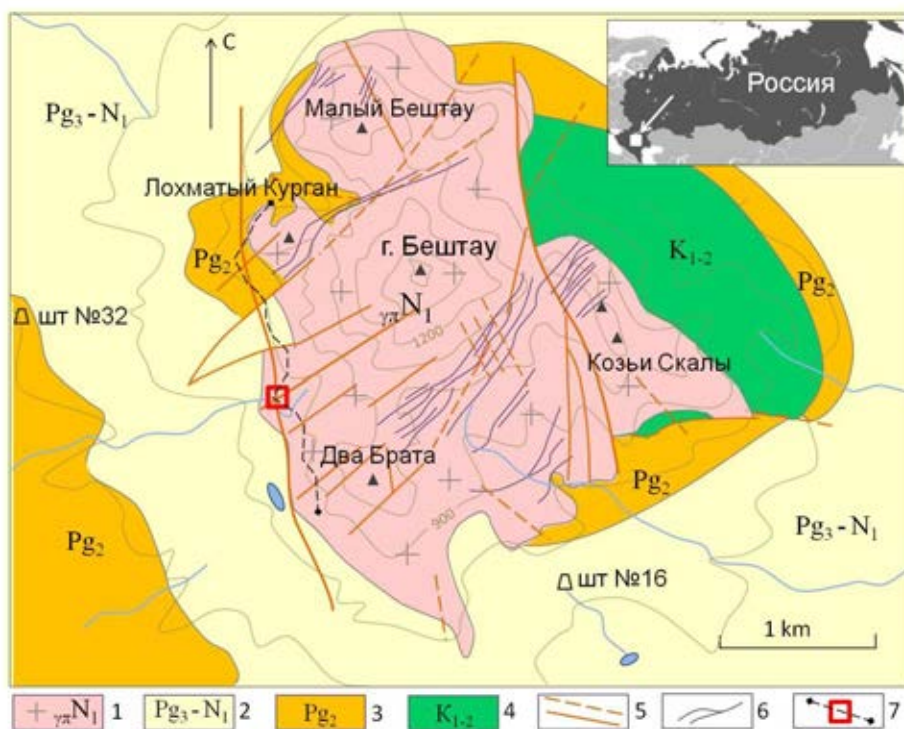
Интрузия прорывает осадочные породы мезозойского (мелового) и кайнозойского (палеогенового, неогенового) возраста. Меловые отложения приподняты интрузией и обнажаются только в опрокинутом залегании на северо-восточном склоне массива в виде крупного тектонического блока. Небольшие выходы верхнемеловых отложений в виде тектонических клиньев видны вдоль Главного разлома, разделяющего гранит-порфиры Козьих скал от основного массива, и на юге Главного разлома, а так же в северо-западной части массива. Они представлены песчано-глинистыми и глинисто-карбонатными породами нижнего и верхнего отделов мела соответственно. Отложения палеогеновой системы широко развиты в основании г. Бештау и представлены всеми её отделами. Это преимущественно терригенно-карбонатные отложения палеоцена и эоцена и глинистая толща олигоцен-плиоценового возраста.

На основании изучения возраста вмещающих пород был установлен миоценовый возраст внедрения интрузии. Абсолютный возраст пород магматических диапиров оценивается неоднозначно – от 10-12 млн. лет [Сазонов, 2009] до 8.25-8.8 млн. лет [Большой Кавказ..., 2007] и совпадает с позднемиоценовой активизацией тектонических движений. Интрузивы формировались в течение 3-4 фаз внедрения.

Четвертичные отложения, развитые в пределах массива, представлены, в основном, гравитационными образованиями, делювиальными и пролювиальными отложениями. К югу от массива в долине р. Подкумок развиты аллювиальные отложения.

В рельефе интрузивного массива выделяются три наиболее крупные вершины – в центральной части – г. Бештау (1401 м), в северной части – г. Малый Бештау (1251 м), на востоке возвышаются Козьи Скалы (1142 м). На юге и западе выделяются менее крупные вершины — горы Два Брата (1124 м) и Лохматая (1080 м), соответственно. Для всего массива характерны крутые (более 50°), местами отвесные склоны, в основании которых широко развиты осыпные шлейфы, обвальные массы. Все склоны интрузии расчленены глубокими широкими оврагами и ложбинами, в основном, радиально расходящимися. Рельеф территории развития Бештаугорского массива, как и других известных на Минераловодской равнине интрузий, относится к денудационному типу. Подножия гор, где крутизна склонов не более 15°, характеризуются холмисто-грядовым, местами платообразным, денудационным рельефом. Ниже к ним примыкают денудационные равнины с элювиальным и делювиальным покровом,

а также аллювиальные равнины Подкумка [Государственная..., 2011] с развитыми разновозрастными речными террасами.



**Рис. 1.** Геологическая карта-схема горы Бештау. Вещественный состав и возраст пород: 1 – магматические породы (бештауниты), 2 – глины майкопской серии, 3 – карбонатно-терригенные отложения палеогенового возраста, 4 – карбонатные отложения мелового возраста; Прочие знаки: 5 – разломы установленные и предполагаемые (пунктир), 6 – урановые рудные жилы, 7 – профиль измерения плотности потока радона и положение радоновой аномалии [по Соколовой и др., 2013 с дополнениями]

История тектонического развития массива Бештау связана с развитием Кавказа, который на новейшем этапе испытал рост и расширение, магматическую активность, и вовлек в этот процесс и прилегающие территории.

### Стадийность развития Бештаугорского массива в новейшее время

Исследование рельефа Бештаугорского массива свидетельствует о его стадийном поднятии и расчленении. Об этом говорят развитые на его склонах серии ступеней и уровней. Ступени представлены разновысотными площадками, разделенными более крутыми уступами (склонами).

Наиболее высокие и относительно древние ступени развиты на интрузивных породах. Часто от них остались отдельные гребни. В целом они образуют высокий центральный ярус рельефа. Более низкие и молодые ступени, развитые на осадочных толщах, имеют лучшую сохранность. Они образуют более низкий периферический ярус рельефа, оконтуривающий интрузию. Выделение и характеристика ступеней основаны на полевых данных, анализе топографической карты и геолого-геоморфологических профилей. Возраст ступеней определен достаточно условно на основании разных факторов. Во-первых, он ограничен миоценовым возрастом самой интрузии. Следовательно, ступени являются более молодыми. Во-вторых, принимается во внимание развитые севернее и восточнее заведомо известные по возрасту новейшие отложения – морские плиоценовые (акчагыльские) и раннеплейстоценовые (бакинские), а также четвертичные аллювиальные террасы. Поэтому наиболее древние поверхности, развитые в пределах интрузивного массива, предположительно датируются нами как поздний миоцен (поздний сармат, понт, мэотис). Возраст более низких поверхностей, соответственно, является плиоцен-четвертичным.

Центральный высокий ярус рельефа. Большинство ступеней, выработанных на гранит-порфирах, выделяются, главным образом, на склонах г. Бештау. Склоны же г. Малый Бештау очень крутые, осложнены только эрозионными формами.

Самая высокая и древняя – *вершинная останцовая поверхность* – имеет максимальную абсолютную отметку 1400 м и ширину не более 100 м. Фактически это вершина г. Бештау, сложенная гранит-порфирами интрузива Бештау. С севера и востока в вершинную поверхность врезана на глубину

130 м *более молодая ступень*, абсолютная высота которой 1240-1270 м. Она отчетливо выделяется на северном склоне г. Бештау. Останцом этой поверхности является вершина г. Малый Бештау высотой 1250 м. *Следующая поверхность* сохранилась в виде отдельных пологонаклонных фрагментов на высоте порядка 1100 м на северо-восточном, юго-восточном и южном склонах г. Бештау. На восточном склоне к ней относится меридионально вытянутая седловина. На северо-западном и юго-западном склонах этому уровню соответствуют вершины гор Лохматая (1080 м) и Два Брата (1124 м). *Более низкая поверхность выделяется на высоте 850-950 м.* Она развита ограничено на юго-восточном склоне г. Бештау и на восточном склоне Козьих Скал (г. Сапун – 954.9 м).

Периферический низкий ярус рельефа. Осадочные отложения, облекающие интрузию, характеризуются более мягким рельефом и отчетливо выраженной ступенчатостью. Ступени оконтуривают Бештаугорский массив. Устьевые части оврагов маркируют границы склонов и пологих участков. На севере и северо-востоке поверхности равномерно расчленены овражной сетью, и выдержаны по ширине. Расчленение идет, соответственно, к долине р. Кума и ее правому притоку р. Джемуха. На западе и юге поверхности более расчленены эрозией и иногда представлены отдельными останцами. В пределах этого яруса рельефа выделяются три ступени.

*Наиболее высокая ступень*, врезанная на 50-60 м в вышележащую поверхность, развита на высотах 800-850 м, иногда полого спускаясь до 750 м. Она, практически, по всему периметру широкой полосой оконтуривает Бештаугорский интрузивный массив. На востоке в пределах крутого склона г. Козьи Скалы от нее остались небольшие останцы. На севере и западе ступень в наименьшей степени нарушена эрозией, на юге и юго-востоке она интенсивно расчленена оврагами и ложбинами. *Следующая ступень* развита на высотах 700 (750)-800 м. На северном склоне наблюдаются отчетливо выраженные уступы высотой до 40 м и более ровные площадки. Ширина поверхности в среднем 400-500 м, местами до 1 и более км. На этой поверхности расположена восточная часть города Лермонтово. *Самая низкая поверхность* на территории исследования выделяется на высотных отметках 650 (600)-700 м. Она развита преимущественно на эоценовых и олигоценных отложениях и характеризуется шириной 200-500 м и протяженностью до 1 км. На западе и юге в эту поверхность врезаны четвертичные аллювиальные террасы Кумы и Подкумка, наиболее древняя из которых имеет эоплейстоценовый возраст аллювия. На основании этих данных можно сделать вывод о возможно эоплейстоценовом или плиоценовом возрасте самой молодой эрозионно-денудационной поверхности, развитой у подножия интрузии.

Таким образом, развитие ступеней на склонах Бештаугорского массива доказывает его активное поднятие в течение всего неогена и в четвертичное время. Представленные выше ярусы рельефа, включающие несколько ступеней, позволяют говорить о 6-8 стадиях поднятия массива. Отчетливо выраженный наклон ступеней свидетельствует о продолжающемся поднятии массива в настоящее время. Помимо морфологических признаков развития поднятия интрузивного массива, установленных нами на основании анализа его рельефа, имеются геологические данные более ранних исследований [Сазонов и др., 2009], доказывающие его активное развитие на новейшем этапе. Поднятие Бештау связано с новейшими тектоническими движениями и с магматической активизацией всего Кавказа, особенно в течение плиоцен-четвертичного времени. Не исключено, что здесь имеют место процессы штокоподобного воздымания консолидированных ядер лакколитов [Сазонов и др., 2009] или «всплывание» интрузивных тел. По всей вероятности, наибольшей активностью характеризуется плиоцен-четвертичное время.

### **Разрывы и трещины**

Весь интрузивный массив Бештау нарушен различно ориентированными трещинами и разрывами. Преобладают разрывы северо-восточного простирания, имеющие разную протяженность. Наиболее протяженные разделяют интрузивные массивы: Малый Бештау и Бештау, Бештау и Два Брата. Вероятно, эти разрывы, образовались во время многофазного внедрения магмы. Некоторые фазы проявлялись в виде мелких жил, с чем, возможно, связано образование менее крупных разрывов того же простирания. Многие разрывы северо-восточной ориентировки проявлены в рельефе ложбинами и промоинами.

Другая система разрывов, отчетливо выраженная в структуре массива, имеет субмеридиональное простирание. Крупный разлом регионального характера отделяет Восточный массив Козьи Скалы от основного Западного. За пределами массива разлом переходит в Бештаугорскую флексуру [Заклучительный..., 2011]. В современном рельефе к разлому приурочены эрозионные ложбины. Такое же простирание имеет западный краевой разрыв, отделяющий интрузию от вмещающей осадочной толщи.



Менее протяженные разрывы выделены на южном склоне г. Бештау, на западном склоне г. Лохматая, на вершине г. Два Брата, и они субпараллельны описанным выше крупным разрывам. Субмеридиональные разрывы, вероятно, служат литологическими границами, отделяющими магматические породы от вмещающих осадочных пород, а также границами между интрузиями разных фаз внедрения. И в одном и в другом случаях по этим разрывам происходило внедрение магмы.

Зона трещиноватости северо-западной ориентировки, отчетливо проявленная в рельефе линеаментами, развита в южной части массива. В области ее пересечения с западным краевым разрывом была обнаружена радоновая аномалия.

Бештаугорский массив осложнен нарушениями кольцевого типа [Заключительный..., 2011; Сазонов и др., 2009], которые образовались при внедрении магмы на границе интрузии с осадочными породами. В плиоцен-четвертичное время эти разрывы могли быть активизированы при резком «всплывании» консолидированной интрузии. У подножия северного крутого склона г. Малая Бештау кольцевой разрыв маркируется выходами родников. Концентрическая зональность отчетливо выражена в рельефе склонов Бештау расположением ступеней и опоясывающим характером разрывных нарушений.

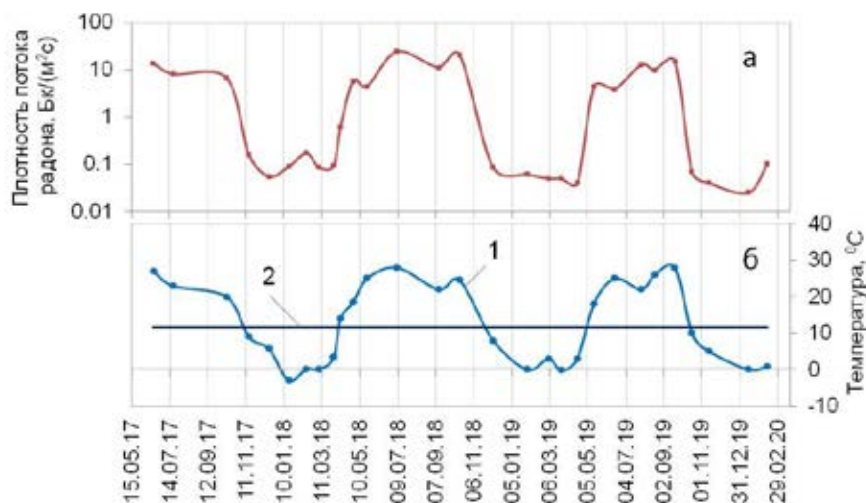
Проведенный анализ трещиноватости интрузивных пород показал, что разные части массива Бештау находятся в различных геодинамических обстановках, которые могли возникнуть как в условиях сжатия, так и растяжения. Это повлияло на степень замкнутости или раскрытия трещин и разрывов – основных зон миграции газов. В целом продолжающееся современное поднятие Бештаугорского массива способствует образованию открытых трещин, что подтверждает выявленная аномалия радона, приуроченная к области пересечения меридионально ориентированного разрывного нарушения и зоны трещиноватости северо-западного простирания.

### **Результаты эманационных исследований**

Эманационные исследования проводились на западном склоне горы Бештау по профилю, протягивающемуся вдоль бештаугорской кольцевой дороги на отрезке от Лохматого кургана до горы Два Брата. Длина профиля составляла около 3 км, измерялась плотность потока радона с поверхности почвы с интервалом между точками около 50-100 м. Измерения проводились методом открытой камеры с активированным углем с применением измерительного комплекса «Камера-01». Исследования позволили выявить локальную зону аномальной разгрузки радона, приуроченную к области пересечения меридионально ориентированного разрывного нарушения и зоны трещиноватости северо-западного простирания. Плотность потока радона в аномальной зоне достигает значений 28 000 мБк/(м<sup>2</sup>с), что в почти в 30 раз превышает фоновые значения, характерные для западного склона Бештау. Это значение соответствует верхней границе общемирового диапазона колебаний плотности потока радона, зарегистрированных когда-либо не только в зонах разломов, но и на поверхности хвостов урановых руд [UNCSEAR, 2000]. Зона разгрузки узко локализована в пространстве в виде пятна изометричной формы, шириной около 25 метров. Подобная «пятнистая» форма газовых аномалий, состоящая из изолированных точек с высокими концентрациями газов, вообще характерна для зон пересечения разломов, что связано с изменением проницаемости зоны разлома как поперек, так и вдоль оси разлома [Ciotoli et al., 2007; Annunziatellis et al., 2008].

В аномальной зоне был организован мониторинг плотности потока радона, проводившийся в течение почти 3 лет, с июля 2017 по февраль 2020 года, с периодичностью примерно 1 раз в месяц. Результаты мониторинга показали очень значительные по амплитуде сезонные колебания плотности потока радона (рис. 2). Летом наблюдается аномально высокий поток радона, превышающий фоновые значения в 10-30 раз, осенью плотность потока радона резко снижается и остается аномально низкой (в 10 раз ниже фона) в течение всей зимы. Весной поток радона опять резко увеличивается. Колебания радона проявляют тесную корреляцию с температурой атмосферного воздуха. Причем, осеннее падение и весенний рост уровней радона четко приурочены к моментам, когда температура атмосферного воздуха становится, соответственно, ниже и выше температуры горного массива. Выявленная температурная зависимость свидетельствует о том, что сезонные колебания плотности потока радона в узле пересечения разломов могут быть связаны с процессом конвективной циркуляции атмосферного воздуха в проницаемых зонах приповерхностной части массива за счет перепада температур между атмосферой и горным массивом. Зимой более теплый воздух в горном массиве поднимается вверх, в результате чего в нижней части склона, где расположена исследуемая аномалия, атмосферный воздух затягивается в проницаемую зону, что вызывает резкое снижение плотности потока радона. Летом, наоборот, более холодный воздух в проницаемых зонах массива опускается вниз и разгружается в нижней части склона. По мере прохождения через горный массив, воздух обогащается радоном,

выделяющимся из пород за счет эманирования, в результате в зоне разгрузки формируется мощная радоновая аномалия. Атмосферное происхождение газового потока, разгружающегося в аномальной зоне, подтверждается отсутствием в нем свободного водорода ( $H_2$ ), что установлено измерениями, проведенными в течение теплого сезона 2019 года с помощью газоанализатора ВГ-3М.



**Рис. 2.** Результаты мониторинга плотности потока радона (а) и температуры воздуха (б) в аномальной зоне на западном склоне горы Бештау: 1 – температура атмосферного воздуха в аномальной зоне на высоте 1 м от поверхности; 2 – температура воздуха в штольнях уранового рудника по результатам периодических наблюдений

Результаты эманационных исследований свидетельствуют об аномально высокой проницаемости среды в области пересечения меридионально ориентированного разрывного нарушения и зоны трещиноватости северо-западного простирания. Эта проницаемая область, по-видимому, простирается через весь горный массив, по крайней мере, от подножия до привершинной его части. Крайне высокие значения плотности потока радона свидетельствуют об аномально высоких скоростях конвективного переноса газового потока. Возможная экзогенная природа сезонных колебаний радона, как и атмосферное происхождение газового потока, разгружающегося в аномальной зоне, не исключает простирание раскрытых зон трещиноватости на значительную глубину. В перспективе предполагается расширение газо-геохимических исследований на аналогичные области пересечения разрывных зон в пределах массива Бештау.

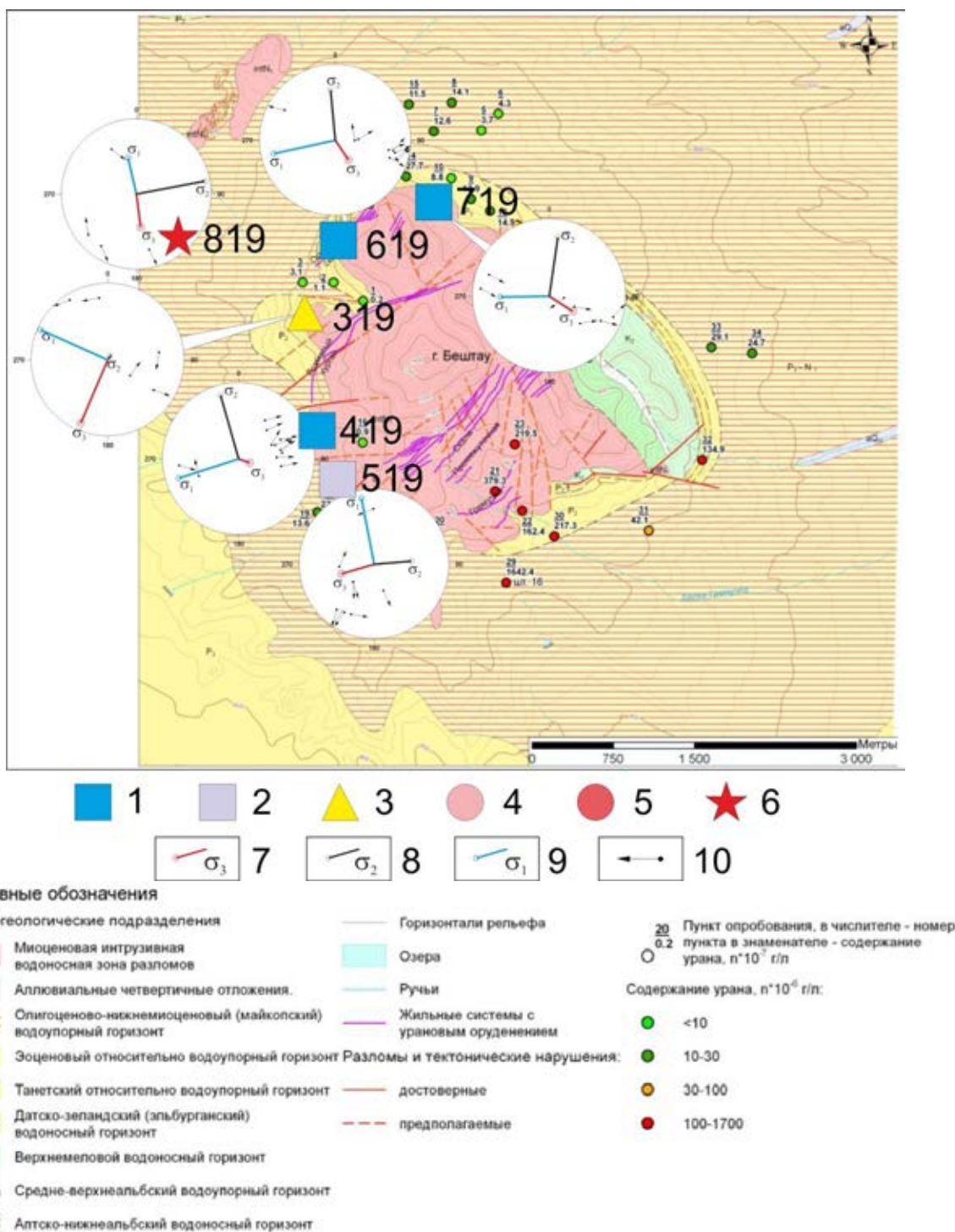
### Результаты тектонофизических исследований

Тектонофизические исследования проводились по периметру гор Бештау и Малый-тау по профилю, протягивающемуся вдоль бештаугорской кольцевой дороги и вглубь массива в районе пика Чертов палец, Орлиных скал, и Бештаугорский обвал около Успенского Второ-Афонского монастыря. По периферии интрузии были зафиксированы обстановки горизонтального растяжения, возможно они связаны с новейшим развитием массива г Бештау - поднятием в центральной части и разгрузкой избыточных горизонтальных напряжений к краям массива. Помимо этого подчеркнута активность разломных зон, что говорит о повышенной потенциальной угрозе разгрузки радиоактивных подземных вод и газов (радон).

Г Малый Тау отделена разломной, рудоносной зоной «Лохматый курган» от г Бештау, и вероятно, разрастается на север-северо-запад, так как оси максимального сжатия однонаправлены на север-северо-восток. Все это образует, предположительно, крупный левый сдвиг по системе «Лохматый курган». А в точках КМВ 4/19 и КМВ 5/19 (рис. 3) фиксируется разнонаправленность на запад и на восток соответственно, подчеркивающая лево-сдвиговую кинематику по разломной зоне «Скала».

Анализом трещиноватости выявлено кольцевое оседание массива, подчеркнуты две системы разрывов, сквозная северо-западного простирания, проходящая через весь массив и субмеридиональная, приуроченная к восточной части массива. Обнаружены две интенсивно растресканные области в точках КМВ 4/19, 3/19. Эти точки лежат на пересечении региональных разрывных систем. Точка КМВ 4/19 на пересечении субмеридиональной системы и системы, приуроченной жилам «Скала». Точка КМВ 3/19 на пересечении субмеридиональной системы и системы «Лохматый курган».

Требуется доизучение центральной, южной и юго-восточной части г. Бештау, так как есть не подтвержденные выводы и гипотезы, относительно кинематики разломных зон и сценария развития массива в новейшее время с активным центральным разрастанием, сопровождающееся краевым разрушением. Помимо центрального участка требуется доизучение восточного и юго-восточного блоков г. Бештау.



**Рис. 3.** Результаты реконструкций локальных стресс состояний наложенные на упрощенной геологической схеме с содержанием U в водах родников, штольневых и поверхностных водах горы Бештау (по данным опробования 2011 г. [Глинский, 2011])

Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа в точках наблюдения. 1-6 – типы геодинамических обстановок (в горизонтальной плоскости): 1 – растяжение; 2 – растяжение в сочетании со сдвигом; 3 – сдвиг; 4 – сжатие со сдвигом; 5 – сжатие; 6 – сдвиг в вертикальной плоскости (взрез); 7-10 – результирующие круговых диаграмм: 7 – ось математически максимального сжатия; 8 – ось математически промежуточного сжатия; 9 – ось математически минимального сжатия; 10 – вектора перемещений по трещинам в точке полюса

\* \* \*

Таким образом, в ходе комплексного изучения района интрузивного массива Бештау геоморфологическими, тектонофизическими и геохимическими методами сделаны выводы о его активном развитии на протяжении всего новейшего этапа, в том числе, современного. О неотектоническом стадийном росте поднятия свидетельствуют разновысотные и разновозрастные ступени и уровни, выраженные в морфологии склонов массива. Рост поднятия Бештау способствовал появлению интенсивной трещиноватости пород и омоложению разрывных нарушений, развитых в толще интрузива. Повышенная трещиноватость, раздробившая массив на отдельные сегменты, привела к его «разваливанию» и раскрытию многих трещин. Анализ трещиноватости показал, что краевые части интрузии в современных условиях находятся в обстановке горизонтального растяжения. Это подтверждается наличием концентрических разрывов в основании Бештау, к которым приурочены выходы родников. В результате эманационных исследований была выявлена локальная зона повышенной плотности потока радона, которая приурочена к узлу пересечения различно ориентированных систем разрывов и трещин, что свидетельствует об их современной активности и высокой проницаемости этой области. Было установлено, что увеличение плотности потока радона связано не только с проницаемостью горных пород, но и с сезонными перепадами температур между породами интрузии и атмосферным воздухом. Современная активность разломных зон, зон трещиноватости и узлов их пересечения может создавать повышенную потенциальную угрозу разгрузки радона и радиоактивных подземных вод.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00674а), часть исследований выполнялась в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ № АААА-А19-119021190076-9 (ИГЭ РАН) и в рамках государственного задания (ИФЗ РАН).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / под редакцией Ю.Г. Леонова. – М.: ГЕОС. 2007. 368 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-38 – Пятигорск. Объяснительная записка. Лаврищев В.А., Греков И.И., Семенов В.М., Ермаков В.А. и др. ВСЕГЕИ СПб. 2011. 420 с.
3. *Глинский М.Л. и др.* Гидрогеологический отчет: Гидрогеологические, гидрогеохимические и радиологические условия, Бештаугорский урановый рудник, прогноз изменения гидродинамических условий вследствие реабилитации, родниковый сток, мониторинг уровней и химического состава подземных вод. В 2-х книгах. «Гидроспецгеология». Кн. 1. Москва. 2011. ФГУНПП «Росгеолфонд».
4. Заключительный отчет о выполнении работ по теме Прогнозная оценка изменения гидродинамического режима подземных вод района горы Бештау в результате реабилитации территории бывшего госпредприятия «Алмаз» 2 этап Договор № Ц-ГИ/ИФ 03-1173-126/11 от 27.09.2011 г. в 2-х книгах. Книга 1. Текст отчета
5. *Сазонов И.Г., Коллеганова Д.А.* Неотектогенез и перспективы нефтегазоносности Минераловодского выступа и его северного обрамления // Вестник СевКавГТУ. Ставрополь: СевКавГТУ. 2007. № 4, (13). С. 38–40.
6. *Сазонов И.Г., Харченко В.М., Коллеганова Д.А.* Новейшие и современные тектонические движения в северной части транскавказского субмеридионального поднятия и их влияние на рудо- и нефтегазоносность // Разведка и охрана недр. 2009. № 3. С. 14–19.
7. *Соколова О.В., Королев И.Б., Поздняков С.П., Самарцев В.Н.* Прогноз изменения гидродинамических условий горы Бештау вследствие реабилитации объекта «Алмаз» // Разведка и охрана недр. 2013. № 6. С. 41–49
8. UNSCEAR, 2000. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation Sources and effects of ionizing radiation. In: Sources, vol. I. United Nations Publications, New York.
9. *Ciotoli G., Lombardi S. and Annunziatellis A.* Geostatistical analysis of soil gas data in a high seismic intermontane basin: Fucino Plain, central Italy. J. Geophys. Res. 2007. 112. B05407.
10. *Annunziatellis A., Beaubien S.E., Bigi S., Ciotoli G., Coltella M., Lombardi S.* Gas migration along fault systems and through the vadose zone in the Latera caldera (central Italy): implications for CO<sub>2</sub> geological storage. Int. J. Greenhouse Gas Control. 2008. 2. P. 353–372.

# КРЫМСКО-КОПЕТДАГСКАЯ ШОВНО-СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА: СТРОЕНИЕ, ТЕКТОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И МЕСТО В ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОЙ СТРУКТУРЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ

Л.М. Расцветаев<sup>1</sup>, А.В. Маринин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> независимый исследователь, г. Москва, gascv@mail.ru

<sup>2</sup> ИФЗ РАН, г. Москва, marinin@ifz.ru

Крымско-Копетдагская шовная система была выделена и описана [Расцветаев, 1971; 1973; 1977] в семидесятых годах прошлого столетия как единая прямолинейная трансрегиональная дизъюнктивно-складчатая зона концентрации взбросо-сдвиговых деформаций, протягивающаяся более чем на 3000 км в запад-северо-западном направлении от района г. Мешхед Хорасанской провинции Северо-Восточного Ирана до Крымско-Кавказской области Северного Причерноморья (рис. 1). Крымско-Копетдагская шовная система (ККШС) – крупнейшая пограничная структура между эпигерцинскими кратонами Сибири, Восточной, Центральной и Северо-Западной Европы на севере и Средиземноморско-Гималайским альпийским подвижным поясом на юге.

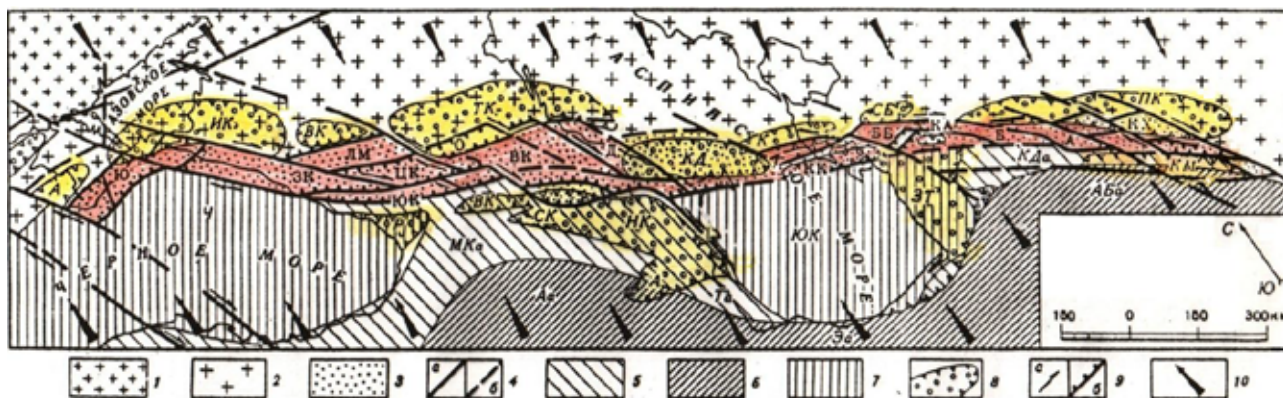
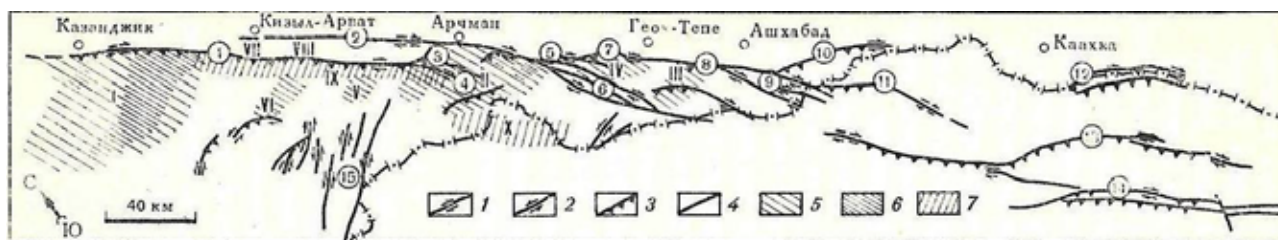


Рис. 1. Общая схема тектонического строения Крымско-Копетдагской шовно-складчатой системы. Показано расположение основных геоблоков и зон концентрации деформаций альпийского чехла в структуре системы (по [Расцветаев, 1973, 1977, 1987]).

1 – Восточно-Европейская докембрийская платформа; 2 – Скифско-Туранская эпигерцинская плита; 3 – внешняя зона Альпийского подвижного пояса (Крымско-Копетдагская шовно-складчатая система) и её основные блоки: Ю – Южно-Крымский, ЗК – Западно-Кавказский, ЦК – Центрально-Кавказский, ВК – Восточно-Кавказский, ЛМ – Лабино-Малкинский, О – Осетинский, ЮК – Южно-Кавказский, ББ – Большебалханский, Б – Бахарденский, А – Ашхабадский, КА – Кизыларватский, КХ – Каахкинский); 4 – зоны концентраций позднеальпийских деформаций (шовные зоны); 5-6 – внутренняя зона Альпийского подвижного пояса: 5 – Северная подзона (КДа – Копетдагский антиклинорий, Та – Тальшский антиклинорий, МКа – Антиклинорий Малого Кавказа и Восточного Понта), 6 – Южная подзона: Эа – антиклинорий Эльбурса, Аа – Анатолийский антиклинорий, Аба – Аладаг-Биналудский антиклинорий; 7 – впадины внутренних морей внутри Альпийского подвижного пояса: Ч – Черноморская, ЮК – Южно-Каспийская; 8 – позднеальпийские предгорные и межгорные прогибы, заполненные кайнозойскими молассами: А – Альминский, ИК – Индоло-Кубанский, ВК – Восточно-Кубанский, ТК – Терско-Каспийский, К – Красноводский, СБ – Северо-Балханский, ПК – Предкопетдагский, КМ – Кучано-Мешхедский, ЗТ – Западно-Туркменский, КК – Келькёрский, Р – Рионский, ВК – Верхне-Куринский, СК – Средне-Куринский, НК – Нижне-Куринский, А – Нижне-Араксинский; 9 – направление установленных или предполагаемых сдвиговых (а) или взбросо-надвиговых (б) перемещений; 10 – предполагаемое направление максимальных сжимающих усилий в кайнозое

Структурное выражение этой межрегиональной шовной зоны весьма разнообразно в разных её звеньях. **Копетдагское звено** – сочетание субширотных структур горизонтального сжатия с диагональными структурами правого сдвига, образующих серию «горизонтальных ступеней», определяющих структурный рисунок Главного Копетдагского разлома и связанной с ним Передовой зоны Копетдага (рис. 2). Вдоль каждой такой ступени происходит горизонтальное смещение блоков Передовой зоны в северо-западном направлении, которое частично компенсируется зонами поперечной («диагональной») складчатости локального ранга (Чулинская, Арчман-Нухурская и др.), а частично накапливается вдоль всей Северо-Копетдагской шовной зоны, что приводит к формированию на северо-западе всей Копетдагской складчатой области своеобразного структурного сооружения – «зоны диагональной складчатости Северо-Западного Копетдага»

[Расцветаев, 1966; Копп, Расцветаев, 1972; Расцветаев, 1973]; помимо целой системы линейных складок северо-восточного простирания, слагающих большую часть Западного Копетдага, сюда входят и покровно-надвиговые структуры Пароундага и Кюрендага, Малого Балхана и Межбалханского коридора.



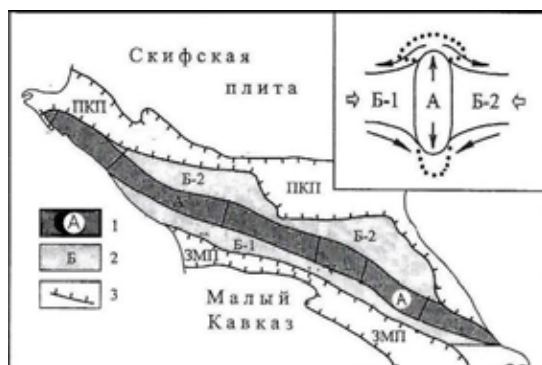
**Рис. 2.** Схема расположения сдвиговых разрывов и зон диагональной складчатости на Копетдаге (по [Расцветаев, 1973]).  
 1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – надвиги и взбросы; 4 – разрывы с неустановленным характером перемещения; 5 – зоны леводиagonalного сжатия; 6 – зоны особенно сильно сжатых леводиagonalных складок; 7 – зоны праводиagonalного сжатия. Цифрами в кружках показаны названия главнейших систем разрывов: 1 – Главный разрыв Западного Копетдага, 2 – Кизыларватский разрыв, 3 – Келятинская диагонально-надвиговая зона, 4 – Нухурская зона сдвигов, 5 – Актепинская ступень Главного разрыва, 6 – Гермабская сдвиговая зона, 7 – Келятинская ступень Главного разрыва, 8 – Маркоуская ступень Главного разрыва, 9 – Асельминская сдвиговая зона, 10 – Гяурсадагский взброс, 11 – Дорунгерская предполагаемая ступень Главного разрыва, 12 – Келатская надвиговая зона, 13 – Центральная надвиговая система Восточного Копетдага, 14 – Южная надвиговая система Восточного Копетдага, 15 – Каракалинская зона левых сдвигов. Римские цифры – наименования зон диагонального сжатия: I – зона диагональных складок Северо-Западного Копетдага, II – Арчман – Нухурская зона складок; III – Душак-Маркоуский вал и Чулинская зона смятия; IV – Бакчинская зона смятия, V – Хосардагский диагональный вал, VI – Тройский диагональный вал, VII – Кизыларватская зона диагонального смятия, VIII – Чемелинская диагональная перемычка

**Каспийско-Балханский отрезок ККШС** представляют три структурных шва: Прибалханско-Апшеронский, Балхан-Кубадагский и Средне-Каспийский. Кулисная ориентация диапироподобных субширотных складок новейшего чехла, диагональное сочленение субширотного Красноводского надвига с Джебельским правым сдвигом северо-западного простирания, и наличие «горизонтальных ступеней» в структурном рисунке гравитационного поля Среднего Каспия – позволяют предполагать, что и на этом отрезке ККШС субширотные структуры меридионального горизонтального сжатия сочетаются с диагональными структурами правого сдвига.

**Большой Кавказ** – линейная складчато-дизъюнктивная система, вытянутая в запад-северо-западном направлении более чем на 1500 км при ширине в 50-150 км. Складчатая система Большого Кавказа представляет собой мегарегиональную зону концентрации альпийских деформаций горизонтального сжатия и правого сдвига, сформировавшуюся в условиях общего субмеридионального сжатия и укорочения земной коры. Она состоит из пяти нечетко обособленных сегментов, отличающихся друг от друга как своим простиранием, так и морфолого-кинематическим габитусом. Сегменты северо-западной ориентировки (Западно-Кавказский, или Причерноморский; Центрально-Кавказский; Восточно-Кавказский, или Прикаспийский) характеризуются транспрессивным стилем структурного рисунка с отчетливыми признаками правосдвиговой деформации (диагональные правые сдвиги, горизонтальные флексуры и изгибы осей складок, фестончатые складки и кулисно построенные зоны сдвиговых деформаций) и разделены Лабино-Кубанским и Ардоно-Аргунским сегментами, сложенными субширотными системами линейных складок и взбросо-надвиговых структур. В общем структурном рисунке Большого Кавказа эти чередующиеся сегменты образуют три крупные «горизонтальные ступени» – Западно-, Центрально- и Восточно-Кавказскую.

Вместе с тем, в альпийской структуре Большого Кавказа отчетливо проявляется и продольная тектоническая зональность, отражающая как историю геологического развития мезозойско-палеогенового задугового Кавказского прогиба, так и особенности распределения орогенических деформаций в процессе формирования позднеальпийского складчатого сооружения. Продольная тектоническая зональность Большого Кавказа определяется, прежде всего, разной степенью горизонтального сжатия и тектонического перемещения литосферных масс в процессе альпийской складчатости. Наиболее сжатой и

сложнодислоцированной является узкая (20-60 км) протяженная (1100 км) **Осевая мезагона** (рис. 3), в структуре которой резко доминируют содвиговые системы, согласные с генеральным простиранием кавказской складчатости: зоны концентрации трещин сплющивания, содвиговые швы и системы “кливажных дизъюнктивов сжатия” и сопровождающих их “вязких” разрывов, коллизионные швы и шовные зоны, зоны расланцевания и зоны смятия, а в породах метаморфического фундамента – узкие зоны катаклазитов, бластомилонитов и филлонитов. Все эти зоны чрезвычайно сильно линейризованы и, как правило, субвертикальны. Они сопровождаются поперечными к ним системами растяжения, выраженными зонами отрывов, сбросов и системами магматической проницаемости. Содвиго-раздвиговый парагенезис дизъюнктивных зон осевых частей Кавказа осложнен диагональными и продольными к ним сдвиговыми нарушениями. Наиболее крупные из содвиговых глубинных разломов – Тырнаузская, Южно-Штулинская, Гвелетская, Бурон-Ларсская шовные зоны и Приводораздельная система субвертикальных дислокаций, сопровождающая зону Главного Кавказского разлома. На южном склоне Б.Кавказа развиты взбросо-надвиговые, а еще южнее – покровные структуры; последние могут быть связаны как с выполаживанием фронтальных частей надвиговых пластин, так и с выжиманием материала из содвиговых шовных зон осевых частей Б. Кавказа. Большая часть всех этих структур сформировалась в условиях субмеридионального (реже – северо-восточного) горизонтального сжатия и укорочения земной коры.



**Рис. 3.** Содвиговая модель Большого Кавказа. Схема общей структурно-деформационной зональности Большого Кавказа: 1 – осевая зона (А) Большого Кавказа; 2 – южная (Б-1) и северная (Б-2) краевые зоны; 3 – краевые прогибы – Предкавказские предгорные (ПКП) и Закавказские межгорные (ЗМП). На врезке показан обобщенный тектодинамический и геокинематический поперечный разрез осевой зоны позднеальпийского горно-складчатого сооружения Большого Кавказа – принципиальная схема: А – область интенсивного развития содвиговых деформаций; Б-1 и Б-2 – тектонически деформированные краевые части сближающихся плит, не вовлеченные в активный содвиговый процесс. Стрелки отражают преобладающее направление перемещения масс, а пунктиром и точками показаны выжатые из содвиговой зоны литосферные массы, впоследствии уничтоженные процессами поверхностной и глубинной эрозии

Вдоль содвиговых зон идет интенсивное расплющивание материала и его тектонический транспорт в стороны и/или по вертикали, происходит схождение противоположащих крыльев. Маловязкие включения и блоки, крутозалегающие структуры и слои расплющиваются и утоняются, превращаясь в субвертикальные линзовидные пластины – будины и мегалитоны, разделенные притертыми швами, зонами расланцевания и тектонического меланжа; происходит как бы всеобщее (и на разных структурных уровнях) раскливаживание осевой мезагоны. Наряду с расплющиванием горных пород, характернейшей особенностью содвигового типа деформаций является тектоническое течение горных масс вдоль содвиговой зоны (как в вертикальном, так в горизонтальном или косых направлениях). Образующиеся при этом структуры течения и нагнетания (тектонические потоки, зоны вращения, области тектонического сгущивания – ядра нагнетания, вертикальные и горизонтальные диапиры) имеют различную ориентировку кинематических и тектодинамических осей, разнообразную конфигурацию и масштабы проявления – от микроскопического до регионального; в последнем случае эти структуры сильно влияют на общий облик структурного рисунка.

Более глубокие горизонты литосферы также испытывают субмеридиональное сжатие (об этом говорят исследования фокальных механизмов в очагах местных землетрясений), однако структурно-геологическая реализация этого сжатия трактуется разными исследователями весьма различно. В рамках традиционной тектоники плит многие исследователи связывают субмеридиональное укорочение литосферы с предполагаемой здесь зоной континентальной субдукции, наклоненной под Б.Кавказ. Согласно этой *субдукционно-поддвиговой* модели, северные зоны Б.Кавказа имеют аллохтонную природу и залегают в висячем крыле грандиозного регионального поддвига, отделяющего Черноморско-Закавказскую плиту от Северо-Кавказской. Другая структурно-геологическая модель, именуемая нами *контракционно-содвиговой*, рассматривает осевую часть Б.Кавказа в качестве крупной рубцовой зоны, круто уходящей вглубь литосферы и разделяющей обе сближающиеся плиты [Расцветаев, 1996, 2007]. Из этой зоны гигантского содвига в обе стороны (хотя и неравномерно) выжимаются клинья сильно деформированных пород, слагавших некогда Большекавказский задуговой окраинный бассейн и образующих теперь как бы ветви «структуры пальмового дерева» (или «цветковой структуры»), обрамленной системами выжатых из рубцовых содвиговых зон тектонических покровов и сопровождающих их олистостром и кайнозойских моласс.

Данные спутниковой геодезии свидетельствуют, что наряду с неравномерным, но устойчивым воздыманием горной области Б.Кавказа и столь же постоянным погружением смежных с ним прогибов у нас на глазах происходит, по данным GPS-наблюдений, значительное (до 5-7 мм/год) сближение Закавказской и Предкавказской наклонных равнин (дополним, что сближение Северного Закавказья с Южным составляет еще 10-12 мм/год). Устанавливаются также современные центробежные смещения отдельных геоблоков внутри Б.Кавказа в разные стороны от зоны Транскавказского поперечного поднятия, к периклиналям горноскладчатого сооружения (что отражает процесс тектонического расплющивания Большекавказского орогена под действием бокового тангенциального сжатия); скорость этого «тектонического растекания» достигает 3-5 мм/год. Приведенные выше данные, на наш взгляд, свидетельствуют о формировании позднеальпийской структуры рассматриваемого сектора ЮЗ Евразии в условиях общего субмеридионального сжатия и неравномерного (как в пространстве, так и во времени) субдолготного укорочения литосферы, вызывающих поперечное сжатие тектоническое течение горных масс с формированием структур сжатия и сдвига разных тектодинамических рангов.

Основываясь на реальных особенностях геологического строения и позднекайнозойской геологической истории Большого Кавказа и перикавказских осадочных бассейнов, мы попытались (используя принцип исследования тектоно-седиментационного баланса литосферных масс, перемещаемых в процессе орогенеза [Расцветаев, 2000]) оценить суммарную амплитуду и среднюю скорость позднеальпийского горизонтального сближения Северокавказской и Закавказской плит в зоне Большекавказского содвига. Для этого был подсчитан суммарный объем корового вещества, выдавленного из содвиговой системы Большого Кавказа вниз (сиалический «корень»), вверх (горные массивы, выжатые покровы и продукты их размыва – олистостромы и молассы) или вбок (линеаризация складчатого сооружения за счет проградации осевой содвиговой зоны; сгуживание части выжатых тектонических масс на периклинальных окончаниях складчатого сооружения с образованием горизонтальных диапиров и систем поперечных надвигов и складок). Исходя из реального распределения мощностей позднекайнозойских олистостромовых и молассовых толщ в обрамляющих Б.Кавказ прогибах, из конфигурации горного рельефа и геофизических данных о мощности земной коры, суммарный объем горных масс, удаленных из зоны содвижения, можно оценить в 4 млн. куб. км. Цифра эта, однако, сильно преуменьшена: оценка современного твердого стока в устьях Терека, Кубани, Куры и Риона и сопоставление их с твердым стоком в устьях Волги и Дона [Михайлов, 1997] позволяет полагать, что большая часть позднекайнозойских осадков Восточно-Черноморской, Средне-Каспийской и Южно-Каспийской впадин также имеет кавказское происхождение, так что реальный объем извлеченных из недр Большого Кавказа горных масс может быть существенно больше.



Принимая длину осевого глубинного содвигу 1000 км, среднюю мощность верхней коры 20 км и длительность позднеальпийского орогенного этапа 50 млн. лет, получаем общую величину сближения крыльев Большекавказской зоны глубинных содвигов за весь орогенный этап 200-500 км при средней скорости содвижения 0,6-1 см/год. По данным [Баженов, Буртман, 1990], суммарное послемеловое сближение палеомагнитных широт Дагестана и Армении составило  $600 \pm 350$  км, а средние скорости перемещения литосферных плит в этом регионе не превышают 1-2 см/год. Таким образом, общая амплитуда и средняя скорость закрытия Большекавказской содвиговой зоны соизмеримы с полученными другими методами параметрами схождения литосферных плит, хотя и несколько им уступают.

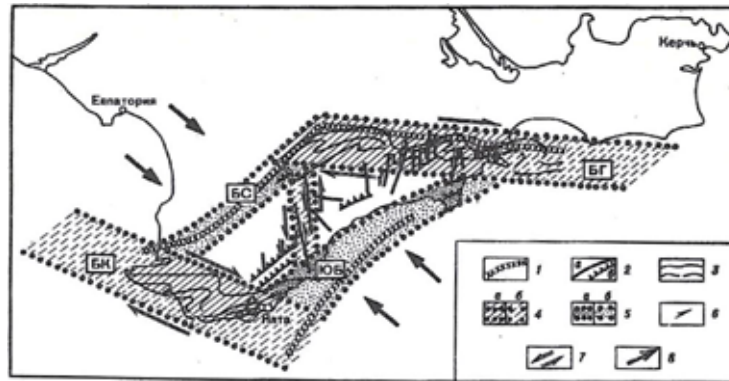


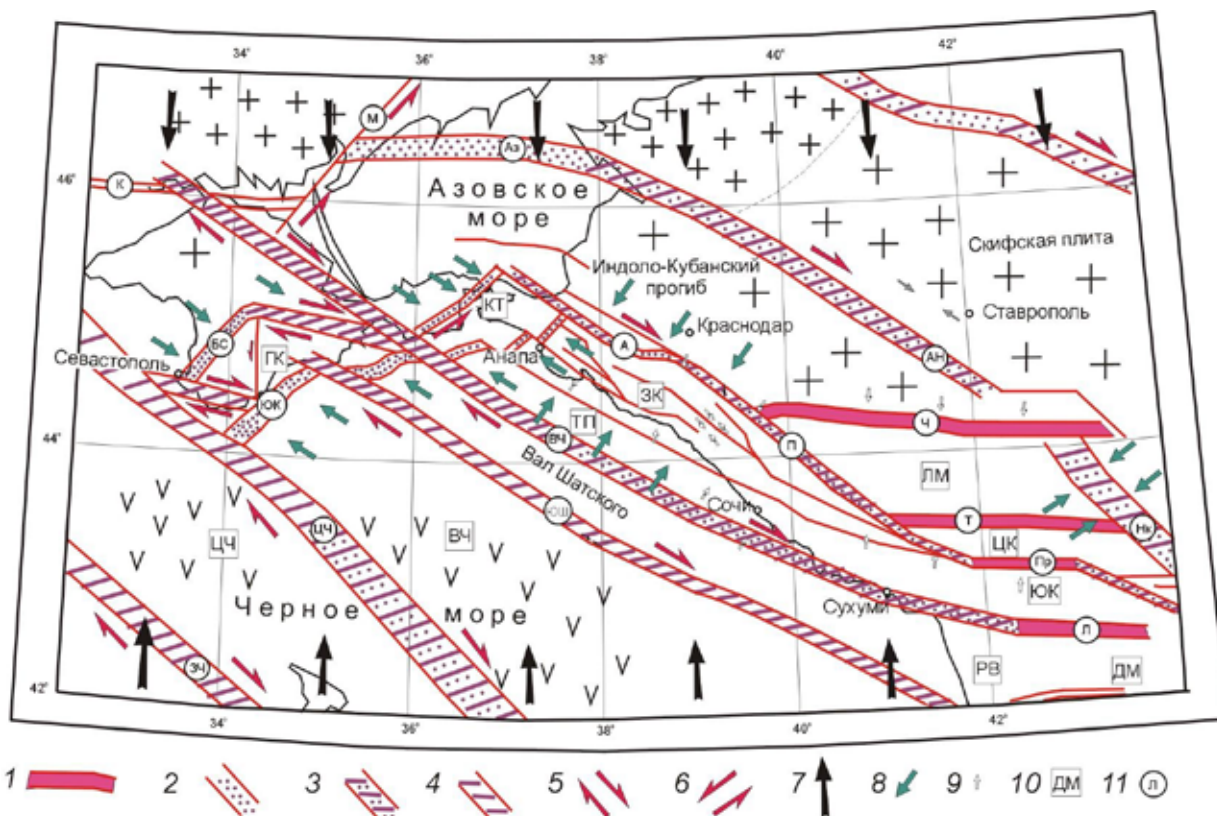
Рис. 4. Основные зоны концентрации деформаций Горного Крыма [Расцветаев, 1977].

1 – глубинные швы, фиксируемые сейсморазведкой и гравиметрией; 2 – геологические разрывы, картируемые на поверхности (а – сдвиги, сбросо-сдвиги, сбросы; б – надвиги, взбросы); 3 – выборочные слоевые линии в зонах мелкой складчатости; 4 – зоны концентрации сдвиговых и взбросо-сдвиговых деформаций (БГ – Белогорская, БК – Балаклавская); 5 – зоны концентрации взбросо-надвиговых деформаций (ЮБ – Южнобережная, БС – Бахчисарайская); 6 – направление относительного перемещения крыльев отдельных сдвиговых разрывов; 7 – направление предполагаемого горизонтального перемещения крупных блоков земной коры вдоль зон концентрации сдвиговых деформаций; 8 – предполагаемая ориентировка вектора максимального бокового сжатия в позднеальпийское время

Для приблизительной оценки амплитуды правосдвигового смещения южного крыла ККШС на северо-запад большое значение имеет анализ складчато-дизъюнктивной структуры самого западного, **Крымско-Таманского звена** этой системы (рис. 5). Здесь мы опять находим сложно построенную систему диагональных складок и разрывов северо-восточного простирания (аналогичную зоне диагональных складок Северо-Западного Копетдага) и торцовое её сочленение с крупными сдвиговыми швами северо-западного простирания (Южнобережно-Крымский глубинный надвиг, Лозовская и ряд других покровно-надвиговых структур Горного Крыма, складчатые цепи и глубинные разломы швы Керченско-Таманский депрессии). Учитывая значительную амплитуду Южнобережного глубинного надвига Горного Крыма на Черноморскую впадину [Расцветаев, 1977] и серию покровно-надвиговых структур мезозойского ядра Горного Крыма, а также серию крутых диапироподобных складок и глубоких тектонических швов Керченско-Таманской депрессионной зоны – суммарную амплитуду горизонтального перемещения южного крыла рассматриваемой шовной системы на северо-запад можно оценивать как минимум в несколько десятков километров.

По нашим представлениям, западнее Крымского полуострова происходит сочленение двух крупнейших дизъюнктивных систем Западной Евразии: Балтийско-Иранской и Крымско-Копетдагской. Первая [Расцветаев, 1977, 1980] с идеальной прямолинейностью протягивается на 7,5 тыс. км по азимуту  $140^\circ$  от полуострова Ютландия до полуострова Оман и включает следующие звенья: Балтийско-Подольское (линию Торнквиста и Предкарпатский шов), Черноморское (Центрально-Черноморский и Западно-Черноморский швы вместе с заключенным между ними межразломным блоком – рис. 5) и Иранское (северо-западные звенья Великого Анатолийского разлома, шовные зоны Внешнего и Внутреннего Загроса). Морфология этой крупнейшей шовной системы Западной Евразии свидетельствует о правосдвиговой альпийской деформации; об этом же говорит

праводиагональная ориентировка разломной зоны по отношению к генеральному простираению Альпийского пояса Южной Европы, а также резкий правобоковой отход вдоль этой зоны как северной (на 1500 км), так и южной (на 3000 км) границ Альпийского пояса со смежными платформами. Такой отход вряд ли следует считать следствием простого сдвигания уже сформированной структуры первоначально единого складчатого пояса; скорее здесь следует предполагать изначальную кулисность заложения западного и восточного звеньев Альпийского пояса Юго-Западной Евразии вдоль более древней диагонально-сдвиговой шовной зоны трансформного типа, контролировавшей распределение напряжений и структур уже на стадии заложения Альпийского пояса. Разная ширина Альпийской складчатой зоны по обе стороны от этого глобального шва может свидетельствовать как о различиях первоначальной ширины Тетиса, так и о разной степени его последующего поперечного сжатия. Во всех перечисленных случаях несомненной остается важнейшая структуроконтролирующая роль Балтийско-Иранского суперлинеамента в структуре Юго-Западной Евразии и значительные правосдвиговые деформации вдоль этой зоны. Севернее ККШС и почти параллельно ей, но уже в пределах эпигерцинского Евразийского картонa, располагается так называемая «линия Карпинского» – протянувшаяся более чем на 10000 км зона концентрации герцинских деформаций, частично регенерированная в киммерийскую и альпийскую орогенические эпохи.



**Рис. 5.** Тектодинамическая схема западной части Крымско-Копетдагской шовной системы.

1-4 структурно-геодинамический тип дизъюнктивных зон: 1 – сжатия (сдвигового типа), 2 – сжатия (при субгоризонтальной ориентировке промежуточной оси или оси максимального сжатия в ортогонально этим зонам), 3 – сжатия и сдвига, 4 – сдвига; 5-6 компоненты относительных сдвиговых смещений: 5 – правосторонняя, 6 – левосторонняя; 7-9 – направление максимального сжатия: 7 – глобального уровня, 8 – регионального уровня, 9 – локального уровня; 10 – крупные элементы тектонической структуры (буквы в квадратах): ВЧ – Восточно-Черноморская впадина, ГК – Горный Крым, ДМ – Дзирульский массив, ЗК – Западный Кавказ, ЛМ – Лабино-Малкинская зона, РВ – Рионская впадина, ТП – Туапсинский прогиб, ЦК – Центральный Кавказ, ЦЧ – Центрально-Черноморская впадина, ЮК – Южное крыло (южная мегазона) Большого Кавказа; 11 – региональные дизъюнктивные зоны (буквы в кружках): А – Ахтырская, Аз – Азовская, АН – Армави́ро-Невинномысская, БС – Бахчисарайская, ВЧ – Восточно-Черноморская, ЗЧ – Западно-Черноморская, К – Канкринитская, Л – Лечхумская, М – Молочанская, Нк – Нальчикская, П – Пшекишская, Пр – Приводораздельная, Т – Тырныаузская, Ч – Черкесская, ЮК – Южно-Крымская, ЦЧ – Центрально-Черноморская, ЮШ – южное ограничение вала Шатского

Выделение и первоначальное описание Крымско-Копетдагской шовной системы относится к семидесятым годам прошедшего столетия. За последующие сорок с лишним лет на этой и прилегающей к ней территории были проведены значительные геологические, геофизические, сейсмологические, геодинамические и иные исследования, детализирующие, подтвердившие и во многом уточнившие намеченные ранее черты строения, геологического развития, условий формирования и структурно-тектонические особенности слагающих эту территорию частей Альпийского орогенического пояса. Здесь проведены специализированные структурно-геологические исследования на основе изучения парагенетических ассоциаций структурных форм разного ранга и геолого-кинематического типа (зеркал скольжения, трещин скалывания и отрыва, стресс-стилолитов и др.) с применением структурно-парагенетической, кинематической и катакластической методик тектодинамического анализа. В результате этих исследований [Гущенко и др., 2003; Маринин и Расцветаев, 2008; Маринин, 2013; Маринин и Сим, 2015; Маринин и Тверитинова, 2017; Расцветаев, 1973, 1977, 1987; Расцветаев и др., 1987, 2010] было установлено, что общая тектодинамическая обстановка субмеридионального сжатия и локальные поля напряжений северо-западного и северо-восточного субгоризонтального сжатия контролируют формирование как региональных, так локальных структур разного порядка на всех звеньях исследуемой шовной системы. На сводных диаграммах кинематической трещиноватости для зоны Главного Копетдагского разрыва в Южной Туркмении отмечается резкое преобладание правых сдвигов северо-западного простирания, подчиненное количество левых сдвигов север-северо-восточного простирания и пологих надвигов запад-северо-западного направления. При этом наряду с системой меридионального горизонтального сжатия наблюдаются отчетливые следы горизонтального сжатия север-северо-восточного направления («праводиагональные»), направленные поперек Главного Копетдагского разлома. Интересно, что следы меридионального горизонтального сжатия фиксируются почти повсеместно – даже тогда, когда замеры производятся в структурах северо-западного или северо-восточного простирания.

Сейсмологические данные последнего тридцатилетия, анализ и обобщение которых недавно были проведены в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН на базе созданного здесь «Объединенного каталога механизмов очагов землетрясений», также убедительно подтверждают, что земная кора Большого Кавказа, Западной Туркмении и Восточного Причерноморья в большей части находится в общем режиме субмеридионального горизонтального сжатия [Ребецкий, 2020]. Имеющиеся в этом каталоге данные по 227 землетрясениям магнитудой от 3.0 до 6.5 и с глубиной очага от 5 до 60 км, произошедшие за последние 70 лет на территории «Кавказского региона» (почти совпадающего с Крымско-Копетдагской шовной системой) показывают, что взбросы составляют 37 %, сбросы – 13 %, взрезы 7 %; сдвиги, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги – 43 % от всех реализованных в очагах землетрясений дизъюнктивных нарушений, причем ориентировка осей главных напряжений максимального сжатия повсеместно субмеридиональная, а девиаторного растяжения – как правило, субширотная (обстановка горизонтального сдвига) или, реже, – субвертикальная (обстановка горизонтального сжатия).

Геолого-геофизические исследования (МОВЗ, МТЗ, ММЗ, а также магнитометрические и гравиметрические измерения), проведенные за последние три десятилетия, установили несколько важных особенностей глубинного строения Большого Кавказа и смежных с ним складчатых сооружений: 1) Крупные шовные зоны (Владикавказская, Пшекиш-Ахтырская, Приводораздельная, Лечхумо-Кахетинская и ряд более мелких) прослеживаются на большую глубину, достигающую 50-75 км [Шемпелев и др., 2001; Рогожин и др., 2015, 2019] как зоны пониженных скоростей сейсмических волн и, как правило, повышенной электропроводности; 2) Осевая часть складчатого сооружения Большого Кавказа также, как правило, характеризуется резким понижением  $V_s$  и  $V_p$ , а также потерей субгоризонтальных площадок корреляции отраженных волн. Эти данные находятся в тесной корреляции с наблюдаемой на поверхности резко повышенной степенью деформированности горных пород, обычно достигающей высших (6-10) тектонофаций по классификации Е.И. Паталахи;

3) Сейсмотомографические исследования Кавказа [Koulakov et al., 2012] выявляют крутонаклонные зоны низкоскоростного вещества верхней мантии, которые прослеживаются до глубин 400-500 км и отделяют высокоскоростную литосферу Евразийской плиты от сложно построенных литосферных блоков Аравийской плиты, Анатолии, Малого Кавказа и Грузинской глыбы.

Совокупность геолого-геофизических и структурно-геологических данных позволяет считать приосевые зоны Большого Кавказа чрезвычайно сильно дислоцированными и, возможно, сильно флюидизированными участками литосферы, способными в условиях бокового горизонтального сжатия к активной содвиговой деформации, вязко-пластическому расплющиванию, перемещению и растеканию деформируемых пород. Анализ глубинной структуры приосевых зон Большого Кавказа приводит ряд исследователей [Расцветаев, 2002; Расцветаев и др., 2011; Патина и др., 2017] к представлениям о наличии здесь «цветковых структур», прослеживающихся до глубин 60-100 км. В отличие от Центрального (Кавказского) звена Крымско-Копетдагской шовной системы, структура ее западного и, в особенности, восточного звеньев не испытала столь глубоких и интенсивных тектонических деформаций, а деформированность восточного звена редко достигает даже средних тектонофаций. Позднеальпийская структура Копетдага и Копетдаг-Балханской шовной зоны – яркий пример «сколовой тектоники» [Расцветаев, 1973]: наблюдаемые здесь разрывные нарушения – сдвиги, надвиги, взбросо-сдвиги, сдвиго-надвиги, сбросо-сдвиги и многочисленные трещины скола – сформированы как структуры упруго-хрупкого разрушения в соответствии с «законом скалывающих напряжений» [Горшков, 1947]. Совершенно другой тип реологического поведения горных пород реализуется в Осевой мегазоне Большого Кавказа. Содвиговые структуры, определяющие морфологический тип альпийских деформаций центрального звена Крымско-Копетдагской шовной системы, свидетельствуют о важной роли вязко-пластических деформаций в формировании позднеальпийской структуры этой части ККШС («тектоническое течение» А.В. Лукьянова [1991, 1999], «рейдная тектоника» М. Рейнера [1947] и М.Г. Леонова [2008]). Представляется, что значительную роль в формировании эффективных реологических свойств разных участков литосферы играют изменения флюидно-газового и теплового режима этих участков, а также энергетические и другие особенности тектодинамической обстановки в разных звеньях рассматриваемой шовной системы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке госзадания ИФЗ РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса. Карпаты – Кавказ – Памир. М.: Наука. 1990. 167 с.
2. Горшков Г.П. Дизъюнктивная тектоника Копет-Дага и закон скалывающих напряжений // Вестник Моск. гос. ун-та. № 1. 1947. С. 103–115.
3. Гущенко О.И., Копп М.Л., Корчемагин В.А., Леонов Ю.Г., Макаров В.И., Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Белобородов Д.Е., Егоров Е.Ю., Зыков Д.С. Продольные волны дизъюнктивных деформаций юго-восточной части Русской плиты и ее горного обрамления // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС. 2003. Т. 1. С. 173–176.
4. Копп М.Л., Расцветаев Л.М. О времени формирования диагональных складок Западного Копетдага. // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1972. № 11. С. 135–138.
5. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры // Труды ГИН РАН. М.: Наука. 2008. В. 575. 457 с.
6. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.
7. Лукьянов А.В. Нелинейные эффекты в моделях структурообразования // Проблемы геодинамики литосферы (ред. А.В. Лукьянов). Труды ГИН РАН. М.: Наука. 1999. В. 511. С. 253–287.
8. Маринин А.В. Тектонофизические исследования Семисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ) // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4, (4). С. 461–484.

9. *Маринин А.В., Расцветаев Л.М.* Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 191–224
10. *Маринин А.В., Сим Л.А.* Новейшее напряженное состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника. 2015. № 5. С. 62–77.
11. *Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Строение Туапсинской сдвиговой зоны по тектонофизическим данным // Вестник МГУ, сер. геол. 2016. №1. С. 41–55.
12. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС. 1997. 413 с.
13. *Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П.* Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизийный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17–30.
14. *Расцветаев Л.М.* Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой // Геотектоника. 1966. № 3. С. 93–108.
15. *Расцветаев Л.М.* О роли взбросо-сдвиговых деформаций в альпийской структуре Крымско-Копетдагской шовной системы // VI отчетн. конф. геол. ф-та. М.: Изд-во МГУ. 1971. С. 88–89.
16. *Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ. 1973. В. 5. С. 57–107.
17. *Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука. 1977. С. 95–113.
18. *Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука. 1980. С. 145–197.
19. *Расцветаев Л.М.* Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С. 69–96.
20. *Расцветаев Л.М.* Содвиги в позднеальпийской структуре Большого Кавказа. // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. Программа и тезисы XXIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 1996. С. 118–120.
21. *Расцветаев Л.М.* Об определении параметров горизонтального сокращения литосферы, связанного с развитием глубинных содвиговых зон (к постановке задачи) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2000. С. 417–420.
22. *Расцветаев Л.М.* Некоторые актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ. 2002. С. 333–373.
23. *Расцветаев Л.М.* Альпинотипные орогены: контракционно-сдвиговая модель // «Фундаментальные проблемы геотектоники» (материалы XI Тектонического совещания). М.: ГЕОС. 2007. Т. 2. С. 129–133.
24. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. № 5. С. 31–40.
25. *Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Большой Кавказ: современная структура и альпийская тектодинамика // Материалы Международной конференции «Современное состояние наук о Земле». М.: МГУ. 2011. С. 2240–2245.
26. *Ребецкий Ю.Л.* Современное напряженное состояние коры Кавказа по данным объединенного каталога механизмов очагов землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, (1). С. 17–29.
27. *Рейнер М.* Десять лекций по теоретической реологии. М.: ОГИЗ-Гостехиздат. 1947. 134 с.
28. *Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Харазова Ю.В., Степанова М.Ю., Chen J., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С., Сысолин А.И.* Глубинное строение Анапской флексурно-разрывной зоны, Западный Кавказ // Геотектоника. 2019. № 5. С. 3–11.
29. *Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Заалишвили В.Б., Степанова М.Ю., Андреева Н.В., Харазова Ю.В.* Новые данные о глубинном строении, тектонике и геодинамике Большого Кавказа // Докл. РАН. 2015. Т. 462, (3). С. 356–359.
30. *Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У.* Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе – Армавир // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 2001. Т. 2. С. 316–320.
31. *Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I. and Meskhia V.* Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // Solid Earth. 2012. 3. P. 327–337.

# ПОЛОЖЕНИЕ И ТЕКТОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ИНЪЕКТИВНЫХ СТРУКТУР БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ГОРНОГО КРЫМА

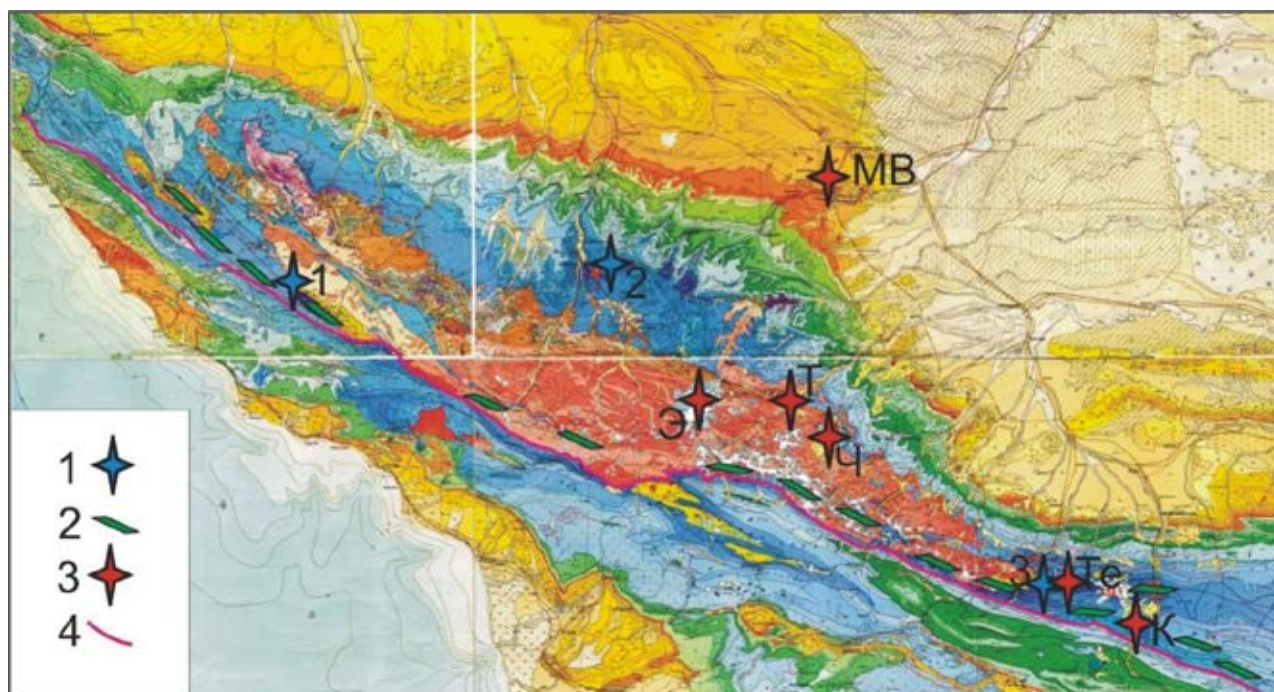
Т.Ю. Тверитинова

Геологический ф-т МГУ, Москва, [tvertat@yandex.ru](mailto:tvertat@yandex.ru)

## Введение

В складчатых областях широко распространены малые интрузивные и субвулканические тела (штоки, лакколиты, диапиры, дайки, силлы) различного состава. В общем случае можно выделить три типа малых интрузивных тел. Во-первых, это "плоские" тела – дайки, заполняющие трещины. Тела такого типа можно назвать "трещинными". К плоским телам относятся также силлы, формирование которых связано с наличием в осадочной толще ослабленных зон на контактах слоев. Вторым широко распространенным типом интрузивных и субвулканических тел являются массивы "линейной" формы (штоки, некки, жерловины), являющиеся результатом заполнения магматическим расплавом своеобразных каналов – столбообразных проницаемых зон на пересечении преимущественно крутопадающих дизъюнктивов. Тела такого типа логично назвать "канальными". Для них характерно преимущественно субвертикальное залегание, но в принципе, они могут быть и пологими. К третьему типу относятся массивы, близкие по своей объемной форме к изометричным, что-то типа небольших очагов или "капель". Их формирование обычно связано с заполнением приоткрытых полостей в узлах пересечения нескольких дизъюнктивных зон или дизъюнктивных зон с ослабленными зонами другого типа (при существенной неоднородности разреза). Для малых тел такого рода предлагается название "очаговые" или "узловые". Тела различной морфологии часто бывают связаны между собой, образуя сложные системы пересекающихся даек и силлов, на пересечении которых могут возникать и "очаговые" структуры.

Некоторые особенности инъективных образований рассмотрены на примере известных юрских и кайнозойских магматических тел Большого Кавказа (рис. 1) и Горного Крыма. Для части из них есть данные по распределению трещиноватости.



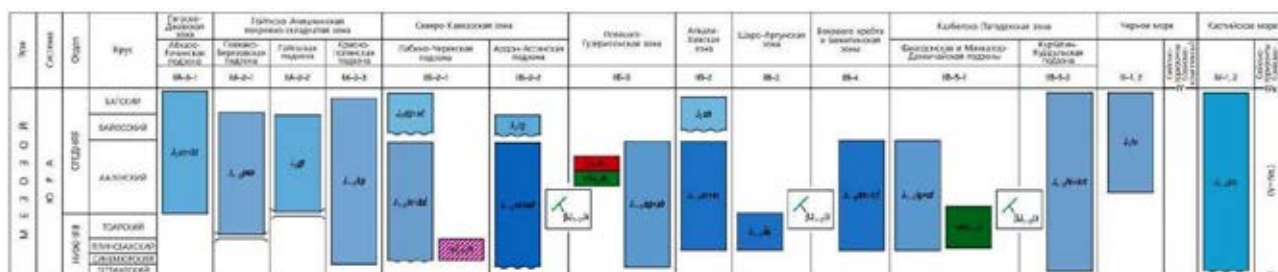
**Рис. 1.** Юрские и кайнозойские магматические комплексы на фрагменте геологической карты Кавказа м-ба 1:500 000 под ред. Г.Д. Наливкина (1976).

Условные обозначения: 1 – юрские магматические комплексы (1 – санчаро-кардывачский, 2 – маринский, 3 – фиэгдонский); 2 – Казбекский дайковый пояс; 3 – позднекайнозойские магматические центры (МВ – Минераловодский, Э – Эльбрусский, Т – Тырныаузский, Ч – Чегемский, Те – Теплинский, К – Казбекский); 4 – Главный надвиг Большого Кавказа.

## Большой Кавказ

На Северном Кавказе к малым инъективным структурам относятся несколько групп гипабиссальных и субвулканических тел, связанных с проявлением в регионе юрского и кайнозойского магматизма. Наиболее известными являются мезозойские субвулканические штоки и дайки Маринского вулканического комплекса, Казбекский дайковый комплекс, миоценовые "лакколиты" Пятигорья, а также позднекайнозойские субвулканические и жерловые тела Эльбрусского, Верхне-Чегемского и Казбекского вулканических комплексов.

*Юрская палеогеодинамика* Большого Кавказа определялась формированием в лейасе–раннем аалене в южной части Скифской плиты, являвшейся в это время пассивной окраиной океана Тетис, рифтогенного трога и более поздними позднеааленско–байосскими субдукционными процессами на этой же, но уже активной окраине [Большой Кавказ..., 2007]. Возможно активная континентальная окраина была уже в лейасе [Снежко, 2015]. По современным представлениям в осевой зоне Большого Кавказа к раннеюрским магматическим образованиям относятся синемюр–плинсбахский маринский дацит-андезитовый вулканический комплекс Лабино-Малкинской зоны, лейас–раннеааленский фиагдонский перидотит-габбровый вулканический комплекс Казбего-Лагодехской зоны, ранне-среднеюрский Лаурско-Казбекско-Кахетинский латеральный ряд дайковых комплексов всей осевой зоны Большого Кавказа и ааленский санчаро-кардывачский габбродиорит-гранитовый плутонический комплекс Псеашхо-Гузерицкой зоны (рис. 2) [Лаврищев и др., 2011].



**Рис. 2.** Фрагмент схемы корреляции картируемых подразделений Госгеолкарты РФ м-ба 1:1 000 000 К–37, К–38, К–39 [Андреев и др., 2011]

Наиболее ранним проявлением юрской геодинамики является Маринский вулканический комплекс Лабино-Малкинской зоны, приуроченный к зоне Срединного глубинного разлома, выраженного серией субширотных разрывов в альпийских комплексах и градиентными зонами гравитационного и аномального магнитного полей. Первая фаза комплекса – штоки, лакколиты и дайки андезитовых порфиров; вторая – штоки андезито-дацитовых порфиров; третья – дайки диорит-порфиров; четвертая – редкие штоки и дайки гранит-порфиров. В составе комплекса отмечаются также некки, сложенные брекчированными интенсивно измененными лавами [Лаврищев и др., 2011]. В восточной части Большого Кавказа раннеюрские субвулканические массивы максимально развиты в Казбего-Лагодехской зоне: фиагдонский комплекс, образующий локальный вулcano-плутонический центр, представлен небольшими субвулканическими силлами, дайками, реже некками и мелкими штоками диабазов, габброидов, пикритов; отмечается насыщение вмещающих пород параллельно расположенными дайками вблизи вулканических аппаратов «трещинного типа» и постепенное уменьшение их количества по мере удаления от этих аппаратов [Газеев и др., 2014]. Практически на всем протяжении осевой зоны Большого Кавказа развит Лаурско-Казбекско-Кахетинский дайковый пояс, выраженный дайками габбро, микрогаббро и габбро-долеритов мощностью 200 м и протяженностью до 2 км преимущественно кавказского простирания. В крупных гранитных массивах отмечаются также субмеридиональные (ССЗ) и хаотические ориентировки тел. По степени деформированности и уровням локализации в разрезе дайки комплекса делятся на ранне- и среднеюрские. Первые образуют субсогласные кливажу и сланцеватости линзы, будины и сложно ветвящиеся деформированные жилы с тектонизированными контактами. Более широко распространенные среднеюрские дайки, сложенные породами от кислых до ультраосновных, локализуются на разных уровнях разреза вплоть до аалена [Лаврищев и др., 2011]. В санчаро-кардывачском комплексе Псеашхо-Гузерицкой зоны, приуроченном к зоне Главного надвига Большого Кавказа [Видяпин, Солин, 2007], ранние фазы представлены небольшими штоками габбро, диоритов и габбродиоритов с жилами и дайками пегматоидного габбро, поздние – гранитными

штоками с жилами гранитных пегматитов и дайками гранит-аплитов. Завершают формирование комплекса редкие силлоподобные тела риолитов и микрогранитов.

*Позднекайнозойская геодинамика* Большого Кавказа определяется коллизией Африкано-Аравийской и Евразийской плит, вызвавшей в регионе субмеридиональное сжатие. В структуре горно-складчатого сооружения Большого Кавказа большая роль на этом этапе принадлежит субширотным зонам концентрации деформаций сжатия, субмеридиональным – растяжения, а также диагональным сдвиговым зонам. Наиболее активный магматизм был сосредоточен в створе Транскавказского поперечного поднятия. На Большом Кавказе ранее выделяются Эльбурская (Минераловодский и Эльбус-Верхнечегемский вулканические районы) и Казбекская (Казбекский, Кельский и Джавский вулканические районы) области кайнозойского вулканизма [Милановский, 1968].

Гипабиссальные массивы Минераловодского вулканического района приурочены к Минераловодскому поднятию в зоне Предкавказских краевых прогибов в створе Транскавказского поперечного поднятия. Здесь выражены дизъюнктивные системы сжатия (Нагутская, Черкесская и более мелкие между ними) широтного простирания, Эльбурско-Минераловодская зона сбросо-раздвиговых деформаций северо-восточного простирания, а также диагональные сдвиговые зоны [Милановский и др., 1989], на пересечениях которых в основном и расположены однофазные магматические диапиры сиенит- и граносиенит-порфиров, с резко секущими контактами в нижней своей части, а в своих апикальных частях куполообразно изгибающиеся вмещающие породы.

*Особенности трещиноватости магматических диапиров.* Со складчато-инъективными структурами, возникшими при внедрении кислых магматических тел в породы юрско-кайнозойского осадочного чехла, связаны наиболее существенные тектодинамические аномалии. Для внутренних частей массивов характерны структуры течения параллельные или поперечные их ограничениям, зародившиеся, по-видимому, еще во время вязкого движения полужидкой фазы и продолжающие развиваться уже в твердом состоянии. В краевых частях массивов и во вмещающих породах контактовой зоны широко распространены кинематические парагенезисы, связанные с вращательной деформацией как в вертикальном (сбросо-взбросовые пояса), так и в горизонтальном (сдвиговые пояса) направлении. В ядрах магматических диапиров (Бештау, Золотой Курган, Бык, Верблюды) и центральных частях криптодиапиров (Лысая, Машук) в надинтрузивной части развиты конуса скалывания сбросового типа, связанные с субвертикальной ориентировкой главного направления перемещения магматического материала. Вместе с тем при анализе трещин магматогенных складок повсеместно выделяется региональная составляющая, связанная с региональными полями напряжений [Расцветаев и др., 1987].

Если в Минераловодском районе известны только гипабиссальные магматические образования, то в осевой зоне Большого Кавказа к плиоцен-четвертичным магматическим образованиям относятся разнообразные гипабиссальные, субвулканические, жерловые и покровные фации. Характерно выделение двух главных зон кайнозойского магматизма: вдоль Пшекиш-Тырныузской шовной зоны в северном обрамлении Балкаро-Дигорского поднятия и вдоль Адайком-Казбекской зоны сжатия вдоль южного ограничения Адайхохского блока. В пределах этих зон выделяется несколько магматических центров, расположенных на пересечении субширотных "кавказского" направления тектонических зон с поперечными субмеридиональными и диагональными структурами сдвиго-сбросо-раздвигового типа. Для магматических центров характерен различный уровень эрозионно-денудационного среза: где-то это выраженные в рельефе стратовулканы (Эльбрус, Казбек), где-то вулканические кальдеры (Верхне-Чегемское вулканическое нагорье), а где-то на поверхность выходят гипабиссальные комплексы, прорванные более поздними субвулканическими и жерловыми телами (Тырныуз, Тепли, Согутидон). Все это указывает на значительную позднекайнозойскую флюидомагматическую проницаемость дизъюнктивных зон (и особенно их пересечений) в условиях горизонтальных и вертикальных перемещений блоков складчато-глыбового поднятия Большого Кавказа. Кроме того, разная величина эрозионно-денудационного среза может быть связана с изначально различной глубиной залегания магматических очагов, а также и с разным характером проницаемости коры в надочаговой зоне.

Тырныузский гранитовый гипабиссальный комплекс плиоценового возраста приурочен Тырныузской шовной зоне на ее пересечении с зонами концентраций сбросо-раздвиговых и сдвиговых деформаций меридионального и северо-восточного простирания. Первая фаза комплекса – лейкократовые граниты-плагиограниты, вторая – биотитовые эльджуртинские граниты, третья – нейки и дайки риолитов и гранит-порфиров. Лейкократовые граниты слагают сложные по морфологии тела («Паук» и «Самолет»), первоначально, по-видимому, представляющие системы



различно ориентированных даек в апикальной части гипотетического магматического очага, предшествующего очагу эльджуртинских гранитов. Эльджуртинские граниты слагают крупный массив, срезающий своей кровлей лейкократовые граниты и вмещающие их содержащие вольфрам-моллибденовое оруденение палеозойские породы. С севера массив ограничен Центральным сбросом амплитудой до 2 км. Эльджуртинские граниты секутся некками и дайками гранит-порфиров и риолит-порфиров и рудными жилами (относительно основного оруденения эльджуртинские граниты являются пострудными и интравудными).

*Особенности трещиноватости гранитоидов и риолитов.* Распределение систем общей трещиноватости в гранитах подчиняется внешней морфологии массива и структуре вмещающих пород. Разноориентированные крутые и наклонные трещины соответствуют параллельным контакту (L), поперечным (Q) и продольным (S) "клоосовским" и диагональным к ним системам. Содержание кинематически определенных нарушений (жилы, отрывы, зеркала скольжения, зоны дробления) составляет в среднем 15–20%. Наиболее насыщены "кинематикой" трещины субмеридионального и субширотного простирания. Выявлено три главные парагенезиса минидизъюнктивов, отвечающие трем тектодинамическим обстановкам. Две из них характеризуются субгоризонтальным положением оси максимального сжатия с субмеридиональной или северо-восточной ориентировкой, третья – субвертикальным положением оси сжатия  $\sigma_3$ . Этим условиям удовлетворяют также все фиксируемые пояса вращения и течения. Формирование интрузивного тела происходило в обстановке субмеридионального сжатия при взбросо-правосдвиговых смещениях вдоль диагонального участка Центрального разлома при активном движении южного блока. Внедрение гранитов вызвало действие субвертикального сжатия, при котором в условиях преобладающей широтной ориентировки структур формировались широтные структуры растяжения. Эти процессы, вероятно, носили пульсационный характер, на что указывает наличие разнообразных структур рудно-магматического комплекса: лейкократовых гранитов, рудных и безрудных жил, самих эльджуртинских гранитов, даек риолитов и андезито-базальтов. На позднейших этапах формирования рудно-магматического комплекса, в условиях возросшей "жесткости" субстрата, субмеридиональное сжатие реализовывалось в основном системами поперечных к основным структурам меридиональных отрывов. Немаловажную роль при этом играли условия субвертикального сжатия. В экзоконтактах характерно повышенное содержание структур отрывного типа (жилы и отрывы). В риолитах поздней фазы выявляются преимущественно немые трещины, закономерно связанные с ориентировкой контактов (продольные и поперечные), а также выявляются трещины, отвечающие главному региональному полю напряжений – субмеридиональному латеральному сжатию [Тверитинова, 1995].

Плиоценовый теплинский гранит-гранодиоритовый гипабиссальный комплекс приурочен к зоне сочленения зоны Главного хребта и складчатых зон Ардонского перешейка. К первой фазе относятся дайки фельзитов, диоритовых порфиритов и микродиоритов; ко второй – дайки риодацитов и дацитов; к третьей – штоки гранодиоритов, гранитов, гранит-порфиров и дацитов; к четвертой – мелкие штоки и дайки андезитов, андезибазальтов, базальтов. Здесь же известны дайки позднеплиоцен-плейстоценового антидромного комплекса, вероятно, принадлежащие начальным фазам эльбрусско-казбекского комплекса [Лаврищев и др., 2011].

Эльбрусско-казбекский андезит-дацит-риолитовый вулканический комплекс плиоцен-четвертичного возраста объединяет наземные покровные, жерловые и субвулканические фации.

Субвулканические фации наиболее полно представлены в районе Верхнечегемской вулканической кальдеры. Здесь выделяется несколько субвулканических штоков (от 1 до 15 км<sup>2</sup>) гранодиорит-порфиров и риолитовых игнимбритов и дайки риолитов и риодацитов.

Эльбрус – многофазный стратовулкан сложного строения, окруженный многочисленными дополнительными вулканическими центрами [Милановский, Короновский, 1973]. В многочисленных вулканических покровах Эльбруса выявлены системы трещин, отражающих, в первую очередь, локальные обстановки течения лавы, наличие структурных неоднородностей в подстилающем основании, а также обстановки вертикального сжатия – различно ориентированного растяжения. Местами удается зафиксировать региональную составляющую поля напряжений.

К описываемому комплексу относятся также пространственно разобщенные небольшие тела дацитов, андезидацитов и дайки дацитов, андезитов, риолитов, андезидацитов и андезибазальтов, приуроченных в основном к Теплинскому и Сонгутидонскому массивам. Жерловая фация включает экструзивные купола, некки и дайки вдоль неотектонических радиальных и широтных разломов.

## **Общие закономерности распространения интрузивов на Большом Кавказе**

В современной структуре Большого Кавказа наиболее ранние комплексы *раннеальпийского этапа* (лейас–ранний аален) мы видим в северном обрамлении трога Большого Кавказа (Лабино-Малкинская зона) в виде маринского субвулканического комплекса даек, штоков, лакколлитов и силлов преимущественно кислого состава. Процесс формирования маринского комплекса происходил в условиях растяжения вероятно относительно малопроницаемой среды. Вслед за этим активное развитие трога началось в его восточной части, где начал формироваться фиагдонский вулкано-плутонический комплекс габброидов, перешедшее в более масштабный процесс формирования казбекского дайкового пояса вдоль всего осевого трога, когда на фоне преимущественно подводных излияний базальтов происходило внедрение многочисленных долеритовых даек и силлов. Но уже в аалене в западной части трога начал проявляться процесс формирования субвулканических тел не только основного, но и кислого состава (санчаро-кардывачский комплекс), что соответствует уже зрелой субдукционной обстановке. Современное положение субвулканических и гипабиссальных тел отражает их приуроченность к крупнейшим региональным зонам концентрации деформаций сжатия общекавказской ориентировки и к узлам их пересечения с поперечными и диагональными зонами концентрации деформаций сдвигового и сбросо-раздвигового типа [Расцветаев, 1987]. Этот процесс происходил на фоне общего растяжения с проявлением импульсов сжатия, сменившегося в конце этапа преобладанием сжатия. Импульсный характер процессов доказывается наличием нескольких фаз вулкано-плутонических комплексов, а также в деформациях ранних даек Казбекского пояса.

На *позднеальпийском этапе* в условиях коллизии магматические процессы проявлялись локально – в узлах пересечения главных субширотных зон концентрации деформации сжатия с поперечными и диагональными дизъюнктивными зонами растяжения и сдвига [Расцветаев, 1987]. Наиболее ранний миоценовый магматизм проявлен в Минераловодском поднятии в виде системы гипабиссальных магматических диапиров, внедренных в альпийский чехол Северо-Кавказского краевого массива на его границе с зоной краевых Предкавказских прогибов вдоль восточного разломного ограничения поперечного Транскавказского поднятия. Все магматические диапиры связаны, вероятно, с единым очагом, возникшим в условиях коллизионного сжатия в хрупкой континентальной коре (не исключается роль плюмового магматизма). Проницаемость хрупкой надочаговой зоны определялась системой различно ориентированных разломов, на пересечении которых возникали своеобразные каналы, по которым магма могла проникать вверх по разрезу до разных стратиграфических уровней, но так и не достигла поверхности.

Вдоль Осевой зоны Большого Кавказа развит ряд вулканических и вулкано-плутонических структур с комплексами жерловых, субвулканических, гипабиссальных и интрузивных образований в обрамлении палеозойского ядра Большого Кавказа: Эльбрусский, Турнуаузский, Чегемский, Теплинский, Казбекский и др. магматические центры. Уровень структурно-эрозионного среза различен – где-то это стратовулканы или вулканические кальдеры, где-то на поверхность выходят более глубокие горизонты с развитием субвулканических и плутонических комплексов. Во всех случаях мы видим сложные многофазные вулкано-плутонические постройки центрального типа с комплексом штоков, некков и даек. Характерен преимущественно кислый состав магм, но для наиболее молодых образований отмечается появление тел более основного состава, что указывает на увеличение мощности консолидированной коры и соответственно глубины магматических очагов. Положение вулкано-плутонических центров определяется узлами пересечения наиболее крупных разломов: широтных структур сжатия, субмеридиональных – сбросо-раздвиговых нарушений и диагональных (северо-западного и северо-восточного простирания) сдвиговых зон.

## **Горный Крым**

Складчатое сооружение Горного Крыма сформировалось на месте рифтогенного глубоководного трога, существовавшего в позднем триасе–ранней юре на краю Скифской плиты. В течение средней (и в начале поздней?) юры Горно-Крымский трог испытывал субдукцию с формированием комплекса вулканических и вулкано-плутонических ассоциаций. В покровно-складчатых структурах киммерид развиты островодужные среднеюрские раннебайосский Первомайско-Аюдагский габброидный интрузивный комплекс, позднебайосская Бодракско-Карадагская базальт–андезитовая вулканическая ассоциация, а также позднеюрский Кагельский плагиогранитоидный комплекс [Спиридонов и др., 1990].

Вулканические образования позднетриасово-раннеюрского возраста сохранились в Крыму фрагментарно. Присутствие эффузивных и эксплозивных вулканитов различного состава в триасовых

отложениях отмечается в окрестностях Симферополя, в нижнеюрских – в долине р. Салгир и на Бодрак-Альминском водоразделе [Геология СССР, 1969]. Большинство неравномерно распространенных в Горном Крыму нестратифицированных магматических образований сосредоточено в нескольких узловых структурах, образованных пересечением продольных ("крымского" северо-восточного простирания) и поперечных зон концентрации деформаций. К продольным относятся Южнобережная зона Горно-Крымского трога и Лозовская – в его северном обрамлении. Поперечные структуры северо-западного и субмеридионального простирания представлены длительно развивающимися зонами повышенной проницаемости. Лозовская зона выражена надсубдукционным тектоническим меланжем на контакте отложений глубоководного трога (таврическая серия) и его пассивной северной окраины (эскиординская серия). По-видимому, надсубдукционную природу имеет также Южнобережная зона. В Южнобережной зоне среднеюрские покровные фации отсутствуют, в Лозовской зоне мы видим вулcano-плутоническую ассоциацию в более полном объеме. Все субвулканические и интрузивные тела имеют интрузивные контакты со сложно деформированными рифтогенными толщами триаса–юры (таврическая и эскиординская серии) и находятся в различных соотношениях с покровными вулканогенными отложениями.

**Первомайско-Аюдагский допозднебайосский интрузивный комплекс** объединяет небольшие по размерам гипабиссальные интрузивы – штоки и дайкообразные тела габбро-норит-долеритов и габбро-норит-диоритов, кварцевых диоритов со шширами и жилками гранодиоритов и плагиогранитов. Наиболее крупным интрузивом Крыма является Аю-Даг – массив куполовидной формы, внедренный во флишевую толщу таврической серии Горно-Крымской зоны. Крутопадающие контакты массива несогласно срезают деформированные породы таврической серии, содержат ксенолиты последней и домезозойского основания трога, сопровождаются развитием интрузивных брекчий. Активное внедрение базитовой магмы доказывается присутствием в зонах контакта серии протяженных пологозалегающих несогласных к вмещающим толщам инъекций (0,1–10 м) с ксенолитами роговиков. Структуры габброидов меняются от среднезернистых в центре наиболее мощных внедрений до резко порфириовидных тонко-мелкозернистых в маломощных апофизах; характерна полосчатость параллельная контактам. Похожая картина приконтактной зоны развития пологих инъекций габбро-норит-долеритов в толщу эскиординской серии Лозовской зоны наблюдается в Ферсмановком карьере в долине р. Салгир [Спиридонов и др., 2018].

**Бодракский позднебайосский субвулканический комплекс** объединяет многочисленные дайки, силлы, неки, реже более крупные штокообразные массивы, связанные с формированием многофазной бодракской вулканической ассоциации в условиях развития позднебайосской островной дуги. В вулканитах островной дуги преобладают жерловые образования и субвулканические дайки и силлы бывших магмоподводящих каналов, в триасово-юрских образованиях Лозовской зоны развиты диапирообразные тела микродиоритов (Первомайский, Джидайрский, Мендерский интрузивы, в Горно-Крымской зоне преобладают дайки. Контакты субвулканических и жерловых тел с вмещающими покровными фациями не выражены существенными изменениями состава и структуры, тогда как на контактах субвулканических и гипабиссальных тел с вмещающими деформированными вмещающими толщами (преимущественно глинистая толща эскиординской серии) характерно присутствие роговиков и повышенной тектонической дислоцированности [Геологическое..., 1989].

*Особенности трещиноватости интрузивных и субвулканических тел.* В интрузивных и субвулканических телах фиксируется трещиноватость, связанная с формой массива (типа клоосовских систем), и практически со всеми системами связаны и кинематически определенные системы нарушений, отражающих поперечное общей ориентировке тел сжатия, а также выявляются парагенезисы структур, связанные с воздействием субмеридионального сжатия [Курдин, Тверитинова, 1997].

### **Общие закономерности распределения магматических комплексов в Горном Крыму**

В отличие от Большого Кавказа в Горном Крыму нет главной осевой зоны. Для складчато-разрывной структуры характерно преобладание деформаций надвигового типа, широко представлены меланжевые хаотические комплексы [Юдин, 2000]. Характерными формами интрузивных и субвулканических тел являются магматические диапиры, штоки, лакколиты, дайки и силлы преимущественно основного и среднего состава. Силлы развиваются в экзоконтактах крупных интрузивных тел, что может указывать на надвиговые перемещения вдоль контактов при распирающем действии внедряющегося расплава.

## Обсуждение результатов

Большинство малых магматических тел сосредоточено в "хрупкой", насыщенной разрывами части земной коры. Магматические центры контролируются сетью различно ориентированных зон концентрации деформаций. Дайки характерны для линейных деформационных зон, магматические диапиры (штоки и лакколиты) – для узлов их пересечения. В условиях сжатия, растяжения или сдвига формируются характерные парагенезы разрывов [Расцветаев, 1987], включающие структуры скола, сжатия (сплющивания) и растяжения. Магматические центры тяготеют к узлам пересечения разрывов сжатия с разрывами сдвига и растяжения. Ниже хрупкой части коры располагается зона магмогенерации, откуда магма и поступает по ослабленным зонам в верхние горизонты.

Инъективные тела формируются при заполнении расплавом приоткрытых полостей. Одними из наиболее благоприятных являются структуры отрывного типа (дизъюнктивы растяжения), заполнение которых приводит к появлению широко распространенных в геологической среде секущих даек. При горизонтальном растяжении формируются крутопадающие дайки, при вертикальном – пологие. В условиях горизонтального залегания вертикальное растяжение приводит к формированию классических силлов – субгоризонтальных согласных с вмещающими пологозалегающими стратифицированными толщами инъективные магматические тела. Если полого залегающий пластообразный массив несогласно прорывает деформированные комплексы, то это не силл, а пологая секущая вмещающие толщи дайка. Силлы характерны преимущественно для областей траппового базальтового вулканизма платформ и представляют собой тела преимущественно основного состава (базальты, долериты, габбро и т.д.). В складчатых областях встречаются "трещинные" инъективные тела различной ориентировки и различного состава, то есть крутопадающие и пологие дайки, среди которых встречаются и настоящие силлы. Главная ориентировка трещинных структур определяется распределением в регионах региональных зон концентрации деформаций. Дайковые пояса отражают распределение главных структурно-деформационных зон ранних рифтогенных этапов развития орогенов. Коллизионные дайки связаны только с локальными магматическими очагами и могут иметь различные ориентировки при преобладании продольных главному направлению сжатия.

Помимо трещинных инъективных структур в складчатых областях широко распространены "канальные" инъективные структуры, представленные штоками, некками и жерловинами. "Канальные" интрузивы расположены на пересечении крупных региональных зон сжатия с поперечными и диагональными зонами сбросо-раздвиговых и сдвиговых деформаций. Заполнение полостей магматическим расплавом при растяжении может происходить пассивно, что проявляется в развитии ороговикования в зонах экзоконтактов, или активно – при отчетливом проявлении эффекта распирающего механического воздействия расплава и формирование во вмещающих толщах складчатых деформаций и других структур сжатия. В этом случае начинается формирование "очаговых" инъективных структур - расширений магматических диапиров, лакколитов. Локализация таких тел происходит на пересечениях крутопадающих инъективных структур с пологими ослабленными зонами, в частности, на контактах пород резко различного литологического состава.

При возникновении "очаговых" инъективных структур на наклонных контактах могут возникать условия для реализации надвиговых типов полей напряжений, что иногда приводит к формированию вблизи магматических диапиров и лакколитообразных тел силлообразных залежей.

Кристаллизация расплавов приводит к охрупчиванию геологической среды, так как интрузивы по сравнению с осадочной рамой обладают большей прочностью и играют роль компетентных тел. Последующие деформации неоднородной среды с нестратифицированными магматическими образованиями сосредотачиваются на контактах разнородных сред. Развивающиеся постмагматические тектонические деформации в складчатых зонах приводят к развитию дополнительных структур сжатия на контактах интрузивных и субвулканических тел с вмещающими породами.

Трещиноватость магматических тел определяется морфологией инъективных тел, а также общими условиями деформирования. Поэтому в трещиноватости магматических пород всегда фиксируется первичная (прототектоническая) трещиноватость, в значительной мере измененная постмагматическими тектоническими процессами, а также наложенная тектоническая трещиноватость различного кинематического типа, связанная с развитием региональных тектонических структур.

Для Крымско-Кавказского региона формирование подавляющего большинства инъективных тел приурочено к двум главным тектоно-магматическим процессам: рифтогенезу в ранней юре (в том числе в условиях задугового растяжения) и познекайнозойской коллизии. Многофазность вулкано-

плутонических комплексов при четкой связи магматизма с этими главными процессами указывает на импульсный характер их формирования с чередованием обстановок относительного растяжения и сжатия. На неоднократные проявления обстановок сжатия указывает также различная степень тектонической деформированности разновозрастных инъективных образований в различных структурных зонах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреев В.М., Шейков А.А., Лаврищев В.А., Ермаков В.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К–37 (Сочи), К–38 (Махачкала), К–39. Геологическая карта. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011.
2. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС. 2007. 368 с.
3. *Газеев В.М., Докучаев А.Я., Богатиков О.А., Курчатов А.М., Гурбанов А.Г., Лексин А.Б.* Геохимические особенности гранитоидов Кавказских Минеральных вод // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2010. Т. 1. С. 157–158.
4. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А. Мазаровича и В.С. Милеева. М.: Изд-во МГУ. 1989. 168 с.
5. Геология СССР. Т. VIII. Крым. Часть I. Геологическое описание. М.: Недра. 1969. 576 с.
6. *Курдин Н.Н., Тверитинова Т.Ю.* Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Качинского поднятия // Очерки геологии Крыма / Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. проф. А.А. Богданова. В. 1. М.: изд. геол. ф-та МГУ. 1997. С. 131–151.
7. *Лаврищев В. А., Шейков А. А., Андреев В. М., Семенов В. М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К–37 (Сочи), К–38 (Махачкала), К–39. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 431 с.
8. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. 482 с.
9. *Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю.* Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука. 1989. С. 99–105.
10. *Расцветаев Л.М.* Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С. 96–106.
11. *Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н. и др.* Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С. 69–96.
12. *Снежко В.А.* Специфика вещественного состава и условия формирования пород раннеюрского Маринского вулканического комплекса (Северный Кавказ) // Региональная геология и металлогения. 2015. № 61. С. 27-34.
13. *Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Филимонов С.В.* Характер контактов габброидного массива Аю-Даг, Горный Крым. Тезисы докладов 14-й Международной научно-практич. конференции «Новые идеи в науках о Земле. Том I «Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле – геологии, геотектонике, геодинамике, региональной геологии, палеонтологии» М.: МГРИ. 2019. С. 97–100.
14. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Никитин М.Ю., Тевелев Арк. В., Шакуров Д.* Уплотненные тела габбро-норит-долеритов Ферсмановского (Лозовского) карьера (Симферопольское поднятие Горного Крыма) – интрузивы или олистолиты? / «Ломоносовские чтения» 2018 года. Секция «Геология». М.: МГУ. 2018. С. 2.
15. *Тверитинова Т.Ю.* Структуры разрушения массивов магматических и метаморфических пород разломных зон и межразломных блоков Тырнаузского рудного поля (Центральный Кавказ) // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геол. 1995. Т. 70, (5). С. 28–41
16. *Юдин В.В.* Геология Крыма на основе геодинамики / Научно-методическое пособие для учебной геологической практики. Сыктывкар. 2000. 43 с.

# СТРУКТУРНАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Т.Ю. Тверитинова<sup>1</sup>, Д.Е. Белобородов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Московский Государственный Университет, Москва, Россия, tvertat@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, denbeloborodov@gmail.com

## Введение

Таманский п-ов – наиболее погруженная часть Керченско-Таманского поперечного межпериклинального прогиба между складчатыми сооружениями Горного Крыма и Большого Кавказа с выходом на поверхность преимущественно надмайкопских плиоцен-четвертичных образований. В кайнозойских комплексах здесь развита система диапировых антиклиналей, с начинающим вскрываться майкопским ядром. Складки широтной, северо-восточной (в зоне влияния Керченского прогиба) и северо-западной (в зоне влияния орогена Большого Кавказа) ориентировки образуют системы антиклинальных гряд. Кулисное положение антиклиналей в антиклинальных грядах указывает на проявление вдоль последних право- и левосдвиговых деформаций. Для п-ов характерен грязевой вулканизм, выраженный в виде обширных грязевулканических полей, небольших и крупных конусовидных построек, приуроченных в основном к структурным поднятиям.

Основные грязевулканические очаги формируются в майкопской глинистой толще, но они есть и непосредственно в складчатом сооружении Большого Кавказа, что указывает на связь грязевого вулканизма не только с наличием майкопа, но и с региональными тектоническими структурами глубокого заложения, формировавшимися в условиях позднекайнозойского коллизионного сжатия.

## Грязевой вулканизм Таманского п-ова

Таманский п-ов – зона самого активного проявления грязевого вулканизма во всей Керченско-Таманской зоне. Большинство вулканов сосредоточено в большей западной части п-ова. К востоку от Анапско-Джигинской поперечной флексурно-разрывной зоны, в пределах ближайшего обрамления складчатого орогена Большого Кавказа, а также при переходе в Керченскую часть межпериклинальной зоны количество грязевых вулканов заметно уменьшается. Наиболее насыщен действующими грязевыми вулканами самый низкий участок Таманского п-ова между Таманским заливом и Ахтанизовским лиманом. Это вулканы горы Педенкова (потухший вулкан), Тиздар, Азовская сопка, Богатырь, Северо-Ахтанизовский, Ахтанизовский, Цимбалы (Восточные и Западные), Шапурский, Яновского, горы Бориса и Глеба, Сопка, Пужайка, большинство из которых являются вулканами лакбатанского и шугинского типов. На остальной территории Керченско-Таманской зоны преобладают грязевые вулканы булганакского типа [Шнюков и др., 1986, 1992, 2005]. Вопросам структурной приуроченности грязевых вулканов посвящены работы авторов, в том числе в соавторстве с сотрудниками ИФЗ РАН [Белобородов, Тверитинова, 2017; 2018; 2019; Собисевич и др., 2008; 2014; 2015 а; 2015 б; Тверитинова, 2014; Тверитинова, Белобородов, 2018; Тверитинова и др., 2014; 2015; 2020].

## Геологическое строение Таманского полуострова

По отношению к орогенам Горного Крыма и Большого Кавказа Керченский и Таманский п-ова входят в межпериклинальную Керченско-Таманскую складчатую зону (КТЗ) в виде обращенного к северу широтного участка дугообразного обрамления Восточно-Черноморской впадины. Таманский п-ов занимает ее восточную часть, сложенную наиболее молодыми отложениями (плиоцен-квартер). Структура Таманского п-ова определяется пересечением, с одной стороны, осевой зоны Керченского прогиба с максимальными мощностями майкопа, от которой отделяется разломом вдоль Керченского пролива, с другой – погруженное продолжение орогена Большого Кавказа, с которым граничит по субмеридионально ориентированной Анапско-Джигинской флексурно-разрывной зоне.

В отличие от Керченского п-ова, обладающего довольно контрастным рельефом со скалистыми грядами неогеновых известняков, Таманский п-ов характеризуется более низким и сглаженным рельефом с широкими протяженными лиманами. Большая часть суши связана с современными антиклинальными зонами, понижения между ними – с синклинальными. По эрозионному срезу Таманский п-ов является самым молодым складчатым сооружением в Крымско-Кавказской складчатой области. В складчатых деформациях участвует весь разрез кайнозойских и подстилающих их мезозойских отложений [Шнюков и др., 1986; 1992; 2005 и др.]. На поверхности наблюдаются в

основном деформированные плиоцен-четвертичные отложения; майкопские толщи на этом уровне можно видеть только в ядрах отдельных диапировых антиклиналей, а также в узкой полосе в обрамлении складчатого сооружения Большого Кавказа. О самом молодом возрасте деформаций в этой части КТЗ сообщалось в работе [Тесаков и др., 2019].

На большей части Таманского п-ова развиты складки широтного, а в юго-западной, в зоне влияния Керченского прогиба, – северо-восточного простирания. Влияние орогена Большого Кавказа отражено в сочетании широтных структур с складчатыми и разрывными элементами северо-западного («кавказского») простирания. Как структурный элемент межпериклиальной зоны новейшие складки формировались в условиях горизонтального сжатия. Наличие мощных глинистых майкопских толщ определило широкое развитие в регионе процессов диапиризма глин майкопской серии, вследствие чего подавляющее большинство антиклиналей являются узкими линейными «активными» диапирами, разделяющими широкие просто построенные и относительно «пассивные» синклинали. Вместе с тем в синклиналях происходит активное накопление осадков, что способствует увеличению давления на выжимающиеся в антиклиналях майкопские глины [Трихунков, 2016]. В отличие от Керченского п-ова в ядрах большинства «таманских» антиклиналей на поверхность выходит надмайкопский верхний миоцен и нижний плиоцен, а майкоп только начинает вскрываться в ядрах некоторых диапировых складок. Широкие синклинали выполнены акчагыл-четвертичными отложениями и заняты лиманами.

Наряду со складчатой деформацией в структуре п-ова большая роль принадлежит разрывам, но вследствие широкого развития нелитифицированных осадочных толщ и слабой обнаженности территории п-ова присутствие разрывов часто определяется лишь по морфометрическим особенностям рельефа и доказываемся буровыми и геофизическими данными.

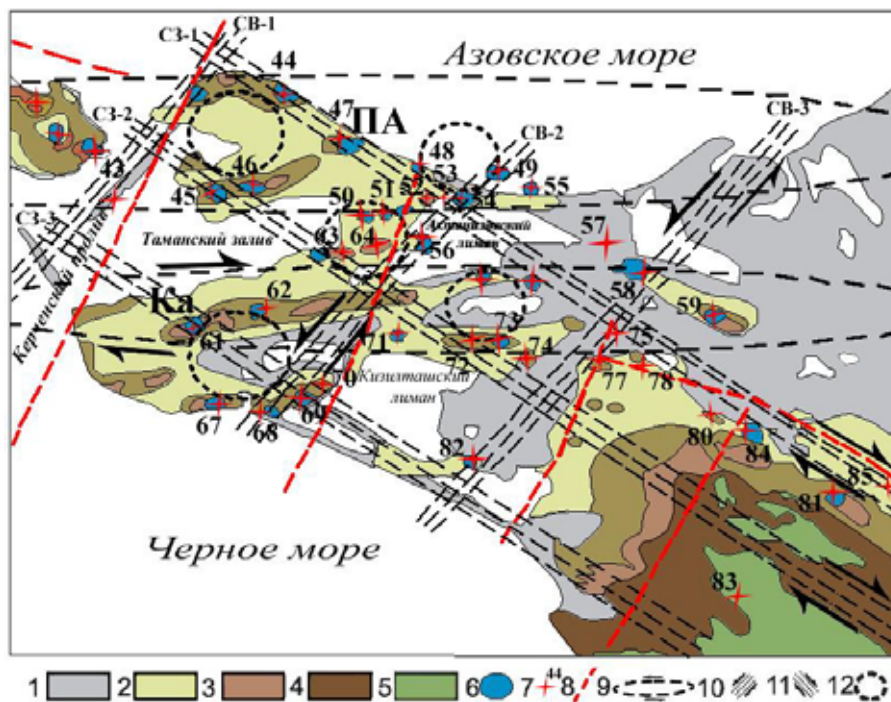
### **Зоны концентрации деформаций Таманского полуострова**

По распределению антиклинальных складок в Керченско-Таманской межпериклиальной области выделяются антиклинальные гряды, разделяемые более широкими пониженными пространствами (синклиналями) [Шнюков и др., 1986; 1992; 2005 и др.]. Диапировые антиклинали и их системы являются главными зонами деформации сжатия. В северной части Таманского п-ова они ориентированы преимущественно широтно, в юго-западной имеют северо-восточное простирание, на востоке (вблизи замыкания Кавказского орогена) – северо-западное. Закономерность распределения антиклинальных зон позволяет объединять их в более крупные системы – сложно построенные зоны концентрации деформаций (ЗКД) различного кинематического типа (сжатия, правого и левого сдвига, растяжения, более сложной деформации) [Расцветаев, 1973; Ажгирей, 1966; Лукьянов, 1965]. Основу ЗКД составляют антиклинали (цепочки антиклиналей), выстраивающиеся кулисообразно и частично перекрывающие друг друга по простиранию. Кулисное расположение структур обусловлено сдвиговой компонентой смещений вдоль зоны. Иногда диапировые антиклинали выстраиваются в некое подобие кольцевых структур, усложняя преобладающую линейную организацию антиклиналей и их систем. Строгая упорядоченность ЗКД Керченско-Таманской зоны указывает на общие позднекайнозойские условия ее деформирования вместе с орогенами Горного Крыма и Большого Кавказа. Выделяемые ЗКД являются зонами сжатия, а с учетом кулисных мотивов их внутреннего строения, они являются зонами сжатия и сдвига [Попков и др., 2007; Расцветаев, 1973; 1977; 1987; Расцветаев и др., 1999; 2010]. Наличие в пределах антиклинальных зон грязевулканических построек указывает на локальное проявление обстановок латерального растяжения.

На Таманском п-ове выделяются ЗКД сжатия субширотного, северо-восточного и северо-западного простирания. В организации выделенных антиклинальных зон рассматривается и объединяющие их надпорядковые структуры, состоящие из более крупных зон концентрации деформаций, а также неких градиентных ступеней, разделяющих по разному построенные участки. Так по наибольшей концентрации антиклиналей на Таманском п-ове "просвечивает" северо-западное продолжение орогена Большого Кавказа. Также четко выделяются две широтные зоны максимального сосредоточения антиклинальных структур в северной и центральной частях п-ова – Приазовская и Карabetовская. На рис. 1 показана обобщенная схема основных зон концентрации деформации различного типа на Таманском п-ове и в прилегающих районах.

Широтные зоны концентрации деформаций представлены линейными системами преимущественно субширотных антиклиналей. Приазовская ЗКД в северо-западной части п-ова включает несколько сложно сочетающихся антиклинальных гряд. Диапировые антиклинали в ПА зоне образуют антиклинальные зоны широтной, северо-восточной и северо-западной ориентировки, выраженных кулисными рядами преимущественно широтных структур. При общей широтной

ориентировке Строение Приазовской ЗКД отвечает преобладанию вдоль нее правосдвиговой деформации. Центрально-Таманская (Карабетовская) занимает водораздельное пространство между Таманским и Ахтанизовским лиманами на севере и Цокурским и Кизилташским лиманами на юге и продолжается к востоку системой антиклиналей по правобережью Кубани. В региональной структуре Карабетовская ЗКД является центральным смыкающим звеном межпериклиналильной между складками юго-восточной части Керченского п-ова и южного крыла Западно-Кавказского краевого прогиба. При широтной ориентировке Карабетовской зоны и преимущественно восток-северо-восточном простирании составляющих ее диапировых антиклиналей является зоной правого сдвига. Система Прикубанских антиклиналей отражает сложную кинематику при преобладании деформации сжатия. В средней части Карабетовская ЗКД расширяется, вплотную приближаясь на севере к Приазовской ЗКД, а на юге, в районе Старотитаровского лимана как элемент этой же зоны можно рассматривать Вышестеблиевско-Камышеватую антиклинальную зону. Карабетовскую зону по ее положению в средней части Таманского п-ова можно сравнить с Парпачской (Центрально-Керченской) зоной на Керченском п-ове. Но сквозного развития антиклинальных гряд при переходе от Парпачской зоны к Карабетовской через Керченский пролив нет. Самые западные складки Карабетовской зоны Таманского п-ова разворачиваются к юго-западу и продолжаются структурами северо-восточной ориентировки в юго-восточной части Керченского п-ова и собственно в Керченско-Таманском межпериклиналильном прогибе северо-восточного простирания и далее уходят в прогиб Сорокина. И, тем не менее, можно говорить о структурном единстве Парпачской (Центрально-Керченской) и Карабетовской (Центрально-Таманской) ЗКД уже на основании того, что они образуют единую зону орографических форм в рельефе и положительных структурных форм.



**Рис. 1.** Структурная схема Таманского п-ова. Геологическая основа [Шнюков и р., 1986].

Условные обозначения: 1–5 – поля развития разновозрастных отложений: 1 – квартал, 2 – плиоцен, 3 – олигоцен–миоцен (майкопская серия), 4 – палеоцен–эоцен; 5 – мел; 6 – поля четвертичных сопочных брекчий; 7 – грязевые вулканы и их номера (см. таблицу); 8 – крупнейшие флексурно-разрывные зоны; 9–11 – предполагаемые зоны концентрации деформации сжатия и сдвига: 9 – широтные зоны сжатия с элементом сдвига, 10 – левосдвиговые зоны, 11 – правосдвиговые зоны; 12 – крупные грязевулканические центры

В пределах широтных ЗКД грязевулканические постройки иногда образуют «кольцевые структуры» – сложные надпорядковые системы антиклиналей, сопровождающихся грязевыми вулканами. Обычно внутри этой структуры располагается субизометричная синклиналь. Мы считаем, что эти системы можно рассматривать как крупные грязевулканические постройки центрального типа, выраженные центральной синклинальной депрессией и внешним кольцом диапировых антиклиналей, большинство которых сопровождается структурами грязевых вулканов. Для Карабетовской зоны подобные структуры характерны на пересечении также с юго-западной ЗКД вдоль Черноморского побережья. К югу от Карабетовской ЗКД на п-ове развиты многочисленные



антиклинальные складки, образующие системы преимущественно широтного и северо-восточного простирания. При приближении к складчатому сооружению Северо-Западного Кавказа складки приобретают СЗ ориентировку. В целом здесь выражена полого-выпуклая к северу дуга, состоящая из трех сегментов – западного СВ простирания, центрального субширотного и восточного СЗ ориентировки.

Наряду с перечисленными зонами субширотного простирания общий структурный рисунок территории, организацию антиклинальных зон и участки их перестроек определяется также диагональными ЗКД.

Зоны концентрации деформаций северо-западного простирания. Основой структурного плана северо-западной ориентировки является само складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа. Его продолжение к северо-западу определяет каркас Таманского п-ова, четко очерчивая его северо-восточное и юго-западное ограничения, а также определяя особенности его внутреннего строения, в том числе границы распространения областей грязевого вулканизма. Главные ЗКД северо-западного простирания соответствует главным граничным структурам орогена СЗ Кавказа: разделяющая ороген и краевой прогиб Краснодарско-Анастасьевская (Ахтырско-Псебепская) зона, Семигорская зона в осевой части орогена и прибрежная зона. Структуры СЗ ориентировки являются структурами сжатия и правого сдвига, что многократно установлено структурно-тектоническими исследованиями. К ЗКД северо-западного простирания тяготеет большинство надпорядковых структур центрального типа.

Зоны концентрации деформаций северо-восточного и субмеридионального простирания. В Керченско-Таманской зоне также хорошо выражены поперечные орогенам структуры СВ простирания и тесно с ними связанные субмеридиональные. Структурно-кинематические наблюдения по Крымско-Кавказскому регионам указывают на их левосдвиговую природу. В структуре п-ова четко выражены также субмеридиональные зоны, в основном определяющие ступенеобразное строение межпериклинальной зоны в продольном сечении.

### **О корнях грязевых вулканов Таманского п-ова**

Грязевулканические проявления на Таманском п-ове приурочены главным образом к антиклиналям, связанным с диапиризмом глин майкопской серии. На сложную связь глиняного диапиризма, грязевого вулканизма и в целом флюидодинамики в мощных комплексах глинистых отложений указывали многие исследователи [Григорьянц, 2001; Копп, 1985; Холодов, 2012]. На наличие глубоких корней у крупнейших грязевулканических построек указывают также результаты геофизического изучения грязевых вулканов [Рогожин и др., 2014; Собисевич и др., 2008; 2014; 2015 а; Тверитинова, 2014; Тверитинова и др., 2014; 2015]. Кроме того, данные о наличии в сопочной брекчии обломков пород мелового, юрского и даже палеозойского возраста также косвенно указывают на возможность существования подмайкопских грязевулканических корней. Утверждать, что у всех грязевых вулканов имеются «глубинные» подмайкопские корни не представляется обоснованным. Корни большинства небольших грязевых вулканов, особенно булганакского типа извержения, полностью располагаются в глинистых толщах майкопа. Мы полагаем, что крупные грязевулканические постройки сложного строения, образованные ступенями (букетами, роями) относительно небольших грязевых вулканов связаны с глубокими флюидопроницаемыми структурами. Именно в таком плане мы понимаем, что грязевые вулканы имеют глубокие корни. Корни грязевых вулканов мы представляем как сложно построенные древовидные образования, «крона» которых максимально развита на уровне благоприятной для возникновения грязевого вулканизма майкопской серии, а «ствол» опускается гораздо ниже майкопа. Дополнительными уровнями развития «ветвей» этого сложного древовидного образования могут являться любые другие достаточно мощные глинистые толщи, где при восхождении флюидодинамического потока могут возникать условия разжижения глинистого матрикса. Именно этот идущий из глубин флюидонасыщенный поток является главным фактором роста и развития разветвления грязевулканического «дерева». Возникая на пересечениях региональных структур сжатия и поперечных им структур растяжения, или при возникновении локальных узлов растяжения при сдвиговых смещениях вдоль структур сжатия, достигая зон развития пород, способных легко и быстро вступить с ним в реакцию, приводит к возникновению грязевулканических очагов на разных стратиграфических уровнях. Для формирования таких грязевулканических очагов наиболее благоприятным является уровень развития глинистых отложений майкопской серии. Одновременно с относительно «малой» глубиной многочисленные мелкие грязевулканические проявления образуют определенные участки концентрации вулканических построек, тяготеющие к узлам пересечения зон повышенной нарушенности и, по-видимому, представляют собой результат

разветвления корневой системы крупного одиночного глубинного очага в пределах глинистых толщ, когда эти толщи нарушают крупные дизъюнктивные структуры. Активные тектонические деформации в условиях сжатия, а также инициируемые при деформациях флюидодинамические потоки способствуют появлению многочисленных проницаемых каналов, в которых происходит формирование грязевулканической брекчии.

### Обсуждение результатов

Грязевулканические проявления на Таманском п-ове, как и на Керченском, связаны с зонами концентрации деформаций сжатия и сдвига, выраженных системами кулисно расположенных субширотных диапировых антиклиналей или их систем. Формирование субширотных складчатых структур определялось действием главного поля напряжений с субмеридиональной ориентировкой оси максимального сжатия. Это поле напряжений характерно для всего Крымско-Кавказского региона, что неоднократно описывалось в тектонофизических работах [Маринин, Расцветаев, 2008; Попков и др., 2007; Расцветаев, 1973; 1977; Расцветаев и др., 1999; 2008; 2010]. Оно проявляется также в формировании диагональных ЗКД – преимущественно правосдвиговых северо-западной ориентировки и левосдвиговой северо-восточной.

Помимо основной кинематической нагрузки выделенные ЗКД отражают дополнительные кинематические признаки. В субширотных ЗКД западной части п-ова сжатия отчетливо выражена дополнительная правосдвиговая составляющая. В зонах северо-восточного простираения отчетливо появляется деформация левого сдвига. Проявление вдоль субширотных зон деформации правого сдвига отражает влияние северо-западного тангенциального сжатия, поперечного орогену Горного Крыма [Расцветаев, 1977; Расцветаев и др., 2010] и Керченско-Таманскому межпериклиальному прогибу.

В зоне периклинали Большого Кавказа помимо структурного парагенеза субмеридионального сжатия распознается структурный парагенез северо-восточного тангенциального сжатия, определяющего формирование орогена Большого Кавказа (складчатые структуры северо-западного простираения, субширотные левого и субмеридиональные зоны правого сдвига).

В качестве главного признака наличия глубоких корней у грязевых вулканов мы рассматриваем их закономерное положение в системе региональных структур сжатия. Вторым важным фактором, указывающем на глубокие корни грязевулканических структур, является наличие сложных структур центрального типа, выраженных концентрацией системы грязевых вулканов в узлах пересечения крупнейших продольных и поперечных зон концентрации деформаций различного кинематического типа – новейших зон сжатия и сдвига. Грязевые вулканы связаны со структурами сжатия на участках их осложнения секущими флексурно-разрывными зонами сдвигового или сдвиго-сбросо-раздвигового типа.

### ЛИТЕРАТУРА

1. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: изд-во Моск. Ун-та. 1966. 493 с.
2. *Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю.* Трещинные структуры грязевых вулканов и вмещающих толщ Керченско-Таманской грязевулканической области // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы шестой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ РАН. 2019. С. 77–83
3. *Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю.* Складчатые и разрывные структуры Керченско-Таманской межпериклиальной зоны, контролирующей грязевой вулканизм // Материалы I Тектонического совещания Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. М.: ГЕОС. 2018. Т. 2. С. 237–241.
4. *Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю.* Сравнение тектонических и геологических обстановок некоторых грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической провинции // Полевые практики в системе высшего образования. Материалы Пятой Всероссийской конф., посв. 65-летию Крымской учебной практики по геологическому картированию Ленинградского-Санкт-Петербургского государственного университета. СПб.: ООО "Изд-во ВВМ". 2017. С. 144–146
5. *Григорьянц Б.В.* Грязевой вулканизм – источник геологической информации // Геотектоника. 2001. № 3. С. 69–79.
6. *Копп М.Л.* Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1985. № 3. С. 62-74

7. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука. 1965. 210 с.
8. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 191–224.
9. Попков В.И., Бондаренко Н.А., Семинихина Ю.Ф., Харченко Т.Н. Структурная геология Северо-Западного Кавказа // ГеоИнжиниринг. Аналитический научно-технический журнал. 2007. № 1, (3). С. 46–50.
10. Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука. 1977. С. 95–113.
11. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: изд-во МГУ. 1973. В. 5. С. 57–107.
12. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173–235.
13. Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Новочеркасск. 1999. Т. 1. С. 69–73.
14. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Дизъюнктивные системы и новейшая геодинамика Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и тектодинамики. М.: ГЕОС. 2008. Т. 2. С. 147–153.
15. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. М.: Наука. 2010. Т. 5. С. 31–40
16. Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. Структурная позиция и проблемы возникновения очагов грязевого вулканизма в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) // Геология и геофизика Юга России, издательство Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геофизический институт Владикавказского научного центра Российской академии наук (Владикавказ). 2014. № 3. С. 89–115
17. Собисевич А.Л., Горбатилов А.В., Овсяченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карabetова // ДАН (Геофизика). 2008. Т. 422, (4). С. 542–546.
18. Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 2. С. 80–93.
19. Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Канониди Х.Д., Канониди К.Х., Лиходеев Д.В., Преснов Д.А. О дилатансных образованиях, участвующих в формировании корневых структур и выводящих каналов грязевых вулканов // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. 2015 а. № 3, (187). С. 53–59.
20. Собисевич А.Л., Тверитинова Т.Ю., Лиходеев Д.В., Белобородов Д.Е., Дударов З.И., Долов С.М., Преснов Д.А., Пузич И.Н. Глубинное строение грязевого вулкана Джарджава в пределах Южно-Керченской антиклинальной структуры // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015 б. Т. 42, (2). С. 73–80.
21. Тверитинова Т.Ю. Грязевой вулканизм в системе активных тектонических структур // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы. XIX науч.-практич. конф. с межд. участием. М.: ИФЗ. 2014. С. 393–397
22. Тверитинова Т.Ю., Белобородов Д.Е. О косвенных признаках наличия глубоких корней у грязевых вулканов Керченско-Таманской межпериклинальной зоны // Система "Планета Земля": 200 лет со дня кончины Михаила Богдановича Барклая-де-Толли (1761–1818). М.: ЛЕНАНД. 2018. С. 370–378
23. Тверитинова Т.Ю., Белобородов Д.Е., Лиходеев Д.В. Грязевые вулканы в структуре Керченского полуострова // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. 2020. № 1. С. 38–54.
24. Тверитинова Т.Ю., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения

- грязевого вулкана Шуго) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. Т. 2, (36). С. 80–93.
25. *Тверитинова Т.Ю., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Лиходеев Д.В.* Структурная позиция и особенности строения и формирования грязевого вулкана горы Карабетова работы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015. № 2. С. 106–122.
26. *Тесаков А.С., Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Фролов П.Д., Трифонов В.Г., Симакова А.Н., Латышев А.В., Титов В.В., Щелинский В.Е.* Тектоника плейстоценовых отложений северо-восточной части Таманского полуострова, Южное Приазовье // Геотектоника. 2019. № 5. С. 12–35
27. *Трихунков Я.И.* Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. №5. С. 67–81
28. *Холодов В.Н.* Грязевые вулканы: распространение и генезис // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. № 4. С. 5–27.
29. *Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А. и др.* Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. Киев: Наукова думка. 1992. 199 с.
30. *Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А.* Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас. Киев: Наукова думка. 1986. 148 с.
31. *Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др.* Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: Главмедиа. 2005. 176 с.

# ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ОРОГЕНЕЗ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА: АМПЛИТУДЫ, СКОРОСТИ, ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ (НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ АКЧАГЫЛЬСКИХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОЛАСС)

Я.И. Трихунков<sup>1,2</sup>, Т.Н. Кенгерли<sup>3</sup>, Д.М. Бачманов<sup>1</sup>, П.Д. Фролов<sup>1</sup>, Е.А. Шалаева<sup>1</sup>, А.В. Латышев<sup>4,5</sup>, С.В. Попов<sup>6</sup>, А.Н. Симакова<sup>1</sup>, И.А. Идрисов<sup>7</sup>, Ф.А. Алиев<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия, [jarsun@yandex.ru](mailto:jarsun@yandex.ru)

<sup>2</sup> Географический факультет МПГУ, Москва, Россия, [jarsun@yandex.ru](mailto:jarsun@yandex.ru)

<sup>3</sup> Институт геологии и геофизики НАНА, Баку, Азербайджан [tkangarli@gmail.com](mailto:tkangarli@gmail.com)

<sup>4</sup> Институт физики Земли РАН имени О.Ю. Шмидта, Москва, Россия [anton.latyshev@gmail.com](mailto:anton.latyshev@gmail.com)

<sup>5</sup> Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия [anton.latyshev@gmail.com](mailto:anton.latyshev@gmail.com)

<sup>6</sup> Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия [serg.pop@mail.ru](mailto:serg.pop@mail.ru)

<sup>7</sup> Институт геологии ДНЦ РАН, Махачкала, Россия, [idris\\_gun@mail.ru](mailto:idris_gun@mail.ru)

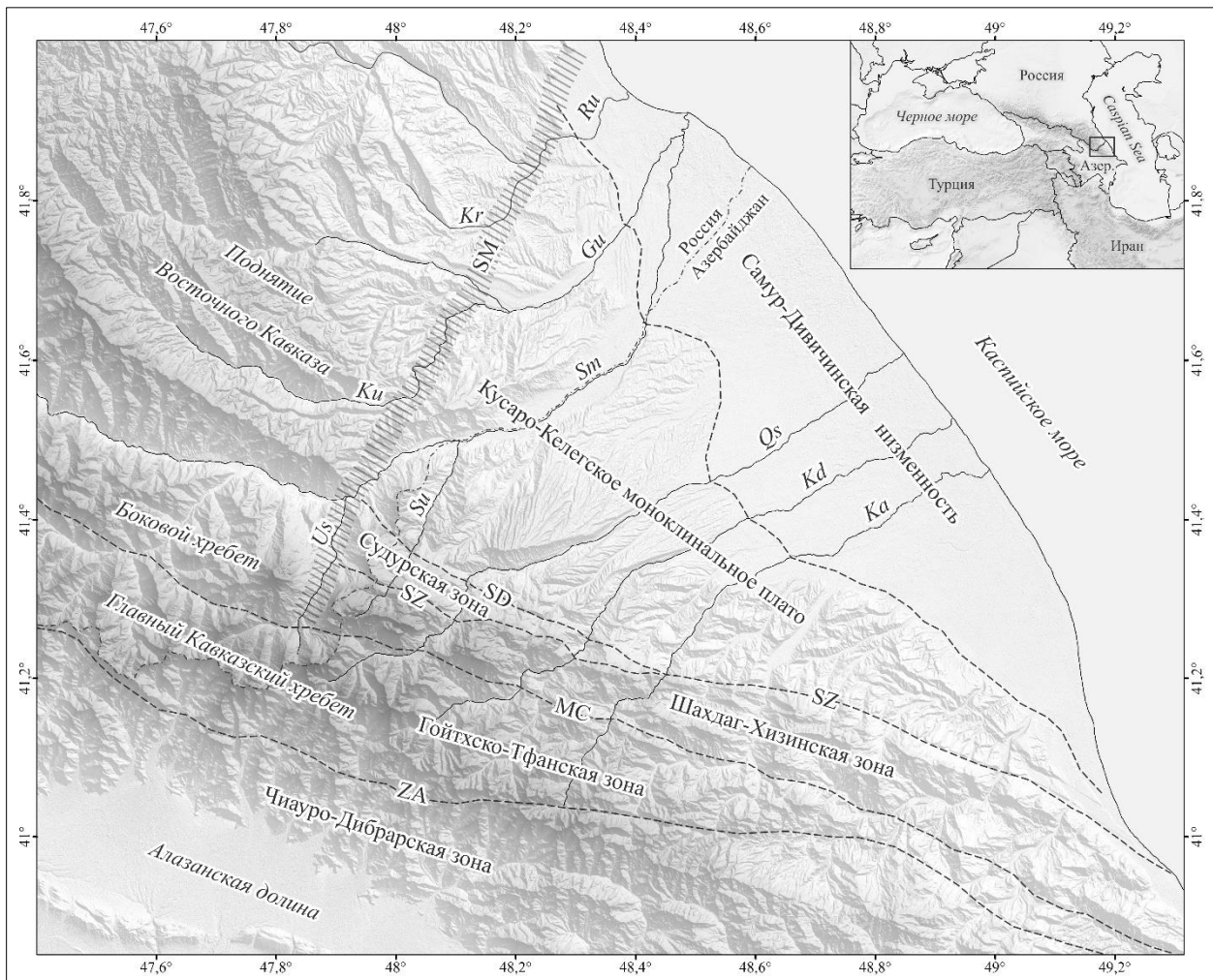
Возраст первичных коллизионных деформаций складчатого сооружения Большого Кавказа оценивается в интервале от эоцена до олигоцена [Хаин и др., 2006; Расцветаев и др., 2010]. Латеральное сжатие вызвало коллизию с последующим пододвиганием Закавказского массива под южную окраину Скифской плиты и формирование чешуйчато-надвиговой аккреционной призмы над зоной поддвига [Дотдугев, 1986, 1989; Philip et al., 1989; Хаин и др., 2006; Попков, 2006; Шемпелев и др., 2017; Kangarli et al., 2018]. Данные GPS-мониторинга современной геодинамической активности подтверждают однонаправленное сближение Закавказского массива и Скифской плиты со скоростью 1-2 мм/год [Милуков и др., 2015]. Подвиг подтверждается распределением глубинных сейсмических очагов [Mumladze et al., 2015, Kangarli et al., 2018]. Существуют также модели, описывающие вертикальную тектоническую зональность складчатого сооружения и отрицающие пологий детачмент под Большим Кавказом [Маринин, Расцветаев, 2008; Расцветаев и др., 2010; Рогожин и др., 2015; Яковлев, 2012].

Принято считать, что континентальная стадия тектогенеза и орогенные поднятия в осевой зоне горного сооружения начались не ранее тортона-мессиния [Милановский, 1968; Хаин и др., 2006] и совпадают со временем вторжения клина Аравийского индентора в структурные зоны южной окраины Евразии [Kangarli et al., 2018]. Однако совпадает ли основная фаза кавказского орогенеза со временем интенсивной коллизии и является ли последняя единственным источником новейших поднятий?

Исследования новейшего развития горной системы Большого Кавказа проводились нами на Шахдаг-Кусарском модельном участке в зоне сочленения Восточного (далее ВК) и Юго-Восточного (далее ЮВК) сегментов Большого Кавказа – районе, где высокогорные хребты Большого Кавказа подходят максимально близко к побережью Каспийского моря (рис. 1, Врезка). В 2018–2019 годах здесь были выполнены работы по изучению новейшей тектоники и стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений, дающие возможность существенно омолодить возраст активной фазы кавказского орогенеза. Морфоструктурный анализ позволил выявить активные на новейшем этапе рельефообразующие структуры ЮВК, изучить их кинематику, а также определить общий тип новейших движений. Фациальный анализ, палеомагнитное и фаунистическое датирование коррелятных отложений Кусаро-Дивичинского предгорного краевого прогиба дали возможность восстановить историю новейшего развития этой части Большого Кавказа. В частности, нахождение морских отложений с акчагыльской малакофауной в высокогорье Кавказа на высотах до 2020 м позволило оценить амплитуду и скорости новейших движений непосредственно по деформациям палео-поверхности морского осадконакопления, а не по косвенным данным о деформациях поверхностей выравнивания, или данным повторных нивелировок.

## Морфоструктурный анализ

Рассматриваемый наиболее высокий Шахдаг-Кусарский сегмент ЮВК граничит с ВК по линии Самурской поперечной разломной зоны, проявляющейся как в морфоструктуре, так и в распространении кайнозойских отложений. Зона является транскавказской, а в пределах исследуемой области протягивается по линии от г. Базардюзю (4466 м) примерно до устья реки Рубас, и состоит из нескольких ветвей. Главная из них – Усучай-Рубасская, проходит на территории республики Дагестан. Вдоль неё в одну линию ССВ направления выстраиваются спрямленные отрезки долин рек Усучай – Курах (в нижнем течении) – Карчагсу – Рубас (в нижнем течении) (рис. 1).

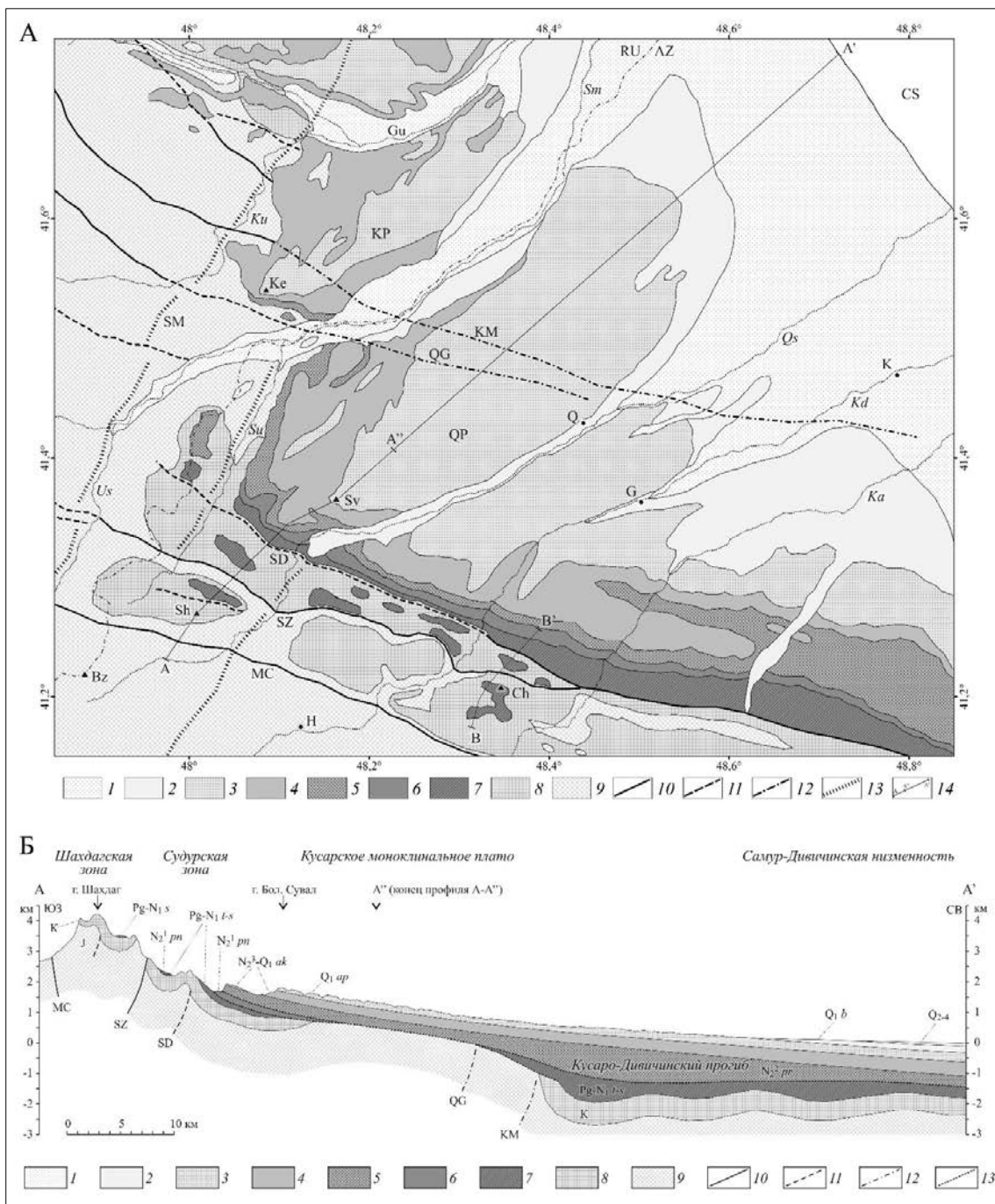


**Рис. 1.** Структурно-геоморфологическая схема региона исследований

*Крупнейшие разломы:* ZA – Занги, MC – Главный Кавказский, SZ – Сиазанский, SD – Судурский, SM – Самурская поперечная зона разломов; *реки:* Sm – Самур, Qs – Кусарчай, Kd – Кудиалчай, Ka – Карачай, Su – Судурчай, Us – Усучай, Ku – Курах, Gu – Гультгерычай; Kг – Карчагсу; Ru – Рубас

Восточнее нами выделена Судурчайская ветвь Самурской зоны разломов. Она пересекает поперек синклинали массив Шахдаг: в её восточном крыле массив гораздо более дислоцирован и высоко поднят, чем в западном. Этот факт в условиях общего надвигания горно-складчатого сооружения на юг позволяет предполагать наличие компоненты правого сдвига по Судурчайской зоне. Далее к северу зона дренируется долиной реки Судурчай, ограничивает с запада Кусарское плато и еще севернее пересекает Келегское, объединяемые нами в единую морфоструктурную зону.

В поднятом западном крыле на всем протяжении Самурской зоны вплоть до Каспийского побережья преобладают морфоструктуры «складчатого Дагестана», сложенные преимущественно терригенными породами лейаса-доггера. В осевой зоне соседнего ЮВК, расположенного в опущенном крыле, резко появляются отложения мальма-неокома, формирующие здесь Шахдаг-Хизинскую покровно-складчатую зону. В свою очередь в пределах северного макросклона в опущенном крыле появляются неоген-четвертичные, преимущественно морские осадки, несогласие перекрывающие этаж дислоцированных пород средней юры и формирующие моноклиналильные наклонные Кусаро-Келегское плато и Самур-Дивичинскую низменность (рис. 2). Средние высоты этих морфоструктур на километр уступают высотам морфоструктур поднятого западного крыла. Роль Самурской зоны в лито-фациальном контроле новейших отложений будет подробно описана ниже.



**Рис. 2а.** Карта новейших отложений и неотектонических нарушений района исследований.

1–9 – отложения: 1 – средний, верхний плейстоцен (хазарский, хвалынский ярусы) и голоцен, 2 – средний плейстоцен (бакинский ярус), 3 – нижний плейстоцен (апшеронский ярус), 4 – верхний плиоцен и нижний плейстоцен (акчагальский ярус), 5 – верхний плиоцен (продуктивная толща), 6 – нижний плиоцен (понт), 7 – палеоген и миоцен, 8 – мел, 9 – юра; 10–14 – тектонические нарушения: 10 – разломы достоверные, 11 – разломы предполагаемые или проявленные на поверхности флексурой, 12 – разломы погребенные и неактивные в четвертичное время, 13 – поперечные флексурно-разломные зоны; 14 – линии структурно-геоморфологических профилей (рис. 2б, 3б).

Буквами обозначены: QP – Кусарское плато, KP – Келегское плато, Ke – Келег; вершины: Bz – Базардюзю, Sh – Шахдаг, Ch – Череке, Sv – Большой Сувал, Ke – Келег; реки: Sm – Самур, Qs – Кусарчай, Kd – Кудиялчай, Ka – Карачай, Su – Судурчай, Us – Усухчай, Ku – Курах, Gu – Гульгерычай; разломы: ZA – Занги, MC – Главный Кавказский, SZ – Сиязанский, SD – Судурский, QG – Кусар-Губинский (вскрыт бурением), KM – Хачмазский (вскрыт бурением), SM – Самурская поперечная зона разломов; населенные пункты: Q – Кусар, G – Губа, K – Хачмаз, H – Хыналыг

**Рис. 2б.** Поперечный структурно-геоморфологический профиль А–А' от Бокового хребта (гора Шахдаг) через Кусарское моноклиналиное плато до Каспийского моря. Составлен по Государственной геологической карте 1:200000, 1958, листы К39-19,25 [Государственная..., 1958]. Профиль рельефа построен в программе Google Earth.

1–9 – отложения: 1 – юра, 2 – мел, 3 – палеоген и миоцен, 4 – нижний плиоцен (понт), 5 – верхний плиоцен (продуктивная толща), 6 – верхний плиоцен и нижний плейстоцен (акчагальский ярус), 7 – нижний плейстоцен (апшеронский ярус), 8 – нижний плейстоцен (бакинский ярус), 9 – средний, верхний плейстоцен (хазарский, хвалынский ярусы) и голоцен; 10–12 – тектонические нарушения: 10 – разломы достоверные, 11 – разломы предполагаемые или проявленные на поверхности флексурой, 12 – разломы погребенные и неактивные в четвертичное время; 13 – поверхности несогласий

В пределах исследуемого региона мы выделили пять продольных морфоструктурных зон: Гойтхско-Тфанскую, Шагдаг-Хизинскую, Судурскую, Кусаро-Келегскую и Самур-Дивичинскую (рис. 1, 2). В Гойтхско-Тфанской и Шагдаг-Хизинской зонах, в осевой части горного сооружения, преобладает инверсионный и смещенный складчатый рельеф. Многие вершины Водораздельного хребта, выработанные в комплексе терригенных пород средней юры, имеют синклинальное строение. В то же время антиклиналям отвечают в рельефе долины верховьев рек Кусарчай, Кудиалчай, Карачай и др., а также их субсеквентных притоков. Подобный рельеф подробно описан нами в западной части Гойтхско-Тфанской зоны на Северо-Западном Кавказе [Трихунков, Бачманов, 2011; Трихунков, 2016]. Развитие инверсионного складчатого рельефа происходит вследствие сочетания процессов избирательной денудации с послыйным взбрасыванием и выжиманием ядер синклинальных массивов в условиях продолжающегося развития складок [Трихунков, 2016]. Ещё более выраженное синклинальное строение носят вершины Бокового хребта – синклинальные массивы Ярыдаг (4016 м), Шагдаг (4243 м), Кызыл-Кая (3757 м), Череке (2383 м) и др. (рис. 3). Все они представляют собой широкие синклинальные мульды верхнеюрских и меловых известняков, подорванные с юга разломами зоны Главного Кавказского надвига, а с севера – Сиазанским взбросом. Эти структуры надвинуты на комплекс интенсивно перемятых меловых известняков, а местами, среднеюрских глинистых сланцев и песчаников [Kangarli et al., 2018]. Преобладание инверсионного складчатого рельефа в осевой зоне ЮВК свидетельствует о её длительном орогенном развитии.

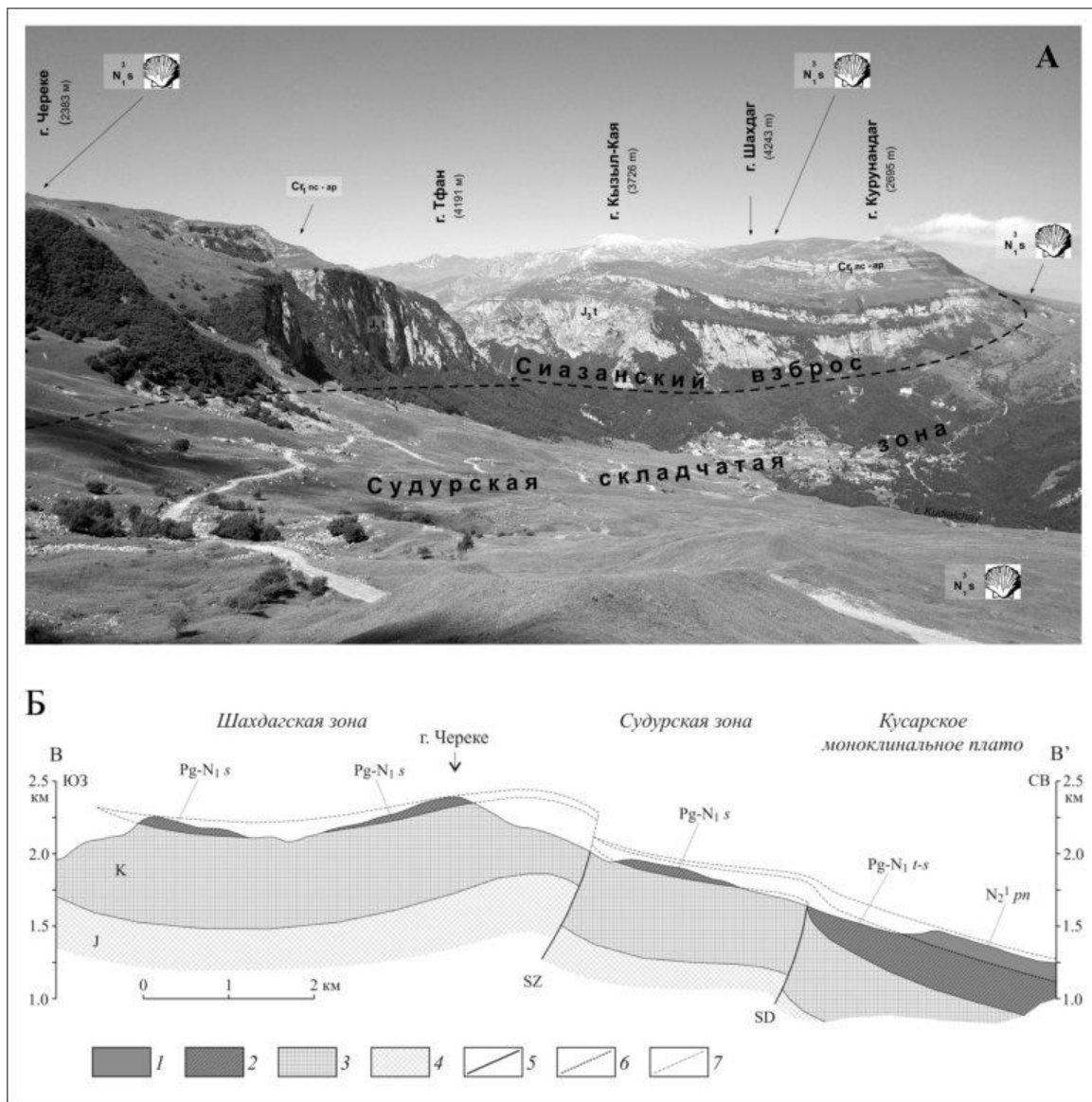
В опущенном крыле Сиазанского взброса расположены складчатые морфоструктуры Судурской зоны. Здесь преобладают преимущественно средневысотные антиклинальные хребты, сложенные известняками, мергелями и песчаниками неокома. Контрастное преобладание прямого складчатого рельефа, выработанного в породах, аналогичных породам Шагдаг-Хизинской зоны, свидетельствует о молодости складчатых морфоструктур Судурской зоны.

Осевые зоны синклинальных массивов Шагдаг-Хизинской и днища синклинальных впадин Судурской зон заполнены литоральными осадками сармата-понта. В осевой зоне синклинального массива Череке на высотах около 2400 м нами были обнаружены раковины морских моллюсков: *Obsoletiformes cf. beamonti* (d'Orb.); *Plicatiformes cf. plicata* (Eichw.) – эндемик верхов нижнего и среднего сармата; *Polititapes ponderosa* (d'Orb.); *Retusa truncatula* (Brug.), *Plicatiformes cf. fittoni* (d'Orb.) – эндемики среднего сармата (Определения С.В. Попова (ПИН РАН, г. Москва)). Аналогичные отложения отмечены и у северного подножья массива Череке уже в пределах Судурской зоны на высотах около 1560 м (рис. 3).

Ранее Б.А. Будаговым была найдена малакофауна верхнего сармата в осевой зоне Шагдагского синклинального массива на высоте около 3600 м [Будагов, 1964]. У северного подножья Шагдага в Судурской зоне морские сарматские осадки залегают на высоте около 2400 м. Очевидно, что все эти толщи отлагались на сходных глубинах шельфа среднесарматского моря. Нынешнюю разницу в высотном положении данных отложений в пределах Шагдаг-Хизинской и Судурской зон можно объяснить только плиоцен-четвертичными движениями по линии Сиазанского взброса: их амплитуды за постсарматское время в районе Шагдага составляют около 1200 м, а в районе Череке снижаются до 840 м (рис. 3).

Судурский разлом, проявляющийся на поверхности восточнее долины Кудиалчая, разделяет Судурскую складчатую зону и моноклираль Кусарского наклонного плато. Моноклираль представляет собой часть некогда предгорной равнины, вовлеченной ныне в орогенные поднятия и формирующей основу северо-восточного крыла горной системы. Она формировалась в опущенных крыльях Судурской и Самурской зон разломов и вдаётся остроугольным клином вглубь горной системы почти на 50 км (рис. 2а). Моноклираль выполнена различными по составу осадками неоген-квартера, несогласно перекрывающими складчатые структуры продолжения «складчатого Дагестана», а далее к северо-востоку наложенными на структуру Кусаро-Дивичинского предгорного краевого прогиба, интенсивно развивавшегося в майкопское время и, вероятно, ранее [Кенгерли, 2007]. Моноклираль плато не нарушена складчатыми деформациями; её поверхность полого (уклоны 5-8 градусов) спускается к приморской Самур-Дивичинской низменности. В пределах последней моноклираль выполаживается почти до горизонтального залегания и надстраивается морскими осадками среднего – верхнего плейстоцена (рис. 2б).





**Рис. 3а.** Зона Сиазанского взброса на границе Шагдаг-Хизинской и Судурской морфоструктурных зон.

**Рис. 3б.** Поперечный структурно-геоморфологический профиль В–В' через Боковой хребет (гора Черке) и предгорный участок Кусарского моноклинального плато.

1–4 – отложения: 1 – нижний плиоцен (понт), 2 – палеоген и миоцен (тортон, сармат), 3 – мел, 4 – юра; 5 – разломы достоверные, 6 – поверхности несогласий, 7 – предполагаемые продолжения эродированных частей разреза

Анализ строения речной сети показывает, что реки Самур, Гюльгерычай и Рубас и, начинающиеся в пределах поднятого крыла Самурской зоны разломов, при ее пересечении резко отклоняются к востоку в сторону опущенного крыла, в пределы современного Кусаро-Келегского плато и Самур-Дивичинской низменности (рис. 1). Реки Кусарчай, Кудиалчай, Карачай и Вельвеличай, выходя за пределы складчатого сооружения осевой зоны, при пересечении Сиазанского и Судурского разломов, несколько отклоняются к северо-востоку. Далее в пределах Кусар-Келегского плато и Самур-Дивичинской низменности все они текут по кратчайшему пути к морю. Эти особенности речной сети будут проанализированы в обсуждении результатов.

### Анализ плиоцен-четвертичных коррелятных отложений моноклинали Кусаро-Келегского плато

*Продуктивная толща.* Основание разреза плиоцен-четвертичных отложений моноклинали Кусаро-Келегского плато формируют осадки балаханского возраста (аналог продуктивной толщи Апшеронского полуострова (5.12–2.3 млн лет по [Зубаков, Кочегура, 1973])). Они с несогласием перекрывают морские песчано-глинистые осадки понта, развитые в пределах Судурской и Кусаро-Келегской зон, и представлены континентальными галечно-валунными конгломератами мощностью 150–200 м (рис. 2б), не перспективными для палеомагнитного и фаунистического опробования.

Отложения характеризуются ярко выраженной косо́й слоистостью, речным характером галек и валунов, и фациальный анализ позволяет охарактеризовать отложения продуктивной толщи как первую порцию грубой континентальной молассы ВК и ЮВК.

К северу от Кубинского и Хачмасского разломов в пределах Кусаро-Дивичинского предгорного прогиба мощность отложений продуктивной толщи резко увеличивается до 1000 м и более. Континентальные молассовые фации сменяются здесь на морские песчано-глинистые [Государственная..., 1958; Геологическая карта..., 1976], что говорит о продолжении развития прогиба в раннем плиоцене.

*Акчагыльские отложения.* На галечно-валунных отложениях продуктивной толщи трансгрессивно с угловым несогласием залегают осадки акчагыльского региояруса. Нами была описана и опробована базальная пачка акчагыльских отложений Келегского плато (Дагестан), а также, вся их толща суммарной мощностью около 250 м на Кусарском плато в районе г. Бол. Сувал (1906 м).

Контакт галечников продуктивной толщи и нижней части отложений акчагыла достаточно резкий: отложения меняют гранулометрический состав до песчано-глинистых с редкими прослоями галечников. Нижняя часть разреза представляет собой контрастное чередование тёмно-серых алевролитистых глин, алевролитов и песков, слабо сцементированных до состояния рыхлых алевролитов и песчаников. Исчезает косая и местами появляется перекрестная слоистость, слои становятся более выдержанными по простиранию и по литологическому составу, присутствуют следы волновой ряби. Гальки в галечных прослоях имеют морской облик: уплощенные и округленные в плане. Эти признаки указывают на формирование нижней пачки отложений акчагыла в условиях литорали с частыми сменами гидродинамического режима. Найденные перламутровые отпечатки и обломки раковин моллюсков семейства Unionidae свидетельствуют о пресноводном характере раннеакчагыльского водоёма. Отложения нижней пачки простираются наиболее высоко в пределах плато, покрывая его высшую точку – отметку 2020 м (рис. 4). Остальная часть разреза на этой высоте, видимо, размывта.

Основная часть разреза характеризуется отсутствием гальки и следов волновой ряби на песке, монотонностью, массивной текстурой отложений, преобладанием тонкого алевролитового и глинистого материала. Здесь нами обнаружены раковины моллюсков – индикаторов акчагыльского морского бассейна *Aktschagylya karabugasica* [Andrusov, 1902], *Aktschagylya cf. subcaspia* [Andrusov, 1902] и *Clessiniola* sp., обилие раковин бентосных фораминифер *Ammonia tepida* [Cushman, 1926]. Представители рода *Ammonia* являются космополитами, обитающими в окраинных частях океанов и морей на глубинах до 30–50 м и репродуцируются при температуре бассейна 17–32°C и солёности 15–40‰. Эти признаки указывают на углубление до сублиторальных значений и осолонение раннеакчагыльского бассейна.

Результаты палеомагнитного опробования показывают устойчивую прямую намагниченность нижней половины разреза. Вкупе с фаунистическими данными, определяющими отложения, как акчагыльские, и общими данными о намагниченности акчагыльских отложений [Храмов, 1963; Трубин, 1977] мы можем утверждать, что формирование нижней части разреза происходило во время палеомагнитной эпохи Гаусс.

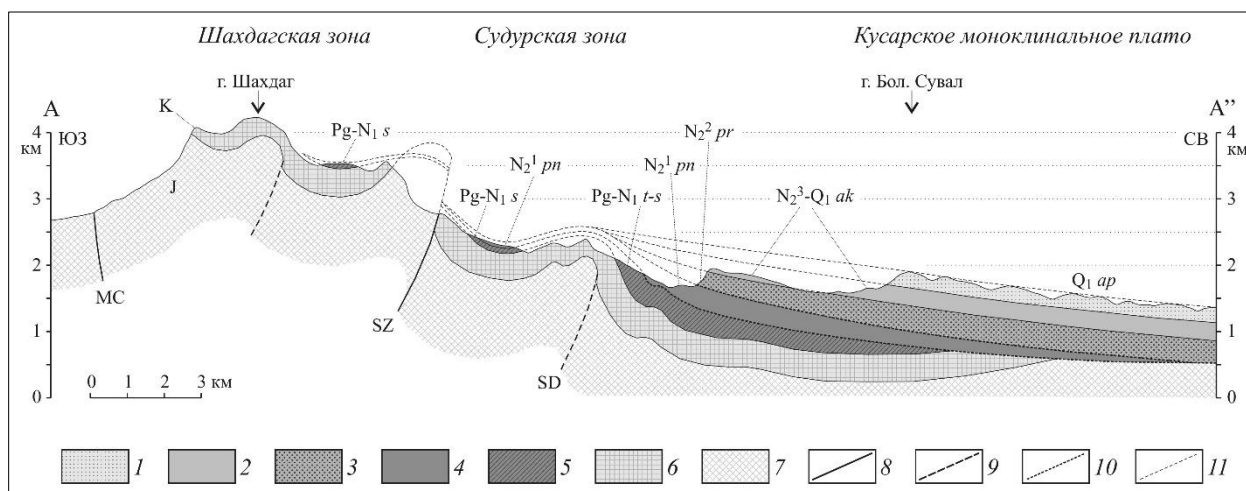
В середине разреза отложения грубеют, и снова появляется перекрестная слоистость, что свидетельствует об обмелении осадочного бассейна. Отложения всей верхней половины разреза приобретают характер литоральных: плотные пески и песчаники с перекрестной слоистостью, обломками раковин эндемика акчагыльского морского бассейна – *Cerastoderma cf. dombra* (Juv.) [Andrusov, 1902]. Кровля акчагыльских отложений, обнаруженная нами под горой Бол. Сувал на высоте 1620 м, представлена слоем очень плотного песчаника с карбонатным цементом, перекрытого слоем белой известковистой глины. Материал сильно выветрелый: местами сохранился в виде плотных блоков, а местами – мучнистый и рассыпчатый. Данная толща, вероятно, сформировалась в аридных условиях при затоплении песчаного пляжа лагуной и осаждении в ней карбоната кальция, цементирующего верхний слой песка. Верхняя часть верхней пачки отложений акчагыла приобретает устойчивую обратную намагниченность, которую мы склонны связывать с эпохой Матуяма. В свою очередь, это позволяет утверждать, что накопление верхней пачки происходило в эпоху позднего акчагыла, после обмеления бассейна, отмеченного этапом резкого огрубления отложений.

Таким образом, в разрезе акчагыльских отложений Кусарского плато мы можем наблюдать две стадии углубления и обмеления морского бассейна, которые мы склонны связывать с ранне- и позднеакчагыльской трансгрессиями. Кровля отложений акчагыла маркирует этап отступления

морского бассейна, длительного перерыва в осадконакоплении и выветривания, протяженностью во всю раннеапшеронскую эпоху.

*Апшеронские отложения* венчают разрез моноклинали Кусаро-Келегского плато и выступают в роли бронирующей толщи. Их мощность выдержана в пределах 200–300 м. Отложения приобретают облик грубой галечно-валунной молассы с косою слоистостью и невыдержанной мощностью слоёв, речным характером галек и валунов. В их составе встречаются глинистые сланцы и песчаники Гойтхско-Тфанской и известняки Шахдаг-Хизинской зон, что свидетельствует о размыве последних в апшеронское время. Галечники стали накапливаться в пределах низкой Кусаро-Келегской предгорной равнины в позднеапшеронское время при уровне апшеронского моря, близком к современному [Свиточ, 2014]. Это свидетельствует об огрублении молассы именно в результате активизации орогенных поднятий, а не падения базиса эрозии.

Акчагыльские и Апшеронские отложения Кусаро-Келегского плато выдержаны по мощности на протяжении всей моноклинали в пределах 200–300 м для каждой толщи и падают полого (до 7°) на северо-восток. На основе этих данных мы реконструировали размыве части моноклинали от обрыва куэсты Бол. Сувал в сторону Судурской сладчатой зоны. Реконструкция показывает, что максимальное положение акчагыльских отложений составляет 2500 м (рис. 4). Эти теоретические данные подтверждаются сообщением Е.Е. Милановского о существовании пляжа акчагыльского бассейна на северном склоне г. Шахдаг на высоте около 2500 м [Милановский, 1968]. Максимальные высоты распространения апшеронских отложений кусарской моноклинали в этом случае составляют около 2600 м.



**Рис. 4.** Поперечный структурно-геоморфологический профиль А-А' через Боковой хребет (гора Шахдаг) и предгорную часть Кусарского моноклинали плато (гора Большой Сувал).

1–7 – отложения: 1 – нижний плейстоцен (апшеронский ярус), 2 – верхний плейстоцен и нижний плейстоцен (акчагыльский ярус), 3 – верхний плейстоцен (продуктивная толща), 4 – нижний плейстоцен (понт), 5 – палеоген и миоцен, 6 – мел, 7 – юра; 8–11 – тектонические нарушения: 8 – разломы достоверные, 9 – разломы предполагаемые или проявленные на поверхности флексурой; 10 – поверхности несогласий, 11 – предполагаемые продолжения эродированных частей разреза

### Новейшая тектоника и история плиоцен-четвертичного развития Шахдаг-Кусарского сегмента ЮВК

Морское осадконакопление в осевой зоне ЮВК происходило вплоть до позднего сармата, а в меотисе-понте, по всей видимости, сменилось первыми дифференцированными орогенными поднятиями. Они концентрировались в осевой зоне (Гойтхско-Тфанской и Шахдаг-Хизинской зонах, разделенных разломами зоны Главного Кавказского надвига), ограниченной с севера Сиазанским взбросом. О невысоких скоростях поднятий свидетельствует песчано-глинистый, с небольшим участием конгломератов, характер осадков понтического морского бассейна, покрывавшего Судурскую и Кусаро-Келегскую зоны в опущенном крыле Сиазанского взброса. Большую мощность и грубый характер молассы продуктивной толщи, выполняющей моноклинали Кусаро-Келегского плато и Кусаро-Дивичинский прогиб, также нельзя однозначно связать с поднятиями в области источника сноса. Скорее эти характеристики связаны с глубоким (до – 750 м [Свиточ, 2014]) падением базиса эрозии во время балаханской регрессии. Рельеф Судурской и Кусаро-Келегской зон ЮВК был равнинным с многочисленными глубоко врезаемыми речными долинами, отвечающими низкому уровню воды в каспийских впадинах.

Тонкообломочный характер осадков раннего акчагыла без следов косо́й слоистости, волновой ряби, видовой состав и экология акчагыльских морских моллюсков, бентоса и планктона свидетельствуют о сублиторальных условиях осадконакопления и о резком ослаблении в акчагыльское время эрозионной способности рек. Последнее в свою очередь указывает на поднятие базиса эрозии до +100 м [Свиточ, 2014] в условиях относительного тектонического покоя и отсутствия высокогорного расчлененного рельефа в районе источника сноса. Во время позднего, частично обратно намагниченного, акчагыла бассейн обмелел, однако, всё же покрывал современную территорию Кусаро-Келегского плато и Судурской зоны. Соответственно, формирование описанных нами акчагыльских отложений происходило примерно на современном уровне мирового океана. Их обнаружение на высотах до 2020 м и возможность реконструкции их поднятия до 2500 м делает их самыми высокоподнятыми четвертичными морскими осадками на Кавказе.

Анализ распространения акчагыльских отложений и строения речной сети показывает, что на протяжении акчагыльского времени вся территория современного Кусаро-Келегского плато и Судурской зоны представляла собой морской залив треугольной формы, сформированный в опущенных крыльях Самурской поперечной зоны и Сиазанского взброса. Залив вдавался на 50 км вглубь горной системы и подходил вплотную к Шахдаг-Хизинской складчатой зоне. Все реки как западной, так и южной части региона, впадали в этот залив и впоследствии, по мере отступления его береговой линии, развивали свои русла уже по кратчайшему пути к морю (см. рис. 2а).

Вышележащие отложения позднеапшеронского времени приобретают облик грубой галечно-валунной молассы с косо́й слоистостью и невыдержанной мощностью слоёв. Они накапливались на поверхности Кусаро-Келегской предгорной равнины при уровне моря, близком к современному [Свиточ, 2014]. Это свидетельствует об огрублении молассы именно в результате активизации орогенных поднятий, а не падения базиса эрозии.

Установлено крайне ограниченное распространение апшеронских отложений в поднятом крыле Самурской поперечной зоны разломов и сплошное площадное покрытие верхнеапшеронскими галечниками плоских водоразделов её опущенного Кусаро-Келегского крыла. Галечники залегают трансгрессивно и накапливались в виде предгорного шлейфа на поверхности плоской приморской низменности. Их мощности в пределах плато выдержаны как по падению, так и по простиранию толщи и составляют 150–230 м. Резко (до 1300 м) возрастают лишь мощности морского апшерона в основании Кусаро-Дивичинской низменности [Геология СССР, 1968]. Долины Кусарчая, Кудиалчая, Карачая и их притоков крайне узки и врезаются в моноклираль плато, т.е. сформировались явно позднее накопления верхнеапшеронских галечников. Таким образом, во время их накопления нынешнее Кусаро-Келегское плато представляло собой плоскую, пологонаклонную нерасчлененную аллювиально-пролювиальную приморскую равнину высотой до 200–300 м.н.у.м., аналогичную современной Самур-Дивичинской низменности. В верхнеапшеронское время это была региональная зона аккумуляции моласс, а поднятия в эту эпоху происходили по-прежнему в осевой зоне горного сооружения. Прорезание поверхности предгорной равнины и формирование врезов современных речных долин началось во время короткой Тюркянской регрессии Каспия в начале неоплейстоцена и продолжилось позднее, в Бакинское время, обусловленное уже резким возрастанием энергии рек в связи с некомпенсированными поднятиями в зоне источника сноса. Абразионные террасы тюркянского регрессивного бассейна обнаруживаются на глубинах около 200 м [Янина, 2012]. Бакинские террасы врезаются в поверхность Кусарского плато примерно на такую же глубину в его низкой части и углубляются относительно водоразделов вверх по течению рек, по мере поднятия плато.

Таким образом, можно утверждать, что поднятие акчагыльских морских осадков на высоту низкой предгорной равнины (до 300 м) произошло за апшеронское время (~1,8 – 0,8 млн. л). Поднятие дна акчагыльского моря до высот 2500 м, вычисленных по реконструкции размытой части разреза Кусарского плато, совпадающих с данными [Милановский, 1968], произошло за время с начала среднего плейстоцена. Из этих данных следует, что минимальная скорость четвертичного поднятия горного сооружения составляет 1 мм/год за последние 1,8 млн лет от нижней границы Апшерона с резким ускорением до 2,5 мм/год в среднем плейстоцене – голоцене. Акчагыльские морские осадки, обнаруженные В.Г. Трифоновым и соавторами [Trifonov et al., 2020] на высотах около 1500 м на Карском плато позволяют утверждать, что ЮВК опережает по скорости поднятий Армянское нагорье на 0,4 мм/год в среднем за последние 2,5 млн. лет.

Моноклираль Кусарского плато несогласно перекрывает структуры Кусаро-Дивичинского прогиба, и её кровля, формирующая поверхность плато, не испытала на новейшем этапе никаких отрицательных деформаций. Прогиб, как отрицательная морфоструктура, видимо, ещё существовал в

балаханское время, но не затоплялся морем в силу крайне низкого уровня последнего. Отложения грубой молассы продуктивной толщи, имеющие максимальные (до 1 км) мощности в осевой зоне прогиба, полностью нивелировали его, и вышележащие осадки плиоцен-квартера отлагались уже субгоризонтально (рис. 2б). Таким образом, никаких признаков развития Кусаро-Дивичинского прогиба в современном строении Кусарского моноклиального плато не проявляется. Это свидетельствует о прекращении развития прогиба в плиоцен-квартере и втягивании его в новейшее поднятие ЮВК.

Активизация в плиоцен-квартере Самурской зоны привела к поперечному дроблению Кусаро-Дивичинского прогиба. В западном поднятом крыле новейшее складкообразование создало ряд антиклинальных хребтов на всей поверхности прогиба вплоть до каспийского побережья. В Шагдаг-Кусарском поперечном сегменте основное сжатие реализуется в поднятом крыле Сиазанского взброса в пределах Шагдаг-Хизинской зоны. Новейшая (четвертичная) складчатость проявилась только в узкой Судурской складчатой зоне, где отдельные антиклинальные хребты были подняты до высот более 3000 м. В опущенном Кусаро-Келегском крыле поперечное сжатие, видимо, демпфируется подвижками по Сиазанскому и Судурскому взбросам, за счет чего сформировались условия тектонической тени, и Кусаро-Келегская моноклиаль не испытала новейших пликативных или дизъюнктивных деформаций. Эти признаки, наряду с описанными выше неоднородными деформациями Шагдагского массива, дают нам основание предполагать масштабные взбросовые и праводвиговые смещения в Самурской поперечной зоне.

Поскольку поверхность Кусаро-Келегского плато не нарушена новейшими дифференцированными движениями, мы приходим к выводу, что к его воздыманию на 2000–2500 м за период с начала среднего плейстоцена привело общее поднятие Кавказской горной страны. Этот процесс почти на 10 млн лет отстает от пика максимального сжатия и коллизии, пришедшегося, по многочисленным оценкам, на сарматскую эпоху. Коллизионные деформации этой эпохи не привели к формированию высоких гор. Это явление ярко демонстрирует Северо-Западный Кавказ – зона полной линейной складчатости с развитым инверсионным, то есть не молодым, складчатым рельефом, не превышающим по средним высотам орогена низкогорных значений [Трихунков, 2016; Трихунков и др., 2019]. Причиной поднятий, не связанных напрямую с коллизионным сжатием, могло быть воздействие активной астеносферы закрывшегося Тетиса, распространившейся под орогенический пояс: изостатическая реакция на разуплотнение верхов мантии в результате частичного замещения литосферной мантии астеносферой и низов коры в результате ретроградного метаморфизма под воздействием охлажденных астеносферных флюидов [Трифонов и др., 2012].

## **Выводы**

1. Новейшие поднятия Юго-Восточного Кавказа начались не ранее верхнего сармата. Вплоть до четвертичного времени они концентрировались в его осевой зоне и не достигали высокогорных значений. Вся зона северного крыла горного сооружения располагалась на низменных высотах и неоднократно затоплялась морем вплоть до апшеронского времени.

2. Кусаро-Дивичинский прогиб прекратил своё развитие в плиоцен-квартере. Активизация Самурской зоны привела к поперечному дроблению прогиба взбросовыми и праводвиговыми деформациями. В западном поднятом крыле новейшее складкообразование проявилось на всей поверхности прогиба вплоть до каспийского побережья. В восточном Шагдаг-Кусарском поперечном сегменте основное сжатие реализовалось в поднятом крыле Сиазанского взброса в пределах Шагдаг-Хизинской зоны. Антиклинальные хребты сформировались и были подняты до высот более 3000 м только в узкой Судурской складчатой зоне. В опущенном Кусаро-Келегском крыле поперечное сжатие было демпфировано подвижками по Сиазанскому и Судурскому взбросам, за счет чего в условиях тектонической тени Кусаро-Келегская моноклиаль не испытала новейших пликативных или дизъюнктивных деформаций и была втянута в общее новейшее поднятие ЮВК.

3. Поднятие акчагыльских морских осадков на высоту низкой предгорной равнины (до 300 м) произошло за апшеронское время (~ 1,8–0,8 млн. л). Поднятие дна акчагыльского моря до высот 2500 м произошло за время с начала среднего плейстоцена. Минимальная скорость четвертичного поднятия горного сооружения ЮВК составляет 1 мм/год за последние 1,8 млн лет от нижней границы апшерона с резким ускорением до 2,5 мм/год в среднем плейстоцене – голоцене, превышая скорость поднятия Армянского нагорья на 0,4 мм/год.

4. К воздыманию Кусаро-Келегского плато на 2000–2500 м за период с начала среднего плейстоцена привело общее поднятие Кавказской горной страны. Этот процесс почти на 10 млн лет отстает от сарматского пика максимального сжатия и коллизии. Коллизионные деформации этой

эпохи не привели к формированию высоких гор. Причиной четвертичных поднятий мы считаем описанное В.Г. Трифоновым и соавторами воздействие активной астеносферы закрывшегося Тетиса, распространившейся под орогенический пояс: изостатическая реакция на разуплотнение верхов мантии в результате частичного замещения литосферной мантии астеносферой и низов коры в результате ретроградного метаморфизма под воздействием охлажденных астеносферных флюидов [Трифонов и др., 2012].

### Финансирование

Все структурно-геологические и геоморфологические исследования выполнены при поддержке гранта РФФ № 17-17-01073. Работы в части исследований стратиграфии коррелятивных отложений, их палеомагнитного и фаунистического датирования выполнялись в рамках проекта РФФИ № 18-00-00977.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н.И. 1902. Материалы к познанию Прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты // Труды Геол. ком. Т. 15, (4).
2. Будагов Б.А. О характере новейших тектонических движений в районе Шахдагского массива (Юго-Восточный Кавказ) в связи с находкой верхнесарматской фауны // Дан СССР. 1964. Т. 155 (2).
3. Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–106.
4. Дотдугев С.И. Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Геодинамика Кавказа / Ред. А.А. Белов, М.А. Сатиан. М.: Наука. 1989. С. 82–91.
5. Геология СССР. Том 9. Северный Кавказ. Часть 1. Геологическое описание / Ред. В.Л. Андрущук, А.Я. Дубинский и В.Е. Хаин. Москва: Недра. 1968. 760 с.
6. Государственная геологическая карта СССР / Ред: Цибовский Н.И.. 1:200 000, Серия Кавказская. К-39-ХІХ, ХХ, Москва. 1958.
7. Геологическая карта Кавказа. Масштаб 1:500000 / Ред. Д.И. Наливкин. Мин. Гео. СССР. 1976 г.
8. Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР // Хронология плейстоцена и климатологическая стратиграфия. Л.: ВГО. 1973. С. 15–27.
9. Кенгерли Т.Н. Погребенные мезозойские структуры Большого-Кавказа в пределах Гусар-Девичинского наложенного прогиба. “Azərbaycanda geofizika Yenilikləri”. 2007. № 2. С. 31–34.
10. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. – М.: Изд. ИФЗ. 2008. С. 191–224.
11. Милановский Е.Е., Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. 483 с.
12. Милуков В.К., Миронов А.П., Рогожин Е.А., Стеблов Г.М. Оценки скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS наблюдениям // Геотектоника. 2015. № 3. С. 56–65.
13. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411, (2). С. 223–225.
14. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. № 5. С. 31–40.
15. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В. Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. 2015. № 2. С. 36–49.
16. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития / Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова, Геогр. фак. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2014. 271 с.
17. Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М. Новейшее горообразование в геодинамической эволюции центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геотектоника. 2012. № 5. С. 3–21
18. Трихунков Я.И., Бачманов Д.М. Современные структуры выжимания в осевой зоне Западного Кавказа (хребет Ачишхо) // Вторая молодежная тектонофизическая школа-семинар. Современная тектонофизика. Методы и результаты. М.: ИФЗ РАН. 2011. Т. 1. С. 270–273.
19. Трихунков Я.И. Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. № 5. С. 67–81

20. *Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В., Маринин А.В., Соколов С.А.* Новейшее горообразование в зоне сочленения структур Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // *Геотектоника*. 2019. № 4. С. 78–99
21. *Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука. 1977. 79 с. [Тр. ГИН. Вып. 301].
22. *Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В., Чехович П.А.* Основные этапы развития Черноморско-Каспийского региона // *Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества*. Краснодар. 2006. № 2. С. 98–106.
23. *Храмов А.Н.* Палеомагнитные разрезы плиоцена и постплиоцена Апшероно-Закаспийской области и их корреляция // *Палеомагнитные стратиграфические исследования*. Л.: Гостоптехиздат. 1963. С. 220–263.
24. *Шемпелев А.Г., Заалишвили В.Б., Кухмазов С.У.* Глубинное строение западной части Центрального Кавказа по геофизическим данным. *Геотектоника*. 2015. № 5. С. 20–29.
25. *Яковлев Ф.Л.* Опыт построения сбалансированной структуры восточной части альпийского Большого Кавказа по данным количественных исследований линейной складчатости // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2012. В. 19, (1). С. 191–214.
26. *Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ. 2012. 264 с.
27. *Kangarli T.N., Kadirov F.A., Yetirmishli G.J., Aliyev F.A., Kazimova S.E., Aliyev A.M., Safarov R.T., Vahabov U.G.* Recent geodynamics, active faults and earthquake focal mechanisms of the zone of pseudosubduction interaction between the Northern and Southern Caucasus microplates in the southern slope of the Greater Caucasus // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. V. 9, (4). 1099–1126. doi: 10.5800/GT-2018-9-4-0385
28. *Mumladze T., Forte A.M., Cowgill E.S., Trexler C.C., Niemi N.A., Yikilmaz M.B., Kellogg L.H.* Subducted, detached, and torn slabs beneath the Greater Caucasus. *GeoResJ*. 2015. 5. P. 36–46.
29. *Philip H., Cicternas A., Gvishiani A., Gorshkov A.* The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics*. 1989. 161 (1–2). P. 1–21.
30. *Trifonov V.G., Simakova A.N., Çelik H., Tesakov A.S., Shalaeva E.A., Frolov P.D., Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Aleksandrova G.N., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ozherelyev D.V., Sokolov S.A., Belyaeva E.V.* The Upper Pliocene – Quaternary geological history of the Shirak Basin (NE Turkey and NW Armenia) and estimation of the Quaternary uplift of Lesser Caucasus // *Quaternary International*. 2020. V. 546. P. 229–244.

## ИНТЕНСИВНОЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ПОДНЯТИЕ ГОРНЫХ СТРАН И ЕГО ПРИЧИНЫ

В.Г. Трифонов<sup>1</sup>, А.Н. Симакова<sup>1</sup>, С.Ю. Соколов<sup>1</sup>, А.С. Тесаков<sup>1</sup>, Х. Челик<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Firat University, Elâzığ, Turkey

Исследователи неоднократно отмечали ускорение поднятия горных систем в позднемиоцен-четвертичное, плиоцен-четвертичное или четвертичное время [Крестников и др., 1979; Чедия, 1986; Смирнов, 2000; Артющков, 2003; Ollier, 2006; Трифонов и др., 2008]. Наиболее распространенным признаком этого явления, присущим в той или иной мере всем горным системам, является резкое возрастание грубости обломочного материала в смежных внутригорных и предгорных впадинах. В отдельных горных системах и, прежде всего, на Тянь-Шане получены надежные свидетельства возрастания скоростей врезания на склонах хребтов в указанное время. Такой вывод обоснован сопоставлением врезов в разновысотные поверхности рельефа, возраст которых определялся датированием коррелятных отложений впадин [Трофимов, 1973; Макаров, 1977; Крестников и др., 1979; Чедия, 1986]. Дополнительными признаками интенсивного молодого поднятия послужили реликты позднемиоценовых и плиоценовых красноцветных почв и современных растительных сообществ, характерных для малых высот, но обнаруженных на высокогорье.

Все перечисленные признаки усиления поднятий в позднем кайнозое не давали точных величин амплитуд и скоростей движений, поскольку неизвестной оставалась изначальная высота реперов, по которым оценивалось поднятие. Такие оценки были получены в результате наших работ в Армении и Восточной Турции в 2012–2019 гг., где были обнаружены морские отложения верхнего плиоцена и низов нижнего плейстоцена, а также выявлены различия современного высотного положения сообщавшихся озерных бассейнов конца раннего плейстоцена.

На юго-западном склоне Ширакской впадины (Северо-Восточная Турция на границе с Арменией) был описан разрез Демиркент, сложенный глинами, алевритами и тонкозернистыми песчаниками мощностью 70 м. В нижней части толщи (51–65 м от кровли) найдены цисты динофлагеллят позднего плиоцена, характерные для солоновато-водных отложений нижнего акчагыла Каспийского бассейна: *Caspidinium rugosum* type I and II, *Spiniferites ramosum*, cf. *Impagidinium inaequalis*, cf. *Pontiadinium* и *Ataxodinium* cf. *confusum* [Trifonov et al., 2020]. Вверх по разрезу содержание диноцист уменьшается, и, вместе с тем, возрастает количество пресноводных водорослей и появляются диатомовые. На уровне 53.3 м от кровли диноцисты исчезают. Прямая намагниченность всей толщи дает основание относить ее к палеомагнитной эпохе Гаусса, т.е. верхнему плиоцену (пьяченцию).

Верхнеплиоценовую толщу с размывом перекрывает пачка косослоистых песков и гравия мощностью 5–6 м. По фауне моллюсков, находкам мелких грызунов *Prolagurus* cf. *pannonicus* и *Microtini* cf. *Allophaiomys* sp. и кремневых изделий ашельского облика эта пачка сопоставлена с выделенной Ю.В. Саядяном [2009] анийской свитой и отнесена к среднему-верхнему калабрию, т.е. верхам нижнего плейстоцена [Trifonov et al., 2020].

Уровень акчагыльского моря в эпоху максимальной трансгрессии, когда оно достигало г. Саратова и Южного Урала, мог на 100–150 м превышать современный уровень мирового океана. Сейчас кровля верхнеплиоценовых отложений разреза Демиркент находится на высоте 1565 м. Следовательно, она поднялась за последние 2.6 млн. лет на ~1450 м, и средняя скорость подъема составила ~0.6 мм/год.

Эта величина является средним показателем четвертичного поднятия северо-запада Малого Кавказа, который варьировал в зависимости от локальных тектонических движений. Разрез Демиркент отделен разломами Ахурянским и Джамушлу от опущенной центральной части Ширакской впадины. В ней скважина 12 возле Мармашенского монастыря вскрыла акчагыльские отложения на глубинах от 72 м (1443 м над уровнем моря) до забоя на глубине 198 м (1317 м над уровнем моря). В интервале глубин 115–198 м были обнаружены раннеакчагыльские (позднеплиоценовые) моллюски, а на глубинах 76–80 м – моллюски, предположительно определенные как позднеакчагыльские (гелазий) [Саядян, 2009]. Верхняя граница слоев, отождествляемая с кровлей верхнего акчагыла разреза Демиркент, находится на глубинах от 1435 м до 1400 м. Это различие отражает смещение по указанным разломам, составляющее 130–165 м. С другой стороны, Сузуская впадина, продолжающая Ширакскую впадину на запад и поднятая относительно нее на 100–120 м, ограничена с севера Сарыкамышским левым взбросо-сдвигом. Вертикальная компонента движений по нему, определенная по смещению отложений верхов гелазия



– низов калабрия (~1.8 млн. лет), составляет 170 м. Из-за таких вариаций средняя скорость четвертичного поднятия региона может быть оценена в пределах  $0.6 \pm 0.1$  мм/год. Вариации, обусловленные локальными структурными факторами, на порядок уступают общему поднятию.

Другой пример подобной оценки параметров четвертичного поднятия относится к южному склону Хорасанской впадины Восточной Турции вблизи западного окончания хр. Агридаг, на востоке которого расположен вулкан Арарат. Здесь, возле с. Пекечик, на тонкообломочных лигнитосодержащих отложениях залегает толща глин, алевроитов и супесей мощностью до 10 м. В нижней части толщи найдены пресноводные водоросли, содержание которых убывает кверху, а выше – солоновато-водные диноцисты акчагыльского типа: *Caspidinium rugosum* type I, *Spiniferites* sp., *Pontiadinium*, *Ataxodinium* sp., *Achomosphaera* sp. *Algidasphaeridium* cf. *capillatum* и *Polysphaeridium*.

В алевроитах лигнитосодержащей толщи были найдены мелкие млекопитающие [Ünay E., De Bruijn, 1998]. Их ревизованный список включает *Miomys praepliocaenicus* F.Major, *Miomys reidi* Hinton, *Borsodia* sp., *Pitymimomys stranzendorfensis* Rabeder и *Clethrionomys primitivus* Popov. Они датируют вмещающие отложения как начало гелазия (раннего плейстоцена), что соответствует началу зоны MN17 и позднему вилланию. Эту оценку подтверждают найденные в верхней толще моллюски и данные спорово-пыльцевого анализа. Формирование отложений разреза Пекечик происходило в интервале от 2.6 до 2.3–2.1 млн. лет. Сейчас эти отложения находятся на высоте 1753 м, что дает скорость поднятия 0.7–0.8 мм/год.

Исследования, проведенные в долине рек Дзорагет–Дебед (Северо-Западная Армения) позволили выделить куртанскую свиту и проследить ее на протяжении 15 км от восточной части Лорийской впадины до г. Алаверди. Находки крупных и мелких млекопитающих и каменных изделий среднеашельского облика и определения остаточной намагниченности отложений позволили датировать свиту поздним калабрием и низами среднего плейстоцена (не моложе 0.6 млн лет) [Trifonov et al., 2016]. Свита сложена тонкообломочными отложениями застойных вод, формировавшимися в системе озер, которые соединялись протоками с крайне слабым течением. Иначе говоря, превышение восточной части Лорийской впадины над районом г. Алаверди было в эпоху накопления свиты минимальным. Сейчас это превышение составляет 690 м, что дает среднюю скорость относительного поднятия Лорийской впадины не менее 1 мм/год. Судя по деформациям отложений впадины на границах с соседними хребтами, они поднимались еще быстрее. Данные по долине Дзорагета–Дебеда и отчасти по району с. Пекечик свидетельствуют о том, что четвертичное поднятие Малого Кавказа происходило с ускорением.

Плиоцен-четвертичная активизация вертикальных движений, приведшая к образованию современных горных систем, происходила повсеместно в Альпийско-Гималайском и других современных континентальных горных поясах в условиях коллизии или иных проявлений поперечного или косоугольного сближения литосферных блоков [Трифонов, 2016]. Вместе с тем, позднекайнозойская активизация поднятий отмечена не только в коллизионных и сходных с ними подвижных поясах сжатия, но также в островодужных системах, на бортах крупнейших рифтов и даже в платформенных областях [Partridge, 1997; Artyushkov, Hofmann, 1998; Ollier, 2006].

Активизация началась в близкое, но разное время в разных горных системах: в конце миоцена на Кавказе (с усилением в плейстоцене), в плиоцене на Памире и Тибете, в раннем плейстоцене в Центральном Тянь-Шане и Гималаях, т.е. в интервале от 7 до 2 млн. лет назад. Этой «пиковой» стадии предшествовала длительная ранняя стадия новейшего орогенного этапа, начало которой варьировало во времени от позднего эоцена до миоцена, хотя чаще приходилось на олигоцен. В раннюю стадию субэральные поднятия формировались локально в областях концентрации деформации сжатия и были, как правило, не выше среднегорных.

Для объяснения особенностей новейшего горообразования и некоторых других структурно-кинематических явлений, выходящих за рамки теории тектоники литосферных плит, была предложена модель тектоники мантийных течений, основные положения которой сводятся к следующему [Соколов, Трифонов, 2012; Трифонов, 2016; Трифонов, Соколов, 2018]. Исходный источник большинства тектонических явлений в земной коре, т.е. близ поверхности твердой Земли – общемантийная конвекция. Ее восходящие ветви образованы двумя обширными и сложно построенными общемантийными суперплюмами – Эфиопско-Афарским и Тихоокеанским. От суперплюмов распространяются подлитосферные верхнемантийные потоки, которые из-за вязкого трения перемещают литосферные плиты и служат источником верхнемантийной конвекции. Средние скорости перемещения подлитосферных потоков, вероятно, близкие к скоростям восходящих потоков в суперплюмах, оценены величинами около 8 см/год [Трифонов, Соколов, 2017]. В местах расхождения плит возникали зоны спрединга, положение которых изменялось в процессе

латерального роста плит. В местах схождения плит возникали зоны субдукции и коллизии. Большинство зон субдукции полностью или частично переходит в горизонтальные линзы на уровне переходного слоя мантии (~400–700 км). Субдуцируемые слэбы, погружающиеся ниже него, и отторженные фрагменты линз переходного слоя мантии составляют лишь часть нисходящей ветви конвекции. Она реализуется также путем отрыва и погружения плотных нижнелитосферных масс под кратонами и областями интенсивной коллизии. Средние скорости нисходящих потоков, охватывавших обширные области, оценены в 0.9–1.0 см/год [Трифонов, Соколов, 2017].

При широком распространении коллизии она замедляет движение плит, и подлитосферные потоки распространяются под соседние с коллизией области, где создают сложную картину структурных взаимодействий. На ранней стадии орогенного этапа это приводит к образованию деформационных поднятий в областях концентрации сжатия и структур растяжения в областях расхождения блоков. Перерабатывая переходный слой мантии, потоки обогащаются флюидами. Активизированная таким образом мантия частично замещает мантийную часть литосферы [Артюшков, 2003], а флюиды потоков вызывают метаморфические преобразования литосферы и, как следствие, ее разуплотнение [Трифонов и др., 2008; Артюшков, 2012]. Разуплотнение литосферы накладывается на эффекты деформационного изменения мощности земной коры и приводит к резкому усилению вертикальных движений во вторую, «пиковую», стадию новейшего горообразования.

Предложенная модель объясняет особенности развития новейшего горообразования, но, как и теория тектоники литосферных плит, не объясняет глобальной квази-синхронности его стадий. В поисках объяснения этого явления авторы обнаружили, что большинство фаз складчатости (тектонических фаз усиления деформаций, обусловленных сжатием), синхронно проявлявшихся в разных подвижных поясах с конца юры поныне, совпадают с эпохами частых инверсий магнитного поля Земли или непосредственно следуют за ними. Начиная с конца олигоцена, т.е. в течение новейшего орогенного этапа, когда инверсии были особенно частыми, тектонические фазы происходили одна за другой с интервалами 1–1.5 млн лет (до ~3 млн лет между штирийской и аттической фазами), что несоизмеримо с длительными интервалами между более ранними фазами. Пики деформационной активности внутри неотектонических фаз следовали за эпохами максимальной частоты инверсий через 1–2 млн лет [Трифонов, Соколов, 2018].

Выявление такой синхронности важно потому, что, согласно современным представлениям, решающее значение для создания и функционирования магнитного поля Земли имеют процессы в земном ядре и их взаимодействие с мантией [Зельдович, Рузмайкин, 1987]. Считается, что течения в ядре, в сочетании с вращением сфероида и высокой проводимостью материала, формируют структуру нормального магнитного поля Земли, которое в первом приближении может быть аппроксимировано полем диполя, ориентированного по оси вращения, проходящей через центр масс [Куражковский и др., 2010].

Геодинамическое воздействие этих процессов на литосферу путём конвекции или иных форм тепломассопереноса в мантии не может быть источником тектонических фаз. При скорости восходящих ветвей мантийного тепломассопереноса 8–10 см/год время прохождения такого возмущения от внешней границы ядра (~2900 км) до подошвы литосферы (~100 км) составило бы 35–28 млн лет. Авторы полагают, что источником изменения течений в ядре, ответственного за инверсии магнитного поля, является перераспределение масс в системе внешнего жидкого и внутреннего твердого ядра, приводящее, вместе с тем, к изменению режима вращения Земли. Это могло стать причиной возникновения в мантии переменных объёмных сил и деформаций, обеспечивающих адаптацию мантии к изменявшимся геодинамическим условиям. Наиболее контрастно эти деформации проявляются вблизи поверхности твердой Земли, т.е. в литосфере и особенно в земной коре, отличающейся максимальной неоднородностью строения. Таким образом, изменения пространственной структуры течений материала с большой плотностью и большой проводимости во внешнем жидком ядре могут быть причиной и инверсий магнитного поля, и тектонических фаз, как проявлений изменения режима вращения Земли и адаптации к нему литосферы.

В течение новейшего орогенного этапа (последние 25–24 млн лет) геодинамические воздействия процессов в земном ядре, отражённые в синхронности инверсий магнитного поля и тектонических фаз, проявлялись особенно часто, вызывая флуктуации в системе процессов, объединяемых моделью тектоники мантийных течений. Кульминацией такого хода событий явилась вторая стадия орогенного этапа, когда верхнемантийные потоки, определяющие взаимодействие плит, стали турбулентными и привели к разуплотнению верхов мантии и низов коры, резко усилившему горообразовательные вертикальные движения. Тем самым, геодинамические

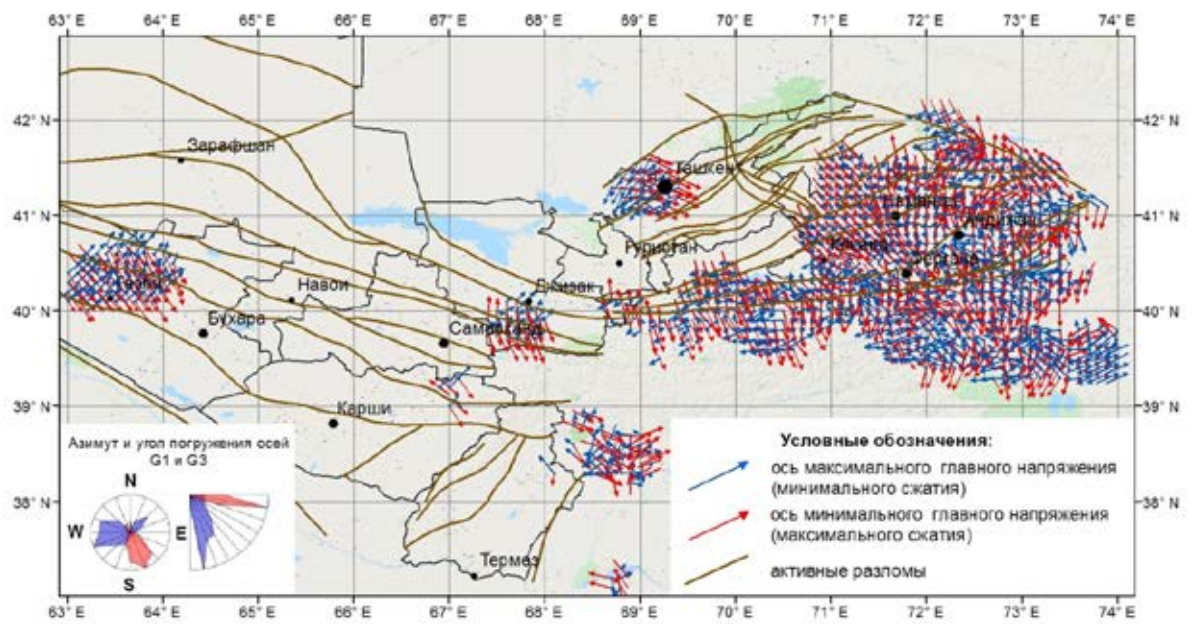
воздействия процессов в земном ядре обусловили глобальную квази-синхронность стадий новейшего тектогенеза и горообразования.

Материалы собраны, и статья подготовлена за счет средств Российского научного фонда, проект № 17-17-01073-п.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Артюшков Е.В.* Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // *Геотектоника*, 2003, № 2, С. 39–56.
2. *Артюшков Е.В.* Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53, № 6. С. 738–760.
3. *Зельдович Я.Б., Румзайкин А.А.* Гидромагнитное динамо как источник планетарного, солнечного и галактического магнетизма // *Успехи физических наук*. 1987. Т. 152, вып. 2. С. 263–284.
4. *Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И., Чигарев Н.В., Штанге Д.В.* Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.
5. *Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И., Брагин В.Ю.* Геомагнитное поле в геологическом прошлом (за последние 400 млн лет) // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 4. С. 486–495.
6. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
7. *Саядян Ю.В.* Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Гитутюн, 2009. 357 с.
8. *Смирнов В.Н.* Северо-восток Евразии // *Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии* / под ред. А.Ф. Грачёва. М.: ОИФЗ РАН/ГЕОН, 2000. С. 120–133.
9. *Соколов С.Ю., Трифонов В.Г.* Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфипско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс) // *Геотектоника*. 2012. № 3. С. 3–17.
10. *Трифонов В.Г.* Коллизия и горообразование // *Геотектоника*. 2016. № 1. С. 3–25.
11. *Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А.* Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49, № 2. С. 128–145.
12. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* Подлитосферные течения в мантии // *Геотектоника*. 2017. № 6. С. 3–17.
13. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* Тектонические явления мезозоя и кайнозоя и геодинамические процессы, их определяющие // *Геотектоника*. 2018. № 5. С. 75–89.
14. *Трофимов А.К.* Основные этапы развития рельефа гор Средней Азии. Ярусность рельефа гор Средней Азии и проблема коррелятных отложений // *Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое*. Фрунзе: Илим, 1973. С. 98–127.
15. *Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 247 с.
16. *Artyushkov E.V., Hofmann A.* The Neotectonic crustal uplift on the continents and its possible mechanisms. The case of Southern Africa // *Surv. Geophys.* 1998. Vol. 15. P. 515–544
17. *Ollier, C.D.* Mountain uplift and the Neotectonic period // *Annales of Geophysics*. 2006. Supplement to vol. 49, No. 1. P. 437–450.
18. *Partridge T.C.* Late Neogene uplift in Eastern and Southern Africa // *Tectonic uplift and climate change* / Ed. by W.F. Ruddiman. N.Y // Plenum Press, 1997. P. 63–86.
19. *Trifonov V.G., Lyubin V.P., Belyaeva E.V., Lebedev V.A., Trikhunkov Ya.I., Tesakov A.S., Simakova A.N., Veselovsky R.V., Latyshev A.V., Presnyakov S.L., Ivanova T.P., Ozhereliev D.V., Bachmanov D.M., Lyapunov S.M.* Stratigraphic and tectonic settings of Early Paleolithic of North-West Armenia // *Quaternary International*. 2016. Vol. 420. P. 178–198.
20. *Trifonov V.G., Simakova A.N., Çelik H., Tesakov A.S., Shalaeva E.A., Frolov P.D., Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Aleksandrova G.N., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ozherelyev D.V., Sokolov S.A., Belyaeva E.V.* The Upper Pliocene – Quaternary geological history of the Shirak Basin (NE Turkey and NW Armenia) and estimation of the Quaternary uplift of Lesser Caucasus // *Quaternary Intern.* 2020; <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.11.004>
21. *Ünay E., De Bruijn H.* Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia // *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO*. 1998. Vol. 60. P. 431–466.

## РАЗДЕЛ 6. ЦЕНТРАЛЬНАЯ И ВЫСОКАЯ АЗИЯ





# МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ТИБЕТА

Р.С. Алексеев

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

## Введение

Создание полномасштабной модели эволюции зон субдукции является одной из ключевых задач геодинамики. В настоящее время разрабатываются подходы в нескольких основных направлениях. Первое направление базируется на численном моделировании и теоретическом анализе процессов связанных с взаимодействием тектонических плит [Cížková, 2012, Yoshioka, 2010 и др.]. Второе направление отталкивается от GPS-данных [Стеблов, 2008], данных по сейсмической томографии [Fukao, 2013], или лабораторных экспериментов [Fumagalli, 2004]. В отдельное направление выделим лабораторное моделирование тектонических процессов в зоне субдукции. В лабораторных экспериментах рассматриваются различные задачи. Большинство из них определяет погружение одной пластины в другую только за счет разности плотностей и вязкости двух пластин [Jacoby, 1976, Schellart, 2009]. В других [Guillaume, 2009] вводятся дополнительные силы со стороны «океанического рифта». Есть работы, в которых рассматриваются и различные кинематические состояния для плиты, под которую опускается субдуцирующая плита (стационарна, надвигается навстречу, находится в свободном состоянии) [Espurt, 2008].

Работы по численному моделированию, чаще всего, опираются на модели для описания конвекции в жидкостях и газах. Так, например, работы [Cížková, 2007,2012,2013] базируются на численном решении уравнения тепловой конвекции в приближении Буссинеска – Обербека. Другие [Plumley, 2019], решают задачу Рэля – Бенара о конвекции в плоском слое жидкости, когда в этом слое возникают ячейки в форме цилиндрических валов.

## Современные представления

Наиболее распространенной моделью эволюции Тибетско-Гимплайского орогена является модель «капли», представленной в [Molnar, 1993]. В этой модели предполагается, что в результате сжатия сначала формируется немного увеличенный «корень» в коре Тибета. За счет увеличения мощности коры происходит увеличение мощности литосферы, образуется «корень» литосферы, который погружается в астеносферу. Опускаясь в астеносферу, более холодный материал литосферы затягивает за собой кору, вызывая изменения границы Мохо. Отмечается, что изменения высоты поднятия массива контролируется изменением глубины границы Мохо. Изменение температурного градиента и других параметров приводит к началу мелкомасштабной конвекции.

В других моделях эволюции Гималайского-Тибетского орогена [Yin, Harrison, 2001] акцент делается на палеозойский и мезозойский периоды формирования. Считается, что процессы, происходящие в этот период, повлияли на дальнейшую эволюцию структуры. Так, например, складчато-надвиговые пояса формируются вдоль (или рядом) с шовными зонами. Положение обширного флишевого триасового комплекса в центральном Тибете коррелирует с кайнозойским вулканизмом. Так же учитывается наличие палеозойских и ранне-мезозойских дуг (островные дуги), которые сформировали определенные пояса. Однако существуют исследования и докембрийского периода.

В работах [Xu et al. 2012], основанных на полевых исследованиях, анализе деформаций и точных данных о возрасте комплекса Намче Барва (Namche Barwa Complex) в восточных Гималаях, предполагают двухэтапную тектоническую модель. Первая, или ранняя стадия, включает в себя период 55-40 млн лет, на этом этапе предполагается, что океаническая кора субдуцируется на глубину более 70 км. Вторая, поздняя стадия (после 40 млн лет), резкое поднятие. Этот этап бьется на два подэтапа, когда метаморфизованные породы быстро прорываются в нижнюю кору (22-18 млн лет), а затем в верхнюю (6-2 млн лет), образуя антиформный купол.

Существующие различия в трактовке количества этапов поднятий незначительны, они связаны с моментом начала отсчета времени. В работах, где рассматривается процесс эволюции с момента начала коллизии, предполагается двухэтапная модель поднятия. Но к моменту начала коллизии, т.е. к концу эоцена была сформирована так называемая вершинная поверхность выравнивания [Артюшков, 2012]. Соответственно к моменту начала коллизии средняя высота региона была примерно 1 км. Этот этап идет первым в трехэтапных моделях эволюции.

## Модель

В докладе будет представлена модель формирования плато Тибета, которая впервые была опубликована в работах [Ребецкий, 2017; Ребецкий и др., 2018]. Согласно большинству работ, отделение Индии от Антарктики произошло около 150 млн. лет назад. Далее происходит длительный этап дрейфа Индийской плиты в северо-восточном направлении. Длительность дрейфа составляет около 100 млн. лет, вплоть до момента начала коллизии, после которого произошло изменение направления траектории с северо-восточного направления на северное. Так же за время дрейфа и коллизии произошел разворот плиты на 35-40 град. Эта начальная стадия процесса является наиболее дискуссионной. До начала коллизии происходит последовательное образование, а затем аккреция нескольких микроконтинентов, островных дуг и других структур, возникающих при субдукции, на южную окраину евразийской плиты.

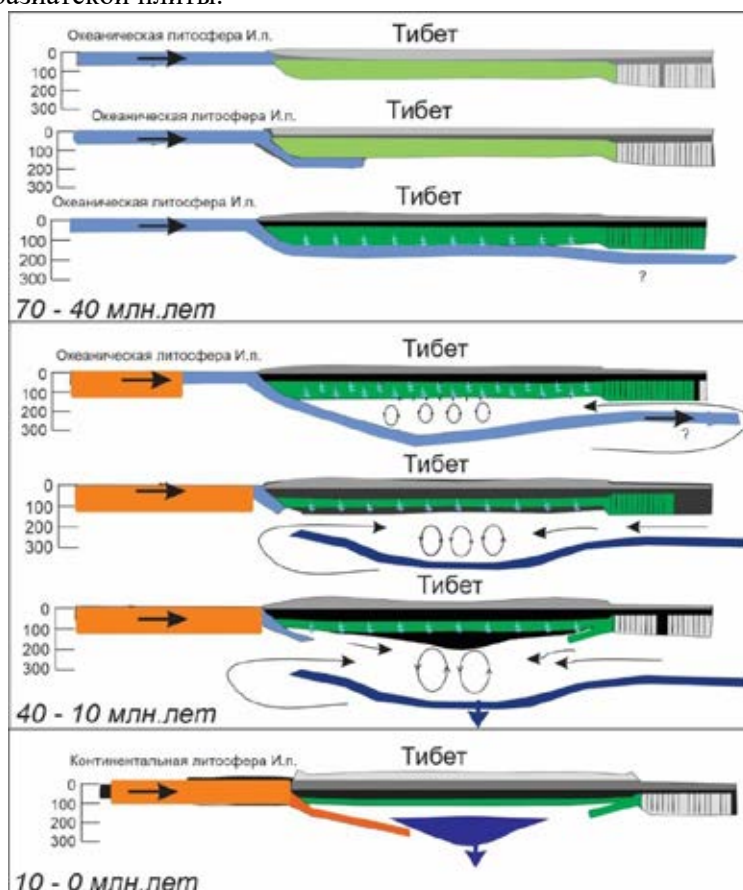


Рис. 1. Модель эволюции литосферы

В модели основное внимание уделено периоду начиная с 70 млн. лет до нынешнего времени. Считается, что с момента начала столкновения смятие коры Евразийской плиты составило минимум 1400 км. В результате такого сокращения в раннем палеоцене (50 млн лет), начинает формироваться Тибетское плато. Причем вся структура (700 км в поперечнике), заключенная между Цилянкой шовной зоной и северной окраиной индийского континента, начинает формироваться одновременно, без последовательного продвижения на север.

Большинство авторов сходятся на том, что закрытие океана Тетис произошло в период около 60-50 млн. лет, соответственно пока шло формирование аккреционного пояса, субдуцирующий слэб опускался и затем выполаживался вдоль подошвы литосферы Евразии. Механизм погружения и выполаживания слэба требует отдельного рассмотрения. Мы предполагаем, что основным является механизм «rollback», когда погружение и изгибание слэба, в большей степени, происходит за счет надвигания и продавливания континентальной коры, а не за счет давления со стороны океанического хребта. Вода из перенасыщенного слэба поступала в литосферу и происходила выплавка гранитов и базальтов на глубинах средней и нижней коры. В итоге это привело к тому, что под Тибетом сформировалась более толстая кора и утоненная мантийная часть литосферы. При этом в низах литосферы появились утяжеленные породы (эклогиты). Поскольку в процессе дифференциации происходили преобразования пород литосферы, то при почти неизменной массе ее объем увеличился. В это время происходит первый импульс поднятия Тибета на высоту до 1 км. Процессы изменения

литосферы Тибета происходили постепенно с юга на север и, возможно, были периоды приостановки субмеридионального движения слэба.

По некоторым оценкам, второй импульс поднятия происходит в период 20-25 млн. лет. Предположительно в это время океанический слэб достаточно сильно утяжелелся, отдав большую часть воды и частично испытав метаморфические преобразования. В результате этого он начал отслаиваться от подошвы литосферы Тибета. Это привело к тому, что в область между тонущим слэбом и подошвой литосферы Тибета с севера стала поступать астеносферная мантия, создавая структуры, похожие на субдукцию литосферы со стороны Сибирской плиты. При этом процесс погружения слэба с юга продолжался, поэтому процессы выплавки и дифференциации продолжались, что привело к формированию в ней мелкомасштабной конвекции.

Третий импульс поднятия оценивается различными авторами в 5.5 - 3.5 млн.лет. В этот период по мере увеличения толщины астеносферного слоя, заполняющего пространство между слэбом и подошвой литосферы Тибета, происходило изменение параметров астеносферной тепловой конвекции, ширина ее ячеек все более увеличивалась. При этом практически нивелировался и затем стал отрицательным перепад плотностей между низами литосферы и аномально подплавленной астеносферой. Вероятно, (5-10 млн лет назад) сначала медленно, а затем (2-5 млн лет назад) все быстрее тяжелые фракции пород литосферы начали от нее отделяться и тонуть в астеносфере. Став более легкой, литосфера Тибета начала резко всплывать, создавая высочайшее в мире плато.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Артюшков Е.В.* Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // Геология и геофизика., 2012. Т. 53.
2. *Ребецкий Ю.Л.* Новый механизм эволюции литосферы Тибета и орогенов Высокой Азии // Материалы XVII Всероссийского семинара «Геодинамика, геомеханика и Геофизика», Стационар «Денисова пещера», Алтайский край 24-29 июля 2017. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. С. 33-34.
3. *Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С., Маринин А.В.* Механизм эволюции литосферы Тибета и орогенов Высокой Азии // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Материалы Докл. VII Междунар. симпозиума, г. Бишкек, 19-24 июня 2017 г. Бишкек: НС РАН. 2018. С. 113-120.
4. *Стеблов Г.М. и др.* Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS, Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле, Тезисы докладов Всероссийской конференции 13-17 октября 2008 г. 331-333, Институт физики Земли РАН, г. Москва
5. *Cizkova H. et al.* /Earth and Planetary Science Letters 199 (2002) 447-457
6. *Cížková H., C.R.Bina* /Earth and Planetary Science Letters 379 (2013) 95-103
7. *Espurt N., Funicello F., Martinod J., Guillaume B., Regard V., Faccenna C., Brusset S.* Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling // Tectonics. 2008. Vol. 27. № 3. TC3011. P. 1-19. doi: 10.1029/2007TC002175
8. *FUMAGALLI P., S. POLI*, Experimentally Determined Phase Relations in Hydrous Peridotites to 6.5 GPa and their Consequences on the Dynamics of Subduction Zones, Journal of Petrology, Volume 46, Issue 3, March 2005, Pages 555-578, <https://doi.org/10.1093/petrology/egh088>
9. *Fukao, Y., and M. Obayashi* (2013), Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity, J. Geophys. Res. Solid Earth, 118, P. 5920-5938, doi:10.1002/2013JB010466.
10. *Jacoby W.R.* Paraffin model experiment on plate tectonics // Tectonophysics. 1976. Vol. 35. P. 103-113.
11. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419-426.
12. *Plumley, M., & Julien, K.* (2019). Scaling laws in Rayleigh-Benard convection. Earth and Space Science, 34, 1580-1592. <https://doi.org/10.1029/2019EA000583>
13. *Schellart W.P.* Evolution of the slab bending radius and the bending dissipation in three-dimensional subduction models with a variable slab to upper mantle viscosity ratio // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 288. P. 309-319.
14. *Yin, A., Harrison, T.M.*, 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 28, P. 211-280.
15. *Zhiqin Xu, Shaocheng Ji, Zhihui Cai, Lingsen Zeng, Quanru Geng, Hui Cao.* Kinematics and dynamics of the Namche Barwa Syntaxis, eastern Himalaya: Constraints from deformation, fabrics and geochronology // Gondwana Research. Volume 21, Issue 1, January 2012. P. 19-36.



# РЕКОНСТРУКЦИЯ СОВРЕМЕННОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКИСТАНА ПО ДАННЫМ СБОРНОГО КАТАЛОГА МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Р.С. Ибрагимов<sup>2</sup>, Ю.Л. Ребецкий<sup>1</sup>, Т.Л. Ибрагимова<sup>2</sup>, М.А. Мирзаев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, e-mail: reb@ifz.ru

<sup>2</sup> Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан, e-mail: ibrom@yandex.ru

Территория Узбекистана характеризуется сложным тектоническим строением и высоким уровнем сейсмической активности. Его восточная часть относится к герцинским структурам западного Тянь-Шаня, западная к эпипалеозойской Туранской платформе (рис. 1). В пределах Туранской плиты выделяются Амударьинская, Сырдарьинская и Приаральская впадины. В эпиплатформенную орогеническую область входит система положительных и отрицательных структур, выраженных в рельефе в виде горных хребтов (Чаткало-Кураминских, Алай-Туркестанских, Зеравшан-Гиссарских и др.), межгорных (Ферганская, Сурхандарьинская) и предгорных (Ташкентско-Голодностепская, Кашкадарьинская) впадин и разделяющих их зон разрывных нарушений [Ибрагимов и др., 2002]. По геолого-геофизическим данным в пределах исследуемой территории мощность земной коры колеблется от 40 км на северо-западе (район Приаралья) до 55 км (Ферганская долина).

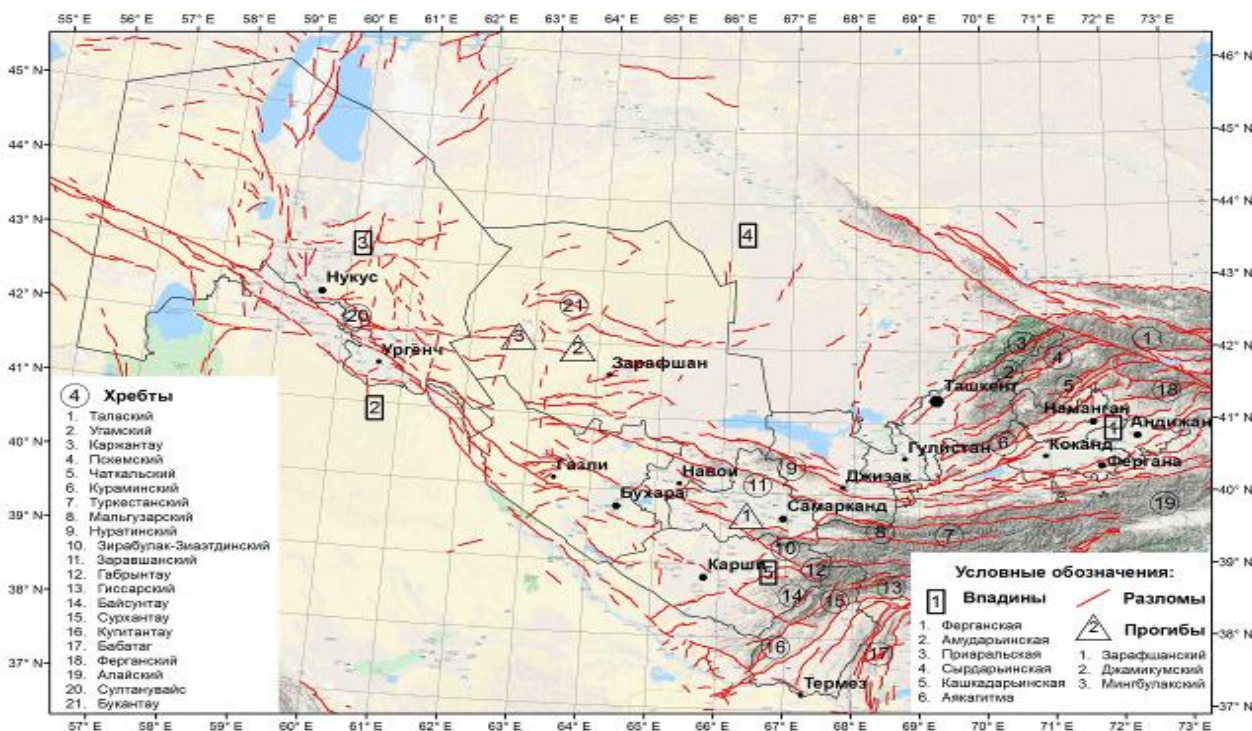
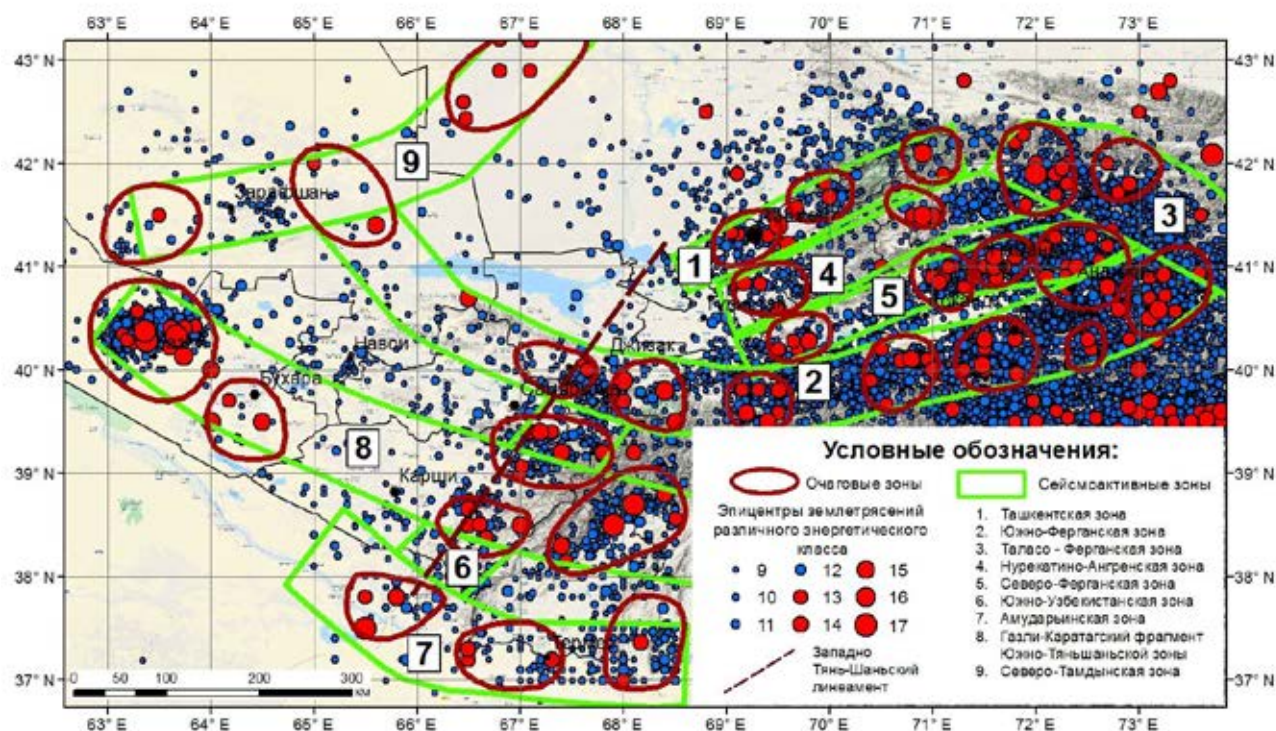


Рис. 1. Современный структурный план исследуемого района и активные разломы земной коры (по [Бачманов и др., 2017])

Распределение землетрясений по площади исследуемой территории весьма неравномерное (рис. 2). Восточнее Западно-Тянь-Шаньского линимента, являющегося границей между горными сооружениями Тянь-Шаня и равнинной территорией Туранской плиты, сейсмическая активность как на уровне слабых и умеренных сейсмических событий (синие кружки на карте), так и на уровне сильных землетрясений (красные кружки), очень высокая, а западней этого линимента – низкая. Подавляющее большинство сильных землетрясений исследуемого региона происходит в пределах сейсмоактивных зон [Artikov et al., 2020], ассоциированных с глубинными разломами земной коры. Внутри же сейсмоактивных зон выделяются участки, в которых, как за исторический период времени, так и за инструментальный период наблюдений, отмечается высокая сейсмическая активность на уровне сильных землетрясений, что свидетельствует о наличии в них благоприятных условий для крупномасштабного разрушения в поле действующих тектонических напряжений. Эти участки рассматриваются как наиболее вероятные области ожидаемой сейсмической активизации на

ближайшие десятилетия [Артиков и др., 2017; Artikov et al., 2018] и особенности их напряженного состояния представляет значительный научный интерес.



**Рис. 2.** Карта эпицентров исторических и инструментальных землетрясений с энергетическим классом  $K = 9-17$  ( $M=2,5-7,5$ ) территории Узбекистана и основные сейсмоактивные зоны

Каталог механизмов очагов землетрясений исследуемой территории, включающий 1157 сейсмических событий, был сформирован на основе следующих источников:

- построения, опубликованные в сборниках «Землетрясения Средней Азии и Казахстана» [Землетрясения Средней Азии и Казахстана, 1979-1988];
- определения механизмов очагов сильных (с  $M \geq 5$ ) землетрясений, произошедших на территории Узбекистана и прилегающих к нему территориях в период с 1946 по 1985 гг., проведенные Е.М. Безродным [Безродный, Туйчиев, 1987];
- выборка по территории Узбекистана из каталога механизмов очагов землетрясений Центральной Азии с энергетическим классом  $K \geq 10$  ( $M \geq 3.5$ ) за период с 1970 по 2005 годы (авторы каталога Н.Н. Михайлова, Н.Н. Полешко);
- выборка механизмов очагов землетрясений с магнитудой  $M \geq 3$  по территории, ограниченной координатами  $37^\circ-43^\circ$  с. ш.,  $63^\circ-74^\circ$  в. д., за период с 1946 по 1992 гг. из каталога Института Физики Земли (ИФЗ) РАН. Для ряда землетрясений в данном каталоге приведено несколько решений, полученных разными авторами;
- Гарвардский каталог механизмов очагов сильных (с  $M \geq 5$ ) землетрясений СМТ (Harvard Global Centroid Moment Tensor Catalog) [Eksrom, Nettles, 2014] с 1976 года по настоящее время.

При формировании сводного каталога остро стоит вопрос выбора из совокупности различных решений для одних и тех же землетрясений единственного наиболее вероятного. В качестве первого приближения [Ребецкий, 2007] оценки надежности построений механизмов, содержащихся в каталогах различных авторов, рассматривалась степень близости их построений механизма с решениями, содержащимися в каталоге СМТ. Карта эпицентров землетрясений, вошедших в сводный каталог, с изображением механизмов очагов этих землетрясений показана на рис. 3. На этом же рисунке приведены гистограммы распределения землетрясений каталога МОЗ по магнитуде и глубине. Распределение азимутов осей сжатия ( $P$ ) и растяжения ( $T$ ) в очагах землетрясений свидетельствует, что для всей исследуемой территории в целом преобладает близ меридиональное направление оси сжатия и близ широтное оси растяжения. Азимут оси растяжения имеет несколько больший разброс, чем оси сжатия. Анализ углов погружения осей сжатия и растяжения показал, что для большинства сейсмических событий первая из них субгоризонтальна, а вторая – субвертикальна, что хорошо согласуется с распределением этих же характеристик, определенных ранее по механизмам очагов сильных землетрясений [Безродный, Туйчиев, 1987]. Вместе с тем, распределение

этих параметров для отдельных районов (рис. 4) показывает их существенную площадную вариабельность.

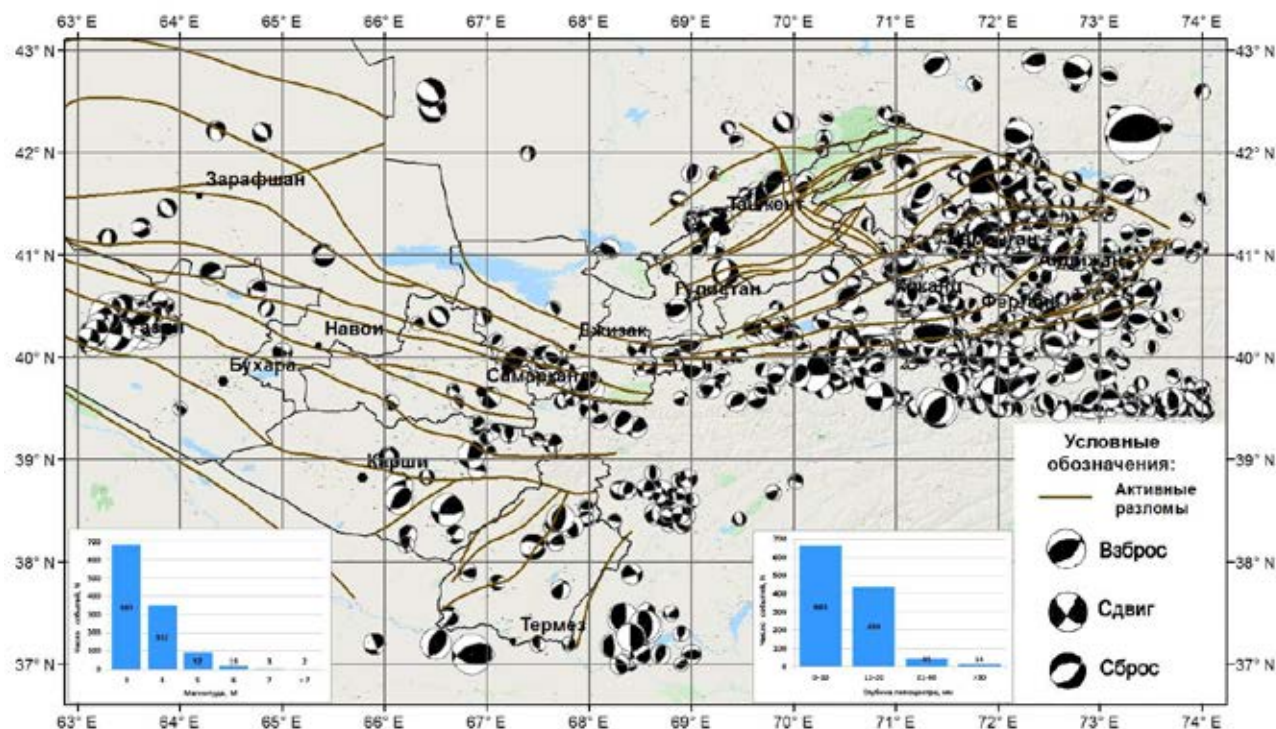


Рис. 3. Карта механизмов очагов землетрясений, вошедших в сводный каталог механизмов очагов землетрясений территории Узбекистана

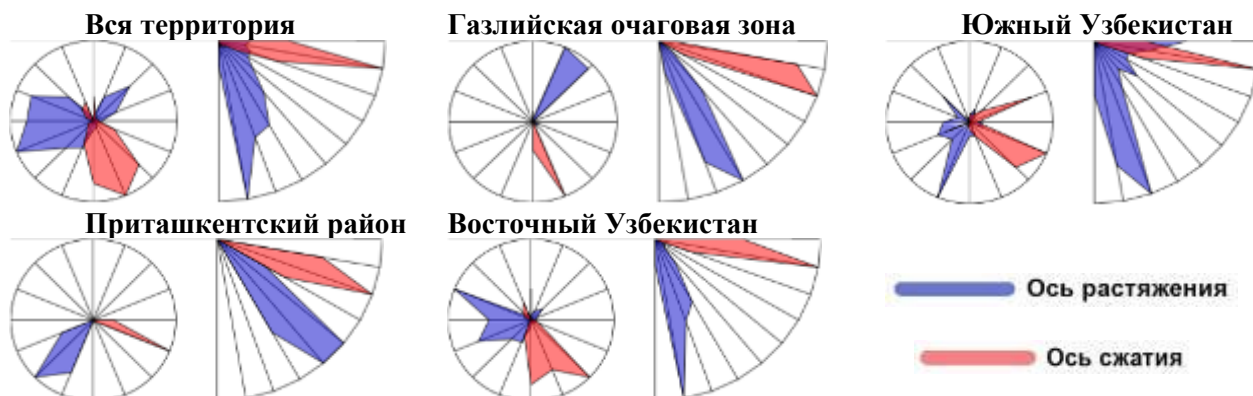


Рис. 4. Роза диаграммы азимутов и углов погружения осей сжатия (P) и растяжения (T) в очагах землетрясений территории Узбекистана

На рис. 5 показано площадное распределение землетрясений сводного каталога МОЗ по различным кинематическим типам разрыва в очаге в соответствии с классификацией, предложенной в [Ребецкий, 2007]. На исследуемой территории встречаются все типы механизмов очагов, но преобладающими являются взбросы и взбросо-сдвиги. Значительная часть сбросов и сбросо-сдвигов в восточной части территории происходила в пределах узкой Алайской долины, расположенной между Южно-Ферганским и Южно-Тянь-Шаньским разломами, в центральной части Таласо-Ферганского разлома и в пределах Ферганской межгорной впадины. На платформенной части исследуемой территории сбросы отмечаются на северо-западе в пределах Сырдарьинской впадины, где в 1968 году произошел высокомагнитудный рой Кызылкумских землетрясений. Большое число сбросов и сбросо-сдвигов наблюдается в Газлийской очаговой зоне. Землетрясения сдвигового типа встречаются весьма редко. То же самое можно сказать и о механизмах типа взреза (поддвига).

В рамках алгоритмов метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА), разработанного в ИФЗ РАН [Ребецкий, 2007], на базе сводного каталога МОЗ проведено два этапа реконструкции поля природных напряжений. Реконструкция выполнялась по сетке  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ . Минимальный размер однородной выборки в каждом исследуемом домене включал не менее шести определений механизмов, что, с одной стороны, несколько уменьшило площадь, на которой

реконструкция оказалась возможной, с другой – обеспечило высокую точность построений в областях, в которых реконструкцию осуществить удалось.

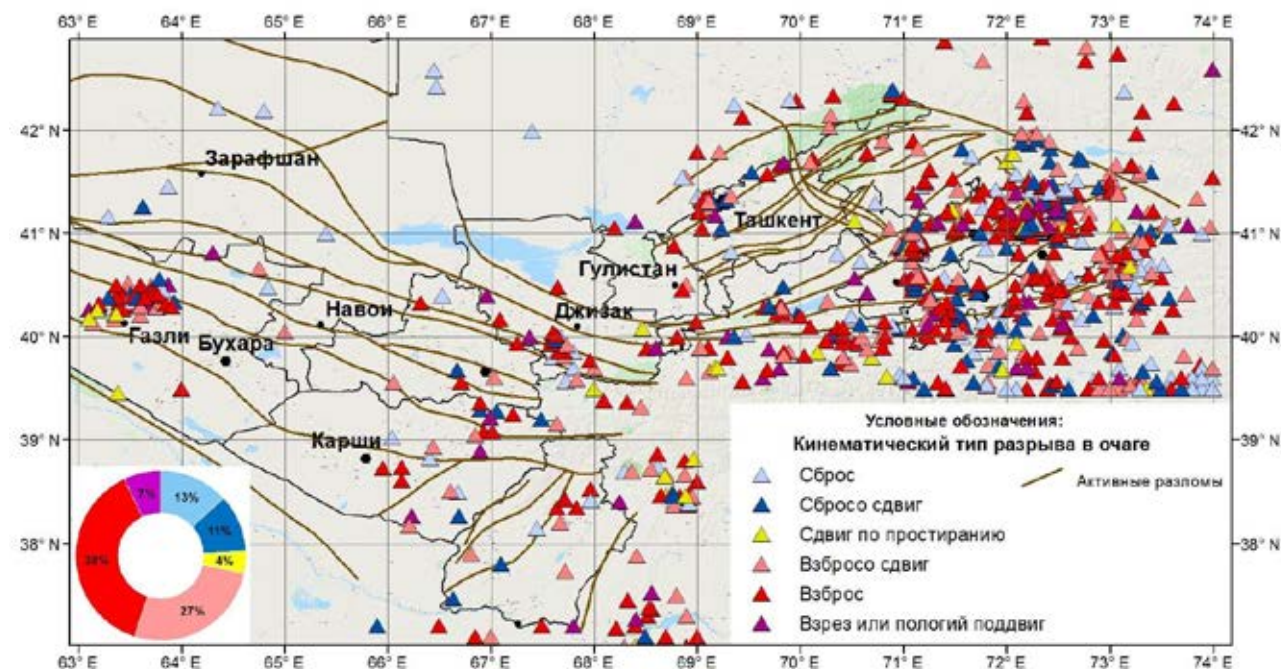


Рис. 5. Распределение по площади землетрясений с различным кинематическим типом разрыва в очаге по [Ребецкий, 2007]

Построения проведены для всего сейсмоактивного слоя в целом, верхней части земной коры (до 10 км) и слоя, расположенного ниже 10 км.

## Результаты реконструкции

**Параметры эллипсоида напряжений.** Угол погружения оси минимального сжатия  $\sigma_1$  существенно меняется с глубиной. На малых глубинах (0-10 км) отмечается большой разброс в углах погружения оси  $\sigma_1$  (от  $0^\circ$  до  $80^\circ$ ). На глубинах больше 10 км для большинства доменов ось  $\sigma_1$  субвертикальна. Наибольшие вариации азимута оси минимального сжатия с увеличением глубины отмечаются в районе Алайского хребта (от субширотного на малых глубинах до субмеридионального на больших) и в восточной части Газлийской очаговой зоны (от северо-восточного до строго меридионального).

Угол погружения оси главного сжатия  $\sigma_3$  ведет себя более стабильно при изменении глубины. Как для всего сейсмоактивного слоя в целом (рис. 6), так и для различных глубин у большинства доменов ось  $\sigma_3$  близгоризонтальна. На малых глубинах в районе Алайского хребта можно отметить ее близвертикальное погружение. В большинстве случаев простирание оси максимального сжатия практически перпендикулярно направлению структур. Эта особенность нарушается для центральной части Таласо-Ферганского разлома, где направления оси  $\sigma_3$  и разлома практически совпадают.

Анализ распределения коэффициента Лодэ – Надаи, рассчитанного для всего сейсмоактивного слоя (рис. 7), свидетельствует о неоднородности соотношения величин главных напряжений в земной коре исследуемой территории. При преобладающем числе доменов, характеризующемся состоянием близким к чистому сдвигу ( $0,2 < \mu_\sigma < 0,2$ ), значительное число доменов характеризуются напряженным состоянием, смещенным в сторону одноосного сжатия (район Газли, область сочленения Южно-Ферганского и Северо-Ферганского разлома, отдельные участки в пределах Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны). Области, в которых напряженное состояние приближено к одноосному растяжению, расположены в Приташкентском районе, в северо-восточной части Северо-Ферганского и Южно-Ферганского разломов и одноименных флексурно-разрывных зон, а также на территории Алайской долины.

Характер распределения коэффициента Лодэ – Надаи существенно меняется с глубиной. Если для небольших глубин (0-10 км) преобладающим является чистый сдвиг, то с увеличением глубины домены с напряженным состоянием, близким к одноосному сжатию, одноосному растяжению и чистому сдвигу распределены примерно в равных долях. При этом большая часть доменов с напряженным состоянием близким к одноосному растяжению располагается в пределах Ферганской межгорной впадины.

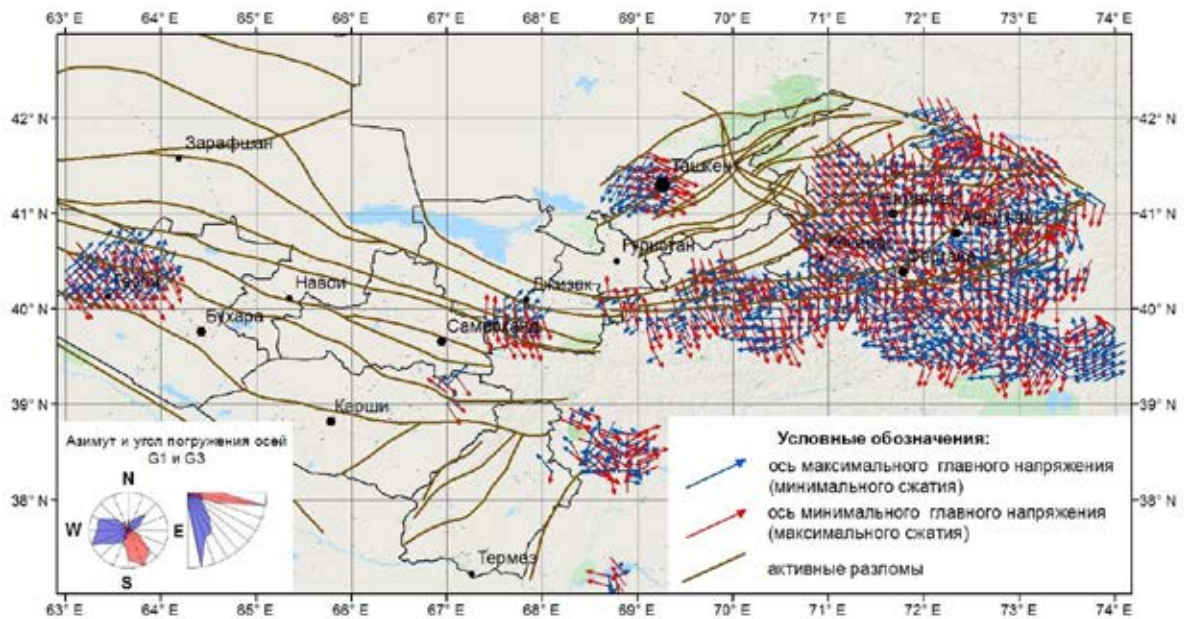


Рис. 6. Проекция на горизонтальную плоскость осей алгебраически минимального главного напряжения (максимального сжатия)  $\sigma_3$  и максимального главного напряжения (минимального сжатия)  $\sigma_1$  для всего сейсмоактивного слоя

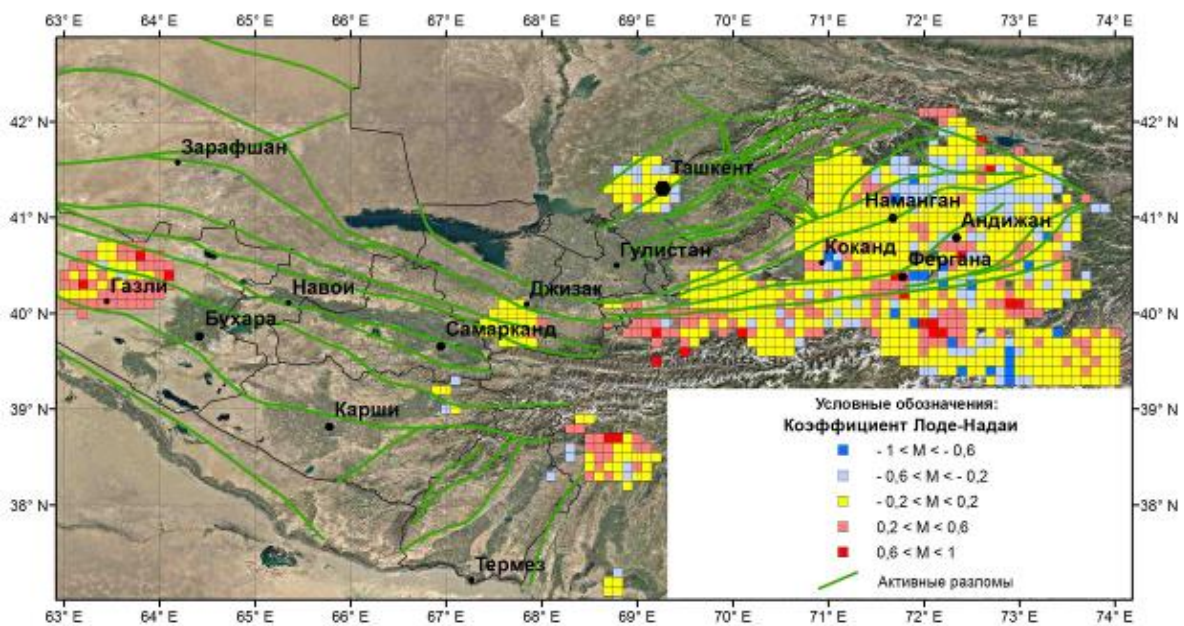


Рис. 7. Площадное распределение коэффициента Лове - Надаи для всего сейсмоактивного слоя

**Районирование территории по типам геодинамического режима** (рис. 8). Для территории Приташкентского района преобладающим является режим горизонтального сжатия со сдвигом. К западу от Ташкента располагается несколько доменов, характеризующихся режимом горизонтального сдвига.

Тип геодинамического режима Газлийской очаговой зоны сильно меняется с глубиной. Для всего сейсмоактивного слоя в целом юго-западная часть зоны характеризуется режимом горизонтального сдвига, а восточная – горизонтальным сжатием. На малых глубинах (0-10 км) западная часть зоны находится в режиме горизонтального сжатия, а восточная – в режиме горизонтального сжатия со сдвигом. На больших глубинах западная часть Газлийской очаговой зоны характеризуется режимом горизонтального сдвига, а восточная часть – горизонтально сжатия. В Южной части Узбекистана (северная часть Бабатаг-Кейкитауской структуры) внутри области горизонтального сжатия выделяется значительная по размерам область горизонтального сдвига.

В центральной и восточной части Ферганской межгорной впадины ось минимального сжатия  $\sigma_3$  близ вертикальна. Западная часть впадины характеризуется близ горизонтальным погружением оси

$\sigma_1$  и азимутом в направлении на юго-запад. Практически для всех доменов Ферганской межгорной впадины ось максимального сжатия  $\sigma_3$  близ горизонтальна. Для концевых участков впадины эта ось имеет меридиональное направление, а в центральной части впадины она ориентирована в юго-восточном направлении. Эта особенность прослеживается для различных глубин сейсмоактивного слоя. Без дифференциации сейсмоактивного слоя по глубинам практически вся Ферганская впадина характеризуется режимом горизонтального сжатия. В центральной части впадины отмечается несколько доменов, находящихся в режиме горизонтального сдвига.

Наибольшее число доменов, находящихся в режиме горизонтального сдвига, расположено в центральной и юго-восточной части Таласо-Ферганского разлома. В этих областях ось минимального сжатия  $\sigma_1$  имеет близ широтного направления, а ось максимального сжатия  $\sigma_3$  близ меридиональное. Обе оси характеризуются малым углом погружения от линии горизонта.

Наибольшее число доменов, находящихся в режиме горизонтального растяжения, расположены за Алайским хребтом в пределах одноименной долины. В этих областях ось минимального сжатия  $\sigma_1$  близ горизонтальна и ориентирована в направлении простирания Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны, а ось максимального сжатия  $\sigma_3$  имеет направление вкост структур и близ вертикальна. С увеличением глубины, доля доменов, характеризующихся режимом горизонтального сжатия, становится больше.

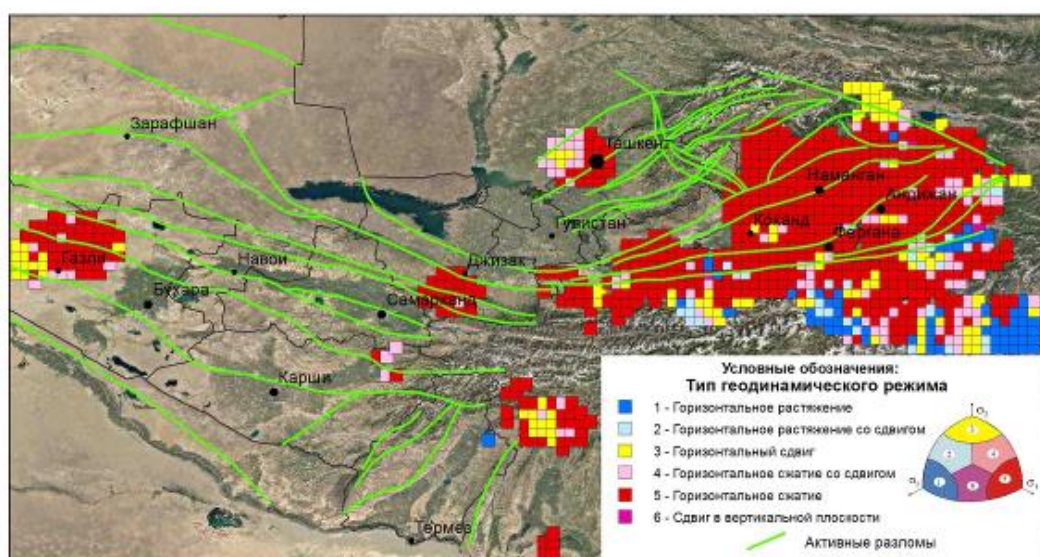


Рис. 8. Районирование территории по типам геодинамического режима для всего сейсмоактивного слоя

Относительные (нормированные на прочность сцепления массивов горных пород) значения эффективного всестороннего давления  $p^*/\tau_f$ . На платформенной части исследуемой территории (рис. 9) наибольшие значения  $p^*/\tau_f$  наблюдаются на периферии Газлийской очаговой зоны и на участке Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны между Зирбулак-Зиаэтдинским и Габрынтауским хребтами. В зоне перехода от орогена к платформе значительное число доменов с повышенными значениями относительных величин эффективного давления расположено в Приташкентском районе, непосредственно в пределах Каржантауской структуры. В орогенной части исследуемой территории значительные по протяженности области повышенных значений  $p^*/\tau_f$  отмечаются на участке Южно-Ферганского разлома, расположенном севернее Туркестанского хребта, а также в пределах Алайской долины. Последняя область устойчиво прослеживается на различных глубинах.

В работах [Ребецкий, 2007б; Rebetsky, Tatevossian, 2013; Ребецкий и др., 2016] отмечается, что наиболее сильные землетрясения, как правило, происходят в областях с не высокими значениями эффективного всестороннего давления и максимальных касательных напряжений, что связывается с тем, что в таких областях понижены значения сил трения на разрывах, а это создает благоприятные условия для крупномасштабного разрушения. С целью проверки данного положения в исследуемом регионе мы нанесли на карту нормированных значений эффективного давления эпицентры землетрясений с магнитудой  $M \geq 5.5$ , произошедших на территории Узбекистана, начиная с исторических времен. В целом, характер распределения таких землетрясений не противоречит выводам этих работ, установленным при исследовании других сейсмоактивных регионов. Во всяком

случае, для тех областей, где удалось осуществить реконструкцию, это уверенно прослеживается для Газлийской очаговой зоны, где в 1976 и 1984 году произошли три землетрясения с  $M \geq 7$  и очага Чаткальского землетрясения 1946 года с магнитудой  $M=7,5$ . Для более детального тектонофизического районирования потенциально опасных участков разломов земной коры необходимы специальные исследования кулоновых напряжений на их поверхности, что требует привлечения данных об углах погружения разломов [Rebetsky, Kuzikov, 2016].

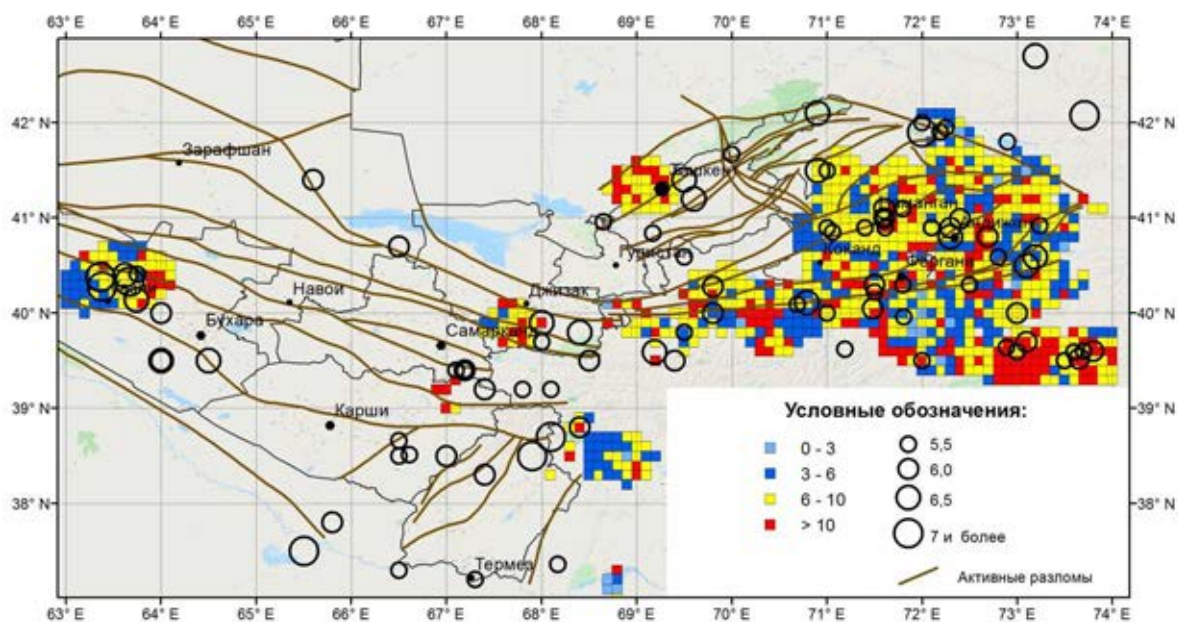


Рис. 9. Площадное распределение нормированной на прочность сцепления величины эффективного давления ( $p^*/\tau_f$ ) для всего сейсмоактивного слоя

## ЛИТЕРАТУРА

1. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Синоптический долгосрочный прогноз мест ожидаемой сейсмической активизации на территории Узбекистана // Геориск. 2017. (2). С. 20–28.
2. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Identification of expected seismic activity areas by forecasting complex seismic-mode parameters in Uzbekistan // Geodesy and Geodynamics. 2018. V. 9. (2). P. 121–130.
3. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Complex of general seismic zoning maps OSR-2017 of Uzbekistan // Geodesy and Geodynamics. 2020. doi.org/10.1016/j.jeog.2020.03.004.
4. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. (4). С. 711–736. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0314).
5. Безродный Е.М., Туйчиев Х.А. Механизмы очагов сильных землетрясений Узбекистана. Ташкент: Фан. 1987. 144 с.
6. Eksrom G., Nettles M. Global CMT web page; <http://www.globalcmt.org/> (accessed April 17, 2014).
7. Землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш. 1979-1988 гг.
8. Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.О., Ибрагимов О.Р. Сейсмотектонический метод оценки сейсмической опасности и вопросы сейсмического районирования // Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. Ташкент: Гидроингео. 2002. С. 59–74.
9. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.
10. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние, благоприятное для крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // Доклады АН, 2007. Т. 416. (5). С. 106–109.
11. Rebetsky Yu.L., Kuzikov S.I. Active faults of the northern Tien Shan: tectonophysical zoning of seismic risk // Russian Geology and Geophysics. 2016. 57 (6). P. 967–983. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.05.004>.
12. Rebetsky Y.L., Tatevossian R.E. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bulletin de la Societe Geologique de France. 2013. V. 184. (4–5). P. 335–346.

# СПЕКТРАЛЬНО-ВРЕМЕННОЙ АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ РАЗЛОМНЫХ ЗОН КОПЕТДАГА

С.Ф. Изюмов<sup>1</sup>, Е.А. Фаттахов<sup>2</sup>, Т.В. Панфилова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт Сейсмологии и Физики Атмосферы АН Туркменистана, г. Ашхабад

<sup>2</sup>Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, fea@ifz.ru

К настоящему времени накоплен огромный массив эмпирической информации о современных деформационных процессах, которые были получены инструментальными системами геодинамического мониторинга различного предназначения. Исследования проводились в сейсмоактивных, вулканически активных и асейсмичных регионах [Сидоров, Кузьмин, 1989; Изюмов, Кузьмин, 2010, 2014а; Кузьмин, 1999; 2009, 2017, 2019а]. Кроме того, очень актуальными стали работы по геодинамическому мониторингу ответственных объектов, например, месторождений нефти и газа, включая шельфовые, подземных газохранилищ [Грунин и др., 2014; Изюмов, Кузьмин, 2014б; Квятковская и др., 2017; Квятковская, Фаттахов, 2019; Кузьмин, 2002, 2007, 2019б; Кузьмин, Никонов, 2002; Кузьмин и др., 2018, 2019; Хисамов и др., 2012]. Для разных задач в области горных наук необходимо оценивать, как проявляется аномальная динамика движения земной поверхности в настоящее время и как она будет проявляться в будущем. Для строительства и функционирования особо ответственных объектов: трубопроводов, скважин, бортов карьеров оказалось, что эти аномальные деформации земной поверхности способны нанести существенный эколого-экономический ущерб [Кузьмин, Никонов, 1998; Кузьмин, 1999, 2007, 2015, 2016; Певзнер и др., 2003]. Это напрямую влияет на расчет прочностных характеристик и стоимость объекта. Чем прочнее, тем дороже. Тем самым необходимо проводить наземные и спутниковые наблюдения и накапливать ряды, чтобы на основании спектрально-временного анализа выявлять закономерности в этих движениях.

Организация подобных систем наблюдений (полигонов) очень сложный и затратный процесс. На территории РФ это стало возможным только после того, когда Ростехнадзор обязал создавать такие полигоны в соответствии с инструкцией по производству маркшейдерской работ (РД 07-603-03). В России существуют десятки геодинамических полигонов на объектах нефтегазового комплекса, но проведение анализа результатов геодинамического мониторинга осуществлено только на нескольких. Один из примеров – это организация наблюдений на подземных хранилищах газа (ГАЗПРОМ ПХГ), где 2 раза в год после закачки и отбора газа проводится цикл повторных наблюдений по ГНСС, нивелированию и гравиметрическим работам [Квятковская и др., 2017; 2019]. Результаты проведенного анализа показывают, что за 4-5 циклов по нивелирным данным очень хорошо можно проследить поведение земной поверхности и отдельно динамику разломных зон, так как в соответствии с РД 07-603-03 репера в таких зонах должны располагаться друг относительно друга не более чем на 100 метров, а вне разломных зон – 500 метров. А вот результаты анализа методом ГНСС показывают хаотичную схему распределения векторов смещения даже на соседних участках не зависимо от циклов закачки и отбора газа.

Помимо нефтегазового комплекса анализ результатов ГНСС наблюдений проводится на месторождениях твердых полезных ископаемых для контроля напряженно-деформируемого состояния горного массива. Например, в статье [Коновалова, 2018] показан очень информативный анализ распределения модуля относительных горизонтальных деформаций за период 35–40 лет на месторождениях России и Казахстана. Расстояние между реперами от 100м до 25км. Результаты дискретных и непрерывных ГНСС наблюдений на локальных геодинамических полигонах России и Казахстана были получены ИГД УРО РАН. Из графика в этой статье хорошо видно, что максимальные значения деформации получены между реперами, в которых расстояние примерно около 500 метров и менее. С увеличением расстояния величина деформации резко уменьшается. Эти результаты хорошо коррелируются со статьями [Кузьмин Д.К. и др., 2013; Грунин и др., 2014], в которых было проведено информационное моделирование разломных зон, а именно «искусственное» изменение параметров измерительной сети (густота пунктов и частота опроса). И там очень хорошо была выявлена четкая закономерность – уменьшение пространственной детальности измерительной сети, а также при редкой частоте опроса амплитуда аномальной деформации резко уменьшалась на одной и той же территории.

Исследования на геодинамических полигонах в сейсмоактивных регионах были начаты в СССР еще в начале 1960-ых годов.

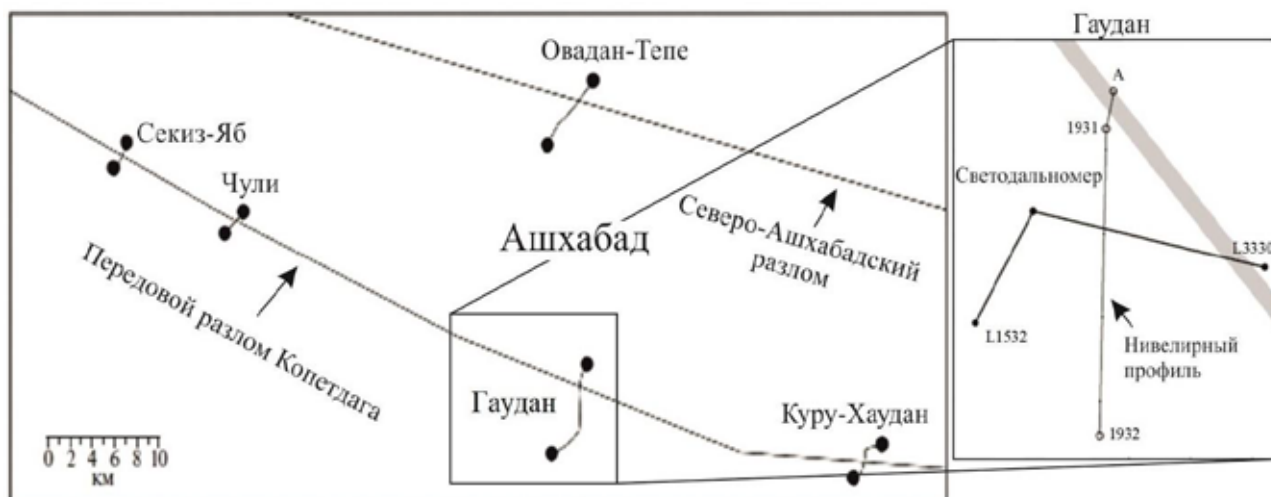


Так, например, более 55 лет назад в рамках Программы “Изучение современных движений земной коры на стационарных полигонах” по инициативе выдающегося отечественного геофизика Ю.Д. Буланже, а так же силами Института физики Земли и атмосферы АН Туркменистана (впоследствии Института сейсмологии и физики атмосферы АН Туркменистана) был заложен один из самых больших геодинамических полигонов в мировой практике - Ашхабадский, на котором исследуются современные геодинамические (геодеформационные) процессы в Копетдагском регионе. С 1964 года проводятся систематические нивелирные наблюдения на зональных (режимных) нивелирных участках. С 1974 года были поставлены первые светодальномерные измерения на полигоне. С 1981-1982 гг. нивелировки по зональным участкам стали регулярными. Точность всех нивелирных наблюдений соответствует 1 классу. Двойная среднеквадратическая погрешность случайных ошибок наблюдений составляет величину 1-1.5 мм на 1 км.

В целом, система наблюдений на АГДП в окончательном виде сложилась к середине 1980-х гг. Наблюдения ведутся силами подразделений АН Туркменистана - Института сейсмологии и физики атмосферы, а также Государственной геодезической службой.

Кроме геодезических наблюдений на полигоне всегда проводились и геофизические, гидрогеодинамические, геохимические и др. наблюдения. Поэтому в разное время полигон назывался Ашхабадским геофизическим, Ашхабадским сейсмопрогностическим. В настоящее время объем и пространственный охват ежегодного геодинамического мониторинга превосходят все другие виды мониторинга (геофизического, гидродинамического и т.д.), поэтому полигон называется Ашхабадским геодинамическим. Его размеры примерно 100 × 100 км. Он был развернут в пределах Центрального Копетдага и, в первую очередь, охватывает очаговую область Ашхабадского катастрофического землетрясения 6 октября 1948 года [Специальный..., 1998; Сидорин, 2019]. С юга он ограничен предгорной равниной Копетдага, самая северная точка – поселок Бахардок, находящийся на южном склоне Туранской плиты уже вне Предкопетдагского прогиба. Самая западная точка полигона – поселок Гермаб, находящийся, в так называемом, Арчман-Нохурском тектоническом узле. Примерно здесь расположена вершина выпуклости (к северу) Копетдагского хребта. Самая восточная точка полигона – поселок Куру-Хаудан, в районе которого наблюдались самые большие подвижки грунтов при Ашхабадском землетрясении 1948 года.

Геодинамика Копетдагского сейсмоактивного региона обусловлена динамическим взаимодействием Иранской и Туранской плит. Основной зоной коллизии этих плит является Передовой разлом Копетдага (Главный Копетдагский надвиг). Естественно, что подобная кинематика плит, должна приводить к систематическому (с юга на север) надвигу Копетдага на Туранскую плиту вдоль зоны Передового разлома Копетдага, а также к постоянному правостороннему сдвиговому перемещению вдоль этого разлома.



**Рис. 1.** Слева - Расположение нивелирных профилей, пересекающих зоны разломов в районе г. Ашхабада. Справа – подробная схема Гауданского микрополигона

Территорию Ашхабадского геодинамического полигона пересекают несколько протяженных активных разломных зон [Изюмов, 2010]. На рисунке 1 показаны эти разломы. Зональная система геодинамических наблюдений [Изюмов, Кузьмин, 2014] представлена 5-ю приразломными нивелирными профилями, ориентированными субмеридионально, которые пересекают Северо-Ашхабадский разлом и в 4-х местах Передовой разлом Копетдага. Длины профилей составляют

величины от 12 до 3 км. Плотность реперов в расчете на 1 км составила от 1.7 до 1.2 км<sup>-1</sup>. Периодичность наблюдений достигает 12 раз в год для участков Овадан-Тепе и Гаудан и 6 раз в год для участков Секиз-Яб, Чули и Куру-Хаудан.

Для более детального соотношения региональных и локальных процессов на Передовом разломе Копетдага была организована локальная деформационная площадка «Гаудан». Она представляет собой нивелирный профиль, состоящий из двух секций, одна из которых (1931–А) расположена непосредственно в зоне разлома («приразломная»), а другая («блоковая») в бортовой части (1931–1932) и две светодальномерные линии, одна из которых пересекает разломную зону (L 3330), а другая находится в бортовой (L 1532) части [Кузьмин, 2009; 2013; 2014].

На рисунке 2 показаны результаты многолетних нивелирных наблюдений вдоль локальных профилей, пересекающих зоны разломов. Так как данная система нивелирных наблюдений представляет собой 5 «длиннобазисных наклономеров», то можно фиксировать вертикальные подвижки бортов разлома во времени.

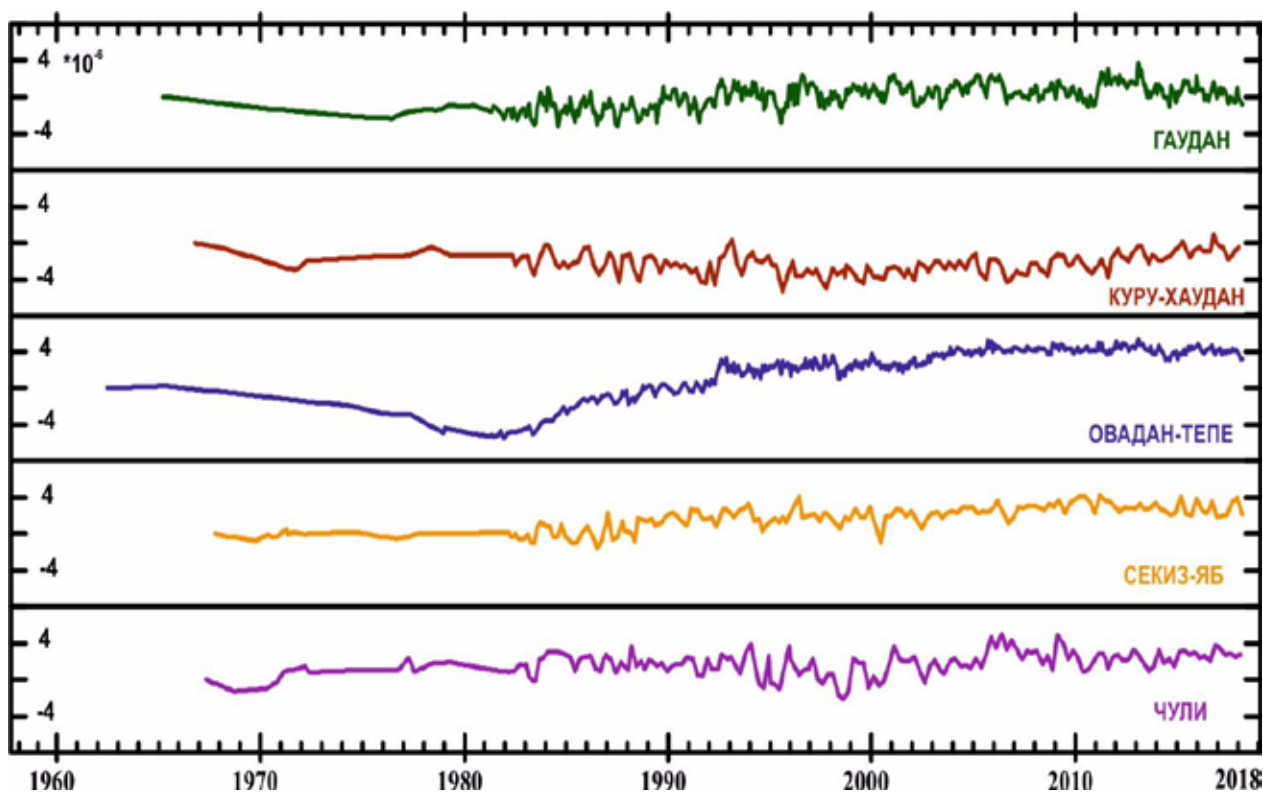


Рис. 2. Результаты многолетних деформационных нивелирных наблюдений вдоль локальных профилей, пересекающих зоны разломов

Для удобства сопоставительного деформационного анализа, результаты вертикальных превышений реперов построены в едином масштабе путем деления их значений на расстояние между реперами. Тем самым можно проследить динамику деформационных процессов независимо от длины профиля. Анализируя график можно заметить, что амплитуда изменения вертикальных смещений земной поверхности, полученные по нивелирному участку Овадан-Тепе выше, чем у остальных. При этом и среднегодовая скорость наклонов, вычисленная по трендовому анализу на этом участке существенно выше (на 2-3 порядка), чем о данным нивелирных секций, пересекающих Передовую разлом Копетдага, что неоднократно отмечалось ранее [Изюмов, Кузьмин, 2014а; Кузьмин, 1999, 2009, 2017, 2019а, 2020].

На рисунке 3 показаны объединенные результаты наблюдений на деформационной площадке Гаудан. Анализ нивелирных данных показывает, что динамика в самой разломной зоне в 4-5 раза выше, чем в блоке. Помимо этого, высчитана среднегодовая скорость смещений по результатам трендового анализа

Анализируя весь массив полученных данных, то становится очевидно, что среднегодовая скорость в блоке, сопоставима с остальными результатами на участках Передового разлома Копетдага. А вот среднегодовая скорость в самой разломной зоне сопоставима с участком Овадан-Тепе на Северо-Ашхабадском разломе.

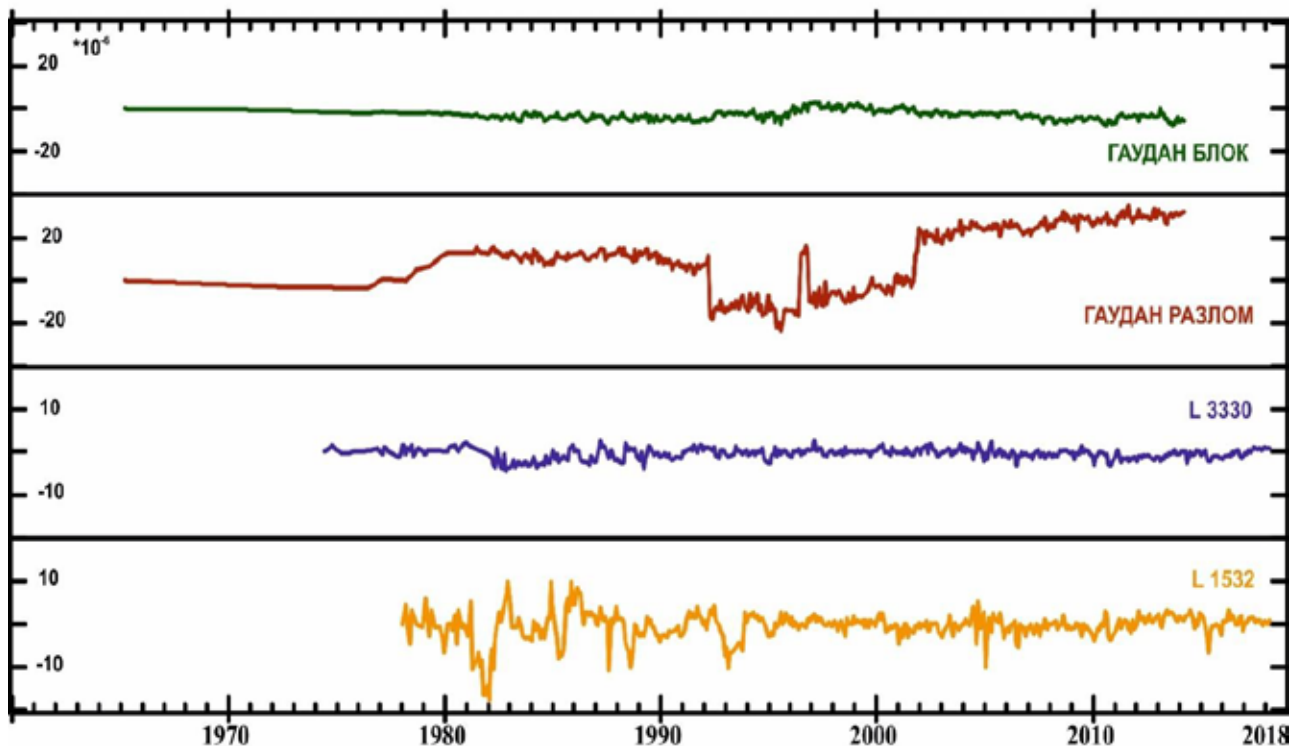


Рис. 3. Временной ход вертикальных (Гаудан блок и разлом) и горизонтальных (светодальномерные линии L3330 и L1532) движений земной поверхности на режимном участке Гаудан

Помимо нивелирных линий на второй половине рисунка 3 показаны светодальномерные измерения, которые как было уже описано выше, должны фиксировать горизонтальные смещения правостороннего сдвига в окрестности разломной зоны. Из рисунка следует, что кривые носят сложный характер. Видны периоды направленных смещений как положительных (удлинение), так и отрицательных (укорочение). При этом динамика линии L3330, пересекающей разлом, в несколько раз меньше, чем у линии L1532. Стоит отметить, что по геологическим данным [Trifonov, 1978] скорость правостороннего сдвига должна быть на уровне 2 мм/год, что абсолютно опровергают геодезические данные [Изюмов, Кузьмин, 2010, 2014; Кузьмин, 2013, 2017, 2019a].

Принципиальная особенность анализа и сложность временных рядов заключается в том, что не существует долговременных наблюдений без различных помех и дефектов. При этом их достаточно много. К первой группе проблем можно отнести наличие шумов и фиксацию констант в сигнале с высокой дискретизацией. При последующей обработке такого сигнала методами скользящего окна, нацеленными на выявление изменений в контролируемой системе, подобные дефекты неизбежно приведут к существенным аномалиям в поведении рассчитываемых параметров – как простых (дисперсия сигнала), так и более сложных (фрактальные, регрессионные и иные характеристики). Если анализировать только индикативные параметры, а не исходные данные, то такие аномалии могут быть ошибочно приняты за полезный сигнал. Вторая группа помех может быть связана с нестабильностью характеристик аппаратуры. При долговременных наблюдениях в полевых условиях датчики и регистрирующая аппаратура подвержены самым разным воздействиям, защититься от которых достаточно сложно. В случае замены каких-либо датчиков и возобновления записи, в сигналах могут возникать сдвиги уровня или масштаба. В случае зашумленного сигнала такие сдвиги могут остаться незаметными, но при этом сильно повлиять на поведение индикаторных параметров, оцениваемых с помощью математических процедур. Третья группа помех обусловлена прямым воздействием экзогенных факторов на контролируемые параметры среды. Часто такие помехи имеют квазирегулярный характер (сезонные и суточные колебания и др.). Такие помехи легче обнаружить, но не менее сложно устранить. Проблема состоит в том, что квазипериодически действующие внешние факторы (как природные, так и техногенные) обычно линейно зависимы в силу наличия преобладающей периодической составляющей. Это крайне осложняет возможность выявления характера влияния каждого фактора и построения регрессионной модели, обеспечивающей устранение такого влияния. Дополнительная сложность состоит в том, что такие регрессионные связи могут быть нелинейными, а параметры регрессии – меняться во времени. Если дефектов

достаточно много (что, как показывает практика геодинамических наблюдений, достаточно типично), а их выявление и устранение производятся формально, с недостаточной полнотой, то индуцированные ими эффекты могут катастрофически исказить результаты любой обработки. Это с большой вероятностью приведет к неверной интерпретации результатов мониторинга. Поэтому любой содержательный анализ данных мониторинга должен начинаться с системного выявления и устранения всех дефектов и помех, которые можно идентифицировать [Дещеревский и др., 2019].

В этой связи приведенные выше данные были тщательно проанализированы на наличие существующих помех специальной программой для обработки временных рядов WINABD [Дещеревский, Сидорин, 2011; Дещеревский и др., 2016а; 2016б; 2019]. Сдвиги, которые имеются в сигналах, зачастую коррелируются с изменением состояния среды и несут в себе полезный сигнал, а не помехи. Для этой цели, после процедуры проверки состояния рядом был произведен спектральный анализ Фурье по данным светодальномерных и нивелирных наблюдений (рис. 4).

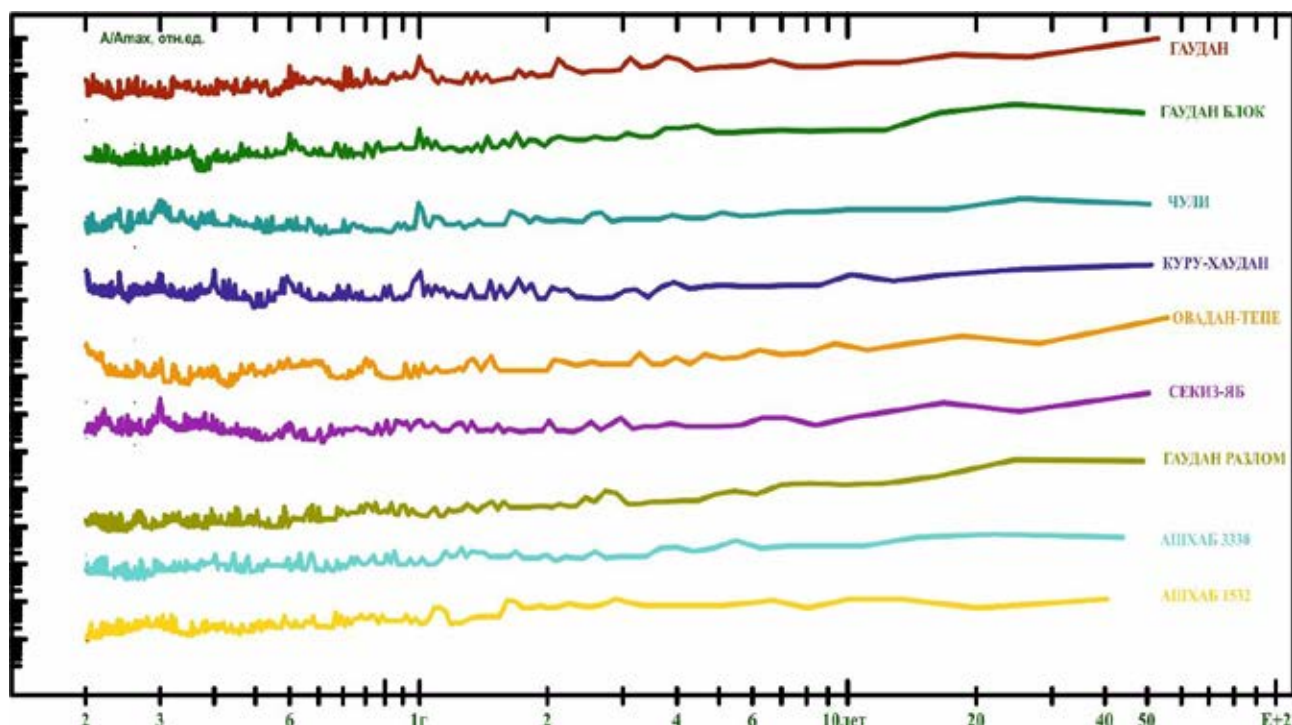


Рис. 4. Спектральный анализ Фурье по светодальномерным и нивелирным данным

Данные скомпонованы таким образом, что сначала расположены ряды, где есть схожие периоды, а затем где их нет. Поэтому, сезонный ход в данном случае способствует проводить идентификацию территорий с схожими периодами.

Анализ показал, что только секции Гаудан и Гаудан (блок) имеют идентичные сигналы, так как расположены в пределах одного нивелирного профиля. Помимо них годовой период прослеживается по данным нивелирных секций Куру-Хаудан, Чули и частично Секиз-Яб. В остальных временных рядах схожие периодичности выявить не удалось.

### Заключение

Резюмируя все выше перечисленное, необходимо отметить, что тщательный спектрально-временной анализ убедительно подтвердил, что временная структура деформационных процессов в разломных зонах имеет свою организацию. Несмотря на то, что все нивелирные участки зональной системы наблюдений пересекают разломы и являются «приразломными участками», временной характер развития деформационных процессов измеренный по этим участкам идентичен поведению «блоковой секции» Гаудан. Скорее всего это обусловлено тем, что длина приразломных профилей слишком велика, чтобы идентифицировать локальные, автономные деформации, индуцированные малыми эндогенными или экзогенными воздействиями [Кузьмин, 2018, 2019б, 2020]. Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что в пределах Передового разлома Копетдага среднегодовая скорость деформации в блоке находится на уровне  $10^{-8}$  в год. При этом нивелирные и светодальномерные ряды демонстрируют схожую динамику. Отличается только скорость

деформации в самом разломе, причем на 2 порядка. Это указывает на то, что основные процессы происходят именно в разломной зоне, а правосторонний сдвиг (по геологическим данным 2 мм/год) на данный момент отсутствует.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Грунин А.Г., Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А. Проблемные вопросы проектирования геодинамических полигонов на месторождениях УВ // Маркшейдерский вестник. 2014. (6). С. 24–31
2. Децеровский А.В., Сидорин А.Я. Сравнение периодограмм наложенных эпох и спектров Фурье экспериментальных рядов // Сейсмические приборы. 2011 б. Т. 47, (3). С. 44–70.
3. Децеровский А.В., Журавлев В.И., Никольский А.Н., Сидорин А.Я. Технологии анализа геофизических временных рядов. Ч. 1. Требования к программе обработки // Сейсмические приборы. 2016 а. Т. 52, (1). С. 61–82.
4. Децеровский А.В., Журавлев В.И., Никольский А.Н., Сидорин А.Я. Технологии анализа геофизических временных рядов. Ч. 2. WinABD - пакет программ для сопровождения и анализа данных геофизического мониторинга // Сейсмические приборы. 2016 б. Т. 52, (3). С. 50–80.
5. Децеровский А.В., Сидорин А.Я., Фаттахов Е.А. Комплексная методика описания и фильтрации экзогенных эффектов в данных мониторинга, учитывающая вид наблюдений и дефекты экспериментальных данных // Наука и технологические разработки. 2019. Т. 98, (2). С. 25–60. <https://doi.org/10.21455/std2019.2-2>
6. Изюмов С.Ф. Карта разломной тектоники Ашхабадского геодинамического полигона // Наука, техника и инновационные технологии в эпоху Великого Возрождения. Матер. Междунар. Научн. конф. 12-14 июня 2010. Ашхабад: Ылым. 2010. Т. 1. С. 77–80.
7. Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика зоны перехода от горного сооружения к платформе: на примере Копетдагского региона. Труды XI Международной конференции «Свойства, структура, динамика и минерагения Восточно-Европейской платформы». Воронеж: Научная книга. 2010. Т. 1. С. 308–313.
8. Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О. Изучение современных геодинамических процессов в Копетдагском сейсмоактивном регионе // Физика Земли. 2014 а. (6). С. 3–16.
9. Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О. Исследование деформационных процессов на геодинамических полигонах в нефтегазоносных районах Туркменистана. // Маркшейдерский вестник. 2014 б. (4). С. 34–41.
10. Кузьмин Д.К., Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А. Моделирование современных геодинамических процессов в разломных зонах // В сборнике: Современная геодинамика недр и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса Материалы Всероссийской конференции. М: Институт проблем нефти и газа. 2013. С. 90–99.
11. Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. Геодинамическая природа аварийности скважин и трубопроводных систем / В кн.: Перспективы развития экологического страхования в газовой промышленности. М. Газпром. 1998. С. 315–328.
12. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании // М.: Агентство Экономических Новостей. 1999. 220 с.
13. Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная разработкой месторождений нефти и газа // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. Вып. 2. М.: ГЕОС. 2002. В. 2. С. 418–427.
14. Кузьмин Ю.О., Никонов А. И. Геодинамический мониторинг объектов нефтегазового комплекса // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. Вып. 2. М.: ГЕОС. 2002. С. 427–433.
15. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломов и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2007. (1). С. 33–41.
16. Кузьмин Ю.О. Тектонофизика и современная геодинамика // Физика Земли. 2009. (11). С. 44–60.
17. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломов и парадоксы скоростей деформаций // Физика Земли. 2013. (5). С. 28–46.
18. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика системы разломов / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2015. (4). С. 25–30.
19. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика опасных разломов // Физика Земли. 2016. (5). С. 87–101.

20. Кузьмин Ю.О. Парадоксы сопоставительного анализа измерений методами наземной и спутниковой геодезии в современной геодинамике // Физика Земли. 2017. (6). С. 24–39.
21. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика раздвиговых разломов // Физика Земли. 2018. (6). С. 87–105.
22. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика: от движений земной коры до мониторинга ответственных объектов // Физика Земли. 2019 а. (1). С. 78–103.
23. Кузьмин Ю.О. Индуцированные деформации разломных зон // Физика Земли. 2019 б. (5). С. 61–75.
24. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. 2020. (4). С. 172–182.
25. Кузьмин Ю.О., Децеровский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К., Казаков А.А., Аман Д.В. Инклинометрические наблюдения на месторождении им. Ю. Корчагина // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 53, (3). С. 31–41.
26. Кузьмин Ю.О., Децеровский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К., Казаков А.А., Аман Д.В. Анализ результатов деформационных наблюдений системой инклинометров на месторождении им. В. Филановского // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, (4). С. 86–94.
27. Квятковская С.С., Кузьмин Ю.О., Никитин Р.С., Фаттахов Е.А. Анализ деформаций земной поверхности на Степновском подземном хранилище газа методами спутниковой и наземной геодезии // Вестник СГУГиТ. 2017. Т. 22, (3). С. 16–32.
28. Квятковская С.С., Фаттахов Е.А. Сравнительный анализ деформационных процессов на подземных хранилищах газа // Проблемы недропользования. 2019. № 4, (23). С. 38–49.
29. Коновалова Ю.П. Исследование закономерностей деформационных процессов в массиве горных пород для оценки площадок размещения ответственных объектов недропользования // Известия УГГУ. 2018. В. 3, (51). С. 98–107. DOI 10.21440/2307-2091-2018-3-98-107.
30. Певзнер М.Е., Попов В.Н., Букринский В.А. и др. Маркшейдерия. Учебник для вузов // МГУ. 2003. 419 с.
31. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Пространственно-временные характеристики современной динамики геофизической среды сейсмоактивных и асейсмичных областей // В кн. «Дискретные свойства геофизической среды». М: Наука. 1989. С. 33–46.
32. Сидорин А.Я. Взгляд на Спитакское землетрясение 1988 г. сквозь призму уроков Ашхабадской катастрофы 1948 г. // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 4. С. 212–224. <https://doi.org/10.21455/GPB2019.4-18> Специальный выпуск, посвященный 50-летию Ашхабадского землетрясения / А.А. Никонов, В.Н. Страхов, Л.И. Иогансон, В.Е. Пермитин. М. Вестн. ОГГГН РАН. 1998. (2). 192 с.
33. Фаттахов Е.А. Спектрально-временной анализ светодальномерных наблюдений на Камчатском и Ашхабадском геодинамических полигонах // Вестник СГУГиТ (Сибирского государственного университета геосистем и технологий). 2017. Т. 22, (4). С. 5–17.
34. Фаттахов Е.А. Методические аспекты обработки геофизических данных с помощью программы WINABD // В сборнике: Индикация состояния окружающей среды: теория, практика, образование Труды шестой международной научно-практической конференции: сборник статей. 2018. С. 245–251.
35. Хисамов Р.С., Гатиятуллин Н.С., Кузьмин Ю.О. и др. Современная геодинамика и сейсмичность Юго-Востока Татарстана / под ред. Р.С. Хисамова и Ю.О. Кузьмина. Казань: Фэн. 2012. 240 с.

# НЕИЗВЕСТНЫЕ ИСТОРИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ВДОЛЬ ЗОНЫ КУЛЬТОРСКОГО КРАЕВОГО РАЗЛОМА, СЕВЕРНОЕ ПРИИССЫККУЛЬБЕ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

А.М. Корженков, Л.А. Корженкова, А.А. Стрельников

ИФЗ РАН, Москва, korzhenkov@ifz.ru

## Введение

Горная система Тянь-Шань является одной из составляющих Гималайско-Средиземноморского подвижного пояса. Возникновение Тянь-Шаньского орогена объясняется следствием столкновения и продолжающейся коллизией Евроазиатской и Индийской литосферных плит. Величина сокращения земной коры вкрест простирания горной системы составляет сантиметры в год, что объясняет контрастный рельеф гор и высокую сейсмическую активность.

Наша работа посвящена исследованию сильных землетрясений на территории Иссык-Кульской впадины и ее горного обрамления. Хотя названная котловина известна рядом сильных землетрясений XX века (Кебинское (M=8.2) 1911 г., Сарыкамышское (M=6.8) 1970 г., Жаланаш-Тюпское (M=6.6) 1978 г., Байсоорунское (M=6.4) 1990 г., Каджисайское (M=6.1) 2014 г.) охарактеризованных сетью сейсмических станций, тем не менее, период сейсмических наблюдений протяженностью в сотню лет совершенно недостаточен для полноценной оценки сейсмической опасности. Для достоверного сейсмического районирования необходимы данные о сильных землетрясениях за последние сотни и тысячи лет. В указанных временных рамках начинают свою работу методы архео- и палеосейсмологии.

Иссык-Кульская впадина протянулась на 270 км в субширотном направлении, ее ширина достигает 100 км. Котловина имеет ярко выраженное тектоническое строение. С юга Иссык-Кульская впадина имеет тектонический контакт с хребтом Терскей Ала-Тоо. Это сложная зона Предтерскойского краевого разлома, разделяющего палеозойские породы хребта от мезозойско-кайнозойских отложений впадины, и его предгорий (адыров), возникших вследствие продолжающегося сокращения земной коры Тянь-Шаня. На севере контакт Иссык-Кульской впадины и обрамляющего ее хребта Кунгей Ала-Тоо проходит по серии краевых разломов, кулисно подставляющих друг друга (с запада на восток): Талды-Булакскому, Культорскому, Аксуйскому и Талдысуйскому. Эти разломы также имеют адырную зону, но менее развитую, чем у хребта Терскей Ала-Тоо. Строение северных разломов в той или иной степени было изучено ранее. Наши последние работы также были посвящены исследованиям разломных зон на севере котловины.

Хуже всего изучен Культорский краевой разлом и его предгорья. И это понятно: почти вся территория Северного Прииссыккульбе от береговой линии озера до горного фронта Кунгей Ала-Тоо застроена многочисленными населенными пунктами, пансионатами и домами отдыха, а также распахана под сельскохозяйственные культуры или занята садовыми участками. Именно поэтому мы решили заняться изучением разломной зоны и провели в 2019 году исследования в её восточной – наименее изученной части: между селами Корумды и Ананьево.

## Сейсмическая активность вдоль зоны адырного разлома

Частично строение зоны Культорского адырного разлома нам удалось увидеть в карьере к северо-востоку от северо-восточной окраины с. Григорьевка, где было вскрыто строение низкого (южного) сейсмоуступа. Видно, что на ровную площадку внизу (пространство к югу от тылового шва уступа) – на лежащее крыло разломной зоны надвигаются наклонные слоистые галечники, перекрытые лёссом, а на эту толщу, в свою очередь, надвигается сверху массивный лессовый слой, создавая более высокий сейсмоуступ.

Ступени образуются и в русле временных консеквентных водотоков. Движения по разрывам настолько сильные и частые, что русло сухого сая не может выработать сбалансированный, пологий тальвег. В месте выходов сейсмогенных разрывов в руслах сухих промоин наблюдаются так называемые "сухие водопады", превращающиеся в настоящие низвергающиеся потоки воды при сильных дождях.

## Сейсмические деформации археологических памятников

Зона сейсмоуступов, расположенная во фронте адырного надвига, имеет молодой возраст. В этой зоне деформированными оказались строительные конструкции прошедших веков. Так, например, средневековый(?) арык в висячем крыле самого нижнего сейсмоуступа был вздернут на

50 см, так что на дневную поверхность был выведен ряд камней, составлявший каменную обкладку бортов арыка. В тоже время в лежащем крыле, каменная выкладка осталась непо потревоженной. В результате землетрясения, образовавшего сейсмоуступ, древний арык был выведен из ирригационной системы. Дождевые воды иногда продолжают свое течение по арыку, в котором теперь имеется два участка с различной деятельностью эрозионных агентов. Висячем крыле сформировалось мини-ущелье – антецедентная долина. В лежащем крыле русло древнего арыка теперь полностью засыпано дресвой и крупнозернистым песком, принесенным сверху по течению.

Во время средневекового землетрясения также была разрушена ирригационная дамба, оказавшаяся в висячем крыле сейсморазрыва. По всей видимости во время сейсмического события в верховьях сухого водотока, перекрытого дамбой, сошли оползни и образовали естественные запруды. Через какое-то время (дни, недели?) накопившаяся позади запруды вода превысила ее уровень, прорвала естественную плотину и устремилась вниз в виде селевого потока. Этот поток и разрушил нижнюю – искусственную дамбу, уже деформированную в значительной степени во время землетрясения. В качестве известного примера, можно отметить прорыв естественной дамбы, возникшей во время Суусамырского землетрясения 1992 г. ( $M_s = 7.3$ ,  $I_0 = IX-X$ ) в верховьях реки Торкент, и сход значительного селевого потока в Токтогульском районе Кыргызстана, который произошли через 10 месяцев после сильного сейсмического события.

При продвижении на восток по сельской дороге вдоль зоны Культорского адырного разлома в междуречье Кичи-Аксуу - Тегерменты есть еще один участок, где консекветная долина раскрывается. Линия адырного разлома, вздергивающего позднечетвертичные пролювиальные конусы выноса, уходит к северу – к зоне краевого Культорского разлома. Тем не менее, совсем юный сейсмоуступ, высотой в 1.5 м прослеживается севернее полевой дороги. Фронтальная часть молодого уступа пологая, так как она находится в днище широкой голоценовой пролювиальной долины.

Здесь в висячем крыле сейсмоустапа деформации подверглись разновозрастные археологические памятники. Перечислим их с севера на юг. Южная часть *сакского* кургана оказалась опущенной к югу от бровки сейсмоустапа. Трудно себе представить, что древние *саки* (*скифы*) соорудили курган частично на ровной площадке, а частью на слоне уступа. Скорее всего имела место деформация памятника, возраст которого VII-III вв. до н.э., уже после погребения. Таким образом, возраст сейсмического события, образовавшего сейсмоуступ, менее 2 тысяч лет.

Еще к югу от скифского кургана прямо на склоне сейсмоустапа располагается прямоугольная каменная выкладка, в восточном углу которой вкопана вертикальная каменная стела. Это расположение камней однозначно дает нам возраст археологического памятника – *тюркское* время (V-VIII вв. н.э.). Также не вызывает сомнений, что могилу на склоне никто бы не выкапывал, тем более, что рядом огромная горизонтальная площадка. Скорее всего тюркская могила оказалась на склоне сейсмоустапа во время значительного сейсмического события, возраст которого менее 1500 лет.

Еще несколько метров южнее от *тюркской* могилы находятся остатки какого-то сооружения: несколько рядов вкопанных вертикально камней и горизонтальных каменных выкладок СЗ и ЮВ простирания. Похоже, что это каменные фундаменты древних построек. Их возраст условно – *"караханидский"* (X-XIII вв. н.э.). Сегодня не представляется возможным точно определить назначение бывшей строительной конструкции, тем не менее, скорее всего и она оказалась на склоне уже после землетрясения. Тем самым мы еще сужаем возрастную "вилку". Изучаемый нами сейсмоуступ образовался менее 1000 лет назад. Подобные остатки каменных фундаментов древних построек имеются и севернее описанных выше.

Судя по резкому уходу уступа на север в месте пересечения им долин современных водотоков, плоскость сейсмогенного разрыва очень полого падает на север. Важно отметить, что небольшой ряд вертикально вкопанных плоских камней во фронте сейсмоустапа наклонился к востоку, что может подразумевать, что, кроме очень пологого надвигания висячего крыла разлома на юг, имеется еще и левосдвиговое смещение по описываемому сейсмогенному разрыву.

### **Датировка древних землетрясений с помощью радиоуглеродного метода**

Перечисленные данные были лишь косвенными свидетельствами молодости сильных землетрясений вдоль Культорского адырного разлома. Однако, для количественной оценки повторяемости сильных землетрясений необходимы данные по абсолютному датированию деформированных осадков, получаемые из палеосейсмологических траншей пройденных вкрест простирания разломных зон. Мы прошли две такие траншеи.



Первую или восточную – через самую южную плоскость адырного разлома в полукилометре западнее реки Тегерменты (в полукилометре западнее окраины села Кёк-Дёбе). Простираение траншеи  $121^{\circ}$ . Длина траншеи составила 16 м, максимальная глубина 2.5 м, ширина до 2 м.

Строение восточной, субмеридиональной по простираению траншеи оказалось сравнительно простым. И в висячем и в лежащем крыльях разрыва основным типом отложений оказался массивный лессовидный суглинок без какой-либо видимой слоистости. Его видимая мощность в обеих крыльях разрыва – до 2 м. Зона сейсмогенного разрыва – очень пологого надвига мощностью в первые десятки сантиметров выполнена перемешанными частичками гравия и дресвы с заполнителем из крупнозернистого песка. Странно было видеть этот сравнительно грубозернистый материал, зажатый лессовидным суглинком. По-видимому, он был "затащен" по разлому из более древних отложений, слагающих адырные поднятия, возможно из перетертых позднечетвертичных флювиогляциальных отложений. Трудно определить общую величину смещения по надвигу, так как у нас нет каких-то реперных отметок, для проведения этой оценки. Однако у нас имеется вертикальная компонента сейсмоуступа – 1.25 м и углы наклона надвиговой плоскости:  $20^{\circ}$  в месте выхода плоскости разлома над дном траншеи и  $0^{\circ}$  в ее южной – козырьковой части.

Интересным представляется строение висячего крыла разломной зоны. С первого взгляда в стенке траншеи видны странные округлые, овоидные тела различных цветов и состава. Это прежде всего красноватые куски палеопочвы, оторванные от своего первоначального местоположения и вовлеченные в надвиговое движение. По всей видимости округлая форма этих блоков палеопочв, а также изолированных овоидов светло-серых супесей объясняется неоднократным перемещением всего материала в висячем крыле, что привело к вращательным движениям и окатыванию изначально неровных фрагментов отложений.

Видны вторичные сбросовые плоскости в тылу надвига. Смещения по этим плоскостям величиною до 1 м привели к образованию "карманов", в которых оказались отложения красноватой палеопочвы и современной серо-коричневой суглинистой почвы. Углы наклонов этих сбросовых плоскостей  $55^{\circ}$ - $60^{\circ}$ .

Лежачее крыло сейсмоуступа гораздо более простое по своему строению. Оно сложено уже упомянутым выше массивным желтоватым лессовидным суглинком, в нижней части которого над дном траншеи видна верхняя часть окатыша из красной палеопочвы и линза, сложенная галечными слоями – галька в серой супеси, перед фронтом надвига. Описанная линза является, по всей видимости, отложениями небольшого временного водотока, протекавшего параллельно фронту адыров до образования изученного сейсмоуступа.

Вторая – западная палеосейсмологическая траншея, пройдена нами через самый южный сейсмоуступ зоны Культорского адырного разлома к востоку от реки Чон-Аксуу. Траншея имеет простираение  $4^{\circ}$ , ее длина 21 м, глубина до 2.5 м. Эта траншея имеет схожести и отличия от описанной ранее. Здесь также в строении обоих крыльев разломной зоны принимает участие желтоватый массивный лессовидный суглинок, не имеющий какой-то видимой стратификации. Окатыши из рыхлых пород или их фрагменты здесь также присутствуют, но уже в обоих крыльях надвига. Здесь также имеются фрагменты красноватой палеопочвы, однако вместо светло-серой супеси, отмеченной в стенках восточной траншеи, здесь появляются овоиды каштановой палеопочвы. Новое также – появление вытянутых линз черной палеопочвы в нижней части всего разреза траншеи. Появляются также небольшие полуокатанные обломки палеозойских пород и фрагменты керамики в нижней части разреза.

Сейсмоуступ – небольшой, его высота – всего 0.5 м. Возможно, что его размер несколько уменьшен в широкой корытообразной долине сухого ручья (сая) из-за эрозионной деятельности. Тем не менее, уступ хорошо выражен в рельефе. Плоскость разрыва, создавшего сейсмогенную форму рельефа имеет угол в  $25^{\circ}$  в своей нижней видимой части. Кверху наклон плоскости возрастает до  $40^{\circ}$ . В этой траншее также невозможно оценить амплитуду подвижки по надвигу из-за отсутствия надежного репера, смещенного во время землетрясения. Надвиговые смещение по главной плоскости разлома подтверждается заворачиванием (волочением) вверх южной части слоя черной почвы.

Условия сжатия, возникшие при землетрясении во фронте сейсмоуступа, также привели к торошению блоков грунта в лежащем крыле разломной зоны. Из-за сильных колебаний грунта здесь образовались взброс и взрез, которые разделили крыло на блоки, южные крылья которых вследствие давления с севера поднялись вверх на величину в сантиметры – первые десятки сантиметров. Подобные систематические смещение привели к небольшому вращению всех образовавшихся блоков против часовой стрелки. Кроме описанных структур в лежащем крыле разлома имеется и грабен,

выполненный серыми галечными отложениями аллювиального генезиса, перекрытые красной палеопочвой.

В тыловой части висячего крыла также образовались условия растяжения, приведшие к образованию грабенообразного кармана, заполненного палеопочвой. Продолжившееся движение всей надвиговой части, направленное в сторону оси Иссык-Кульской котловины, привело к вращению блока каштановой палеопочвы.

### **Возраст сейсмоуступов и магнитуда образовавших их землетрясений. Обсуждение полученных результатов**

После документации стенок траншей мы приступили к поискам органических остатков, которые бы позволили нам датировать отложения, описанные в стенках горных выработок. К сожалению массивный лёсс не содержит каких-либо органических остатков. С целью датирования нам пришлось отобрать значительное количество почвенного материала.

Наиболее информативной в этом смысле оказалась восточная траншея. Мы писали уже о карманах, образовавшихся позади зоны надвига. В один из таких карманов при землетрясении угодило значительное количество современной почвы. Радиоуглеродное датирование пробы современной темно-коричневой суглинистой почвы с глубины 80 см, дало калиброванную дату **1410-1460 гг. н.э.** (FTMC-AR90-2). По-видимому, это и есть минимальный возраст образования сейсмоуступа. Возраст этой пробы совпадает с оценкой сильного землетрясения, выявленного нами ранее, следы которого мы нашли в западной части зоны Культорского разлома.

В этой же стенке мы отобрали две пробы на определения абсолютного возраста из красноватой палеопочвы, которые дали калиброванные даты 60-170 гг. н.э. (FTMC-AR90-1) и 320-410 гг. н.э. (FTMC-AR90-3). Первая проба отобрана в кармане возле сбросовой плоскости. По аналогии с предыдущим случаем, мы предполагаем, что возраст палеопочвы отражает минимальный возраст палеоземлетрясения – **60-170 гг. н.э.** Присутствие в разрезе блоков красноватой почвы говорит о том, что и после указанного древнего землетрясения имели место последующие сейсмические подвижки, которые дефрагментировали слой красноватой палеопочвы. Это событие произошло позднее 320-410 гг. н.э.

Западная траншея дает нам калиброванный возраст отложения черной палеопочвы – 210-50 гг. до н.э. (FTMC-AR90-4). Выше черной почвы в лежачем крыле лежит блок каштановой палеопочвы, возраст которой **530-620 гг. н.э.** (FTMC-AR90-6). В висячем крыле каштановая палеопочва выполняет грабен. Поэтому ее возраст может быть минимальным возрастом одного из исторических землетрясений. Еще одна датировка из этой траншеи, отобранная из красноватой палеопочвы, имеет калиброванный возраст **1160-1250 гг. н.э.** (FTMC-AR90-5). Этот фрагмент красноватой почвы также лежит в "кармане" и может быть захоронен во время сильного землетрясения прошлого.

Итак, у нас имеются следующие радиоуглеродные датировки, которые могут быть минимальными возрастными сильных землетрясений по Культорскому адырному разлому:

60-170 гг. н.э.

530-620 гг. н.э.

1160-1250 гг. н.э.

1410-1460 гг. н.э.

Временная разница между датами (повторяемость сильных землетрясения по разлому) составляет 200-600 лет. Эти данные хорошо согласуются с материалами по повторяемости сильных сейсмических событий по Аксуйскому краевому разлому, также отделяющему Иссык-Кульскую котловину от хребта Кунгей Ала-Тоо, и подставляющему Культорский разлом к востоку. Вопрос может вызвать отсутствие одновозрастных датировок в траншеях, находящихся на расстоянии 20 км друг от друга. Здесь может быть два объяснения:

а) Органические остатки, которые могли быть использованы для датирования тех или иных землетрясений, сохранились в одной траншее, но уничтожены эрозионными агентами в другой.

б) Траншеи прошли различные сегменты (участки) Культорского разлома, ведущие себя по разному в тектоническом и сейсмологическом развитии геологической структуры. Тут также нет ничего удивительного: объединенная 200-км зона Чилико-Кеминского и Аксуйского разломов, активизировавшихся во время землетрясения 1911 г. ( $M_s=8.2$ ,  $I_0=X-XI$ ), по характеру своего структурного проявления была разделена нами на 14 участков (сегментов).

Как показывают наши исследования 2019 года, так и предыдущее изучение Культорского разлома он является сейсмоактивным практически на всем своем протяжении. Длина всего разлома, т.е., и длина возможного вспарывания по зоне разлома 150 км. Проф. А.А. Никонов вывел ряд формул для оценки магнитуд сильных древних землетрясений по параметрам сеймотектонических дислокаций, одна из них:

$$M = 7.09 + 0.79 \lg D, \quad (2)$$

где  $D$  – вертикальная компонента сеймотектонической подвижки.

Подставляем в эти формулы полученные нами значения и получаем  $M = 7.2$  и  $M = 6.9$  по высотам изученных сейсмоуступов. При рассчитанных значениях магнитуд интенсивность сейсмических колебаний согласно Шкалы МСК-64 составляет IX и более баллов. Эти оценки крайне важны при новой оценке сейсмической опасности Северного Прииссыккуля – наиболее населенной части Иссык-Кульской области Кыргызской Республики.

### **Заключение**

Нами было исследовано восточное окончание Культорского адырного (предгорного) разлома на территории Северного Прииссыккуля. Морфологически зона разлома представляет собой лестницу сейсмоуступов, созданных подвижками по нескольким сближенным разрывным плоскостям, полого падающими под адыры (на север). Во фронтальные – склоновые части сейсмоуступов попали и были повреждены и разрушены многочисленные археологические памятники *сако-усуньского, тюркского и караханидского* возраста. Документация палеосейсмологических траншей, пройденных вкост простирания самых южных и самых молодых сейсмоуступов, позволила определить минимальный возраст, повторяемость и силу сильных исторических землетрясений. Сильные землетрясения на изученном участке адырного разлома имели место в периоды: 60-170 гг. н.э.; 530-620 гг. н.э.; 1160-1250 гг. н.э.; 1410-1460 гг. н.э. Временная разница между датами (повторяемость сильных землетрясения по разлому) составляет 210-630 лет. Полученные нами параметры сейсмоуступов были использованы для подсчетов магнитуды исторических сейсмических событий.  $M = 7.2$  и  $M = 6.9$  по высотам изученных сейсмоуступов. При рассчитанных значениях магнитуд интенсивность сейсмических колебаний согласно Шкалы МСК-64 составляет IX и более баллов. Подтверждаются наши ранние предположения о вовлечении в поднятие расположенных к югу участков Иссык-Кульской котловины. Латеральное широтное наращивание площади адыров происходит во время сильных землетрясений. Эти данные крайне важны при новой оценке сейсмической опасности Северного Прииссыккуля – наиболее населенной части Иссык-Кульской области Кыргызской Республики, а также других регионов Земного шара, развивающихся в режиме постплатформенных орогенов.

### **ФИНАНСИРОВАНИЕ**

Полевые исследования в Иссык-Кульской обл., а также в камеральных условиях в Москве были проведены при финансовой поддержке грантов РФФИ № 17-05-00351\_a; 18-55-41005 Узб\_m, № 19-55-53017 ГФЕН, МНТЦ G-2153, и Государственного фонда естественных наук Китая № 41911530109, а также госпрограммы исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

# СЛЕДЫ ИСТОРИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ ПО АРХЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.А. Стрельников, К. Franklin, С.С. Иванов, С.В. Абдиева, С. Chang, Р. Tourtellotte

ИФЗ РАН, Москва, aas@ifz.ru

## Введение

Северо-восточная часть Иссyk-Кульской впадины относится к сейсмоактивным территориям. Одно из самых сильных из известных здесь сейсмических событий – Кеминское землетрясение магнитудой  $M_s=8.2$  и интенсивностью  $I_0=10-11$  баллов, произошедшее в январе 1911 г. в долинах рек Чон-Кемин, Чилик, Аксу и Чон-Аксу [Богданович и др., 1914; Кучай, 1969; Arrowsmith et al., 2016] в Северном Тянь-Шане.

Кеминское землетрясение было детально изучено научной группой Геологического комитета Санкт-Петербурга: Богдановичем К.И., И.М. Карком, Б.Я. Корольковым и Д.И. Мушкетовым в 1911-1914 гг. Весной 1911 года ими была исследована эпицентральная зона землетрясения, зафиксированы сеймотектонические и сейсмогравитационные дислокации, выполнено картографирование подвергшейся изменениям местности.



Рис. 1. Карта Иссyk-Кульской впадины и прилегающих территорий. Кружочками показаны крупные сейсмические события. Звездой отмечено местоположение исследуемого объекта

Горы Тянь-Шаня являются одним из наиболее сейсмически активных регионов мира. Они известны сильными землетрясениями [Kondorkaya and Shebalin, 1982]. Озеро Иссyk-Куль занимает одну из крупнейших впадин в пределах этого орогена. Оно представляет собой тектоническую рамповую впадину, ограниченную конвергентными разломами противоположного направления [Чедия, 1993]. Каменная крепость расположена на висячем крыле Аксуйского краевого разлома, который отделяет коренные породы хр. Кунгей Ала-Тоо от кайнозойских отложений Иссyk-Кульской впадины. Аксуйская зона разломов известна своей сейсмичностью. Вдоль нее проходит сейсмогенный разрыв Кебинского (1911 г.,  $M = 8.2$ ,  $I_0 = X-XI$ ) землетрясения [Богданович и др., 1914; Arrowsmith и др., 2016]. Хорошо выраженный в рельефе сеймоуступ, сформированный этим событием, наблюдается к югу от с. Кароол-Добо, где он перпендикулярно пересекает р. Чон-Байсоорун.

Спустя пятьдесят лет в результате повторных исследований были детально изучены сейсмодислокации Кеминского землетрясения и связанные с ним остаточные деформации. Была обнаружена сложная система поверхностных разрывов, грунтовые и скальные оползни, каменные лавины [Кучай, 1969; Arrowsmith et al., 2016; Корженков, 2006; Богданович и др., 1914; Деев и др., 2016].

С целью определения повторяемости сильных сейсмических событий и периодов сейсмического затишья начиная с конца XX века, исследователи проводили тренчинговые работы с отбором проб на радиоуглеродный анализ. Так в 1998 году группа Г. Михеля прошла палеосейсмологическую траншею вкост одного из сейсмоуступов 1911 г., приблизительно в 1.3 км юго-восточнее нижнего озера [Korjenkov et al., 2006b]. Результатами анализа отобранных в разломных плоскостях проб явились даты из коллювиальных клиньев с 14С возрастом 28860-28480 лет назад и палеопочвы с возрастом 10215-9890 лет назад. Также был датирован слой сильно выветренной почвы, насыщенный коллювиальным материалом, который показал возраст 4160-3830 лет назад.

Однако исследования данного исторического события проводились не только на территории внутригорных долин. В 2004 г. группа А.М. Корженкова проводила архео- и палеосейсмологические исследования Каменской средневековой крепости с целью определения возможных причин ее разрушения. В результате полевых наблюдений были обнаружены хорошо выраженный сейсмоуступ, секущий стены крепости и датируемый XII в., который, по мнению автора, и стал главной причиной оставления ее людьми (Корженков, 2006).

Руководствуясь историческими данными, разрушение и упадок средневековых городов Средней Азии, а также исчезновение или замедление в развитии средневековых культур Центральной Азии и Восточной Европы, приписывалось нашествию монголо-татар (Toynbee, 1946; Saeki, 1951; The Mongol Mission, 1955; Needham, 1959). Однако, последние публикации по археосейсмологии (Trifonov, 1978; Никонов, 1996; Chediya et al., 1998; Korjenkov et al., 2003) указывают на сейсмический характер разрушения некоторых средневековых городов Средней Азии вопреки общей теории разрушения множества аналогичных объектов в результате исторических военных действий происходящих в этом регионе в течение XIII-XIV вв., однозначно отнесенных на счет монголо-татарского нашествия и военных действий амира Тимура.

Ввиду того, что Каменская средневековая крепость расположена на одном из древних маршрутов Великого Шелкового пути в северной части Иссык-Кульской впадины проходящем вдоль северного побережья оз. Иссык-Куль, и была оккупирована монгольской армией лишь в XIII в., а также лежит в пределах главного сейсмически активного пояса Северного Тянь-Шаня, её пример позволяет принять теорию первичного разрушения сейсмогенного характера.

На сегодняшний момент крепость располагается к северу от села Кароол-Добё на левом берегу р. Чон-Байсоорун. Крепость представляет собой территорию, огороженную двухконтурными стенами правильной формы с современной высотой валов до 4 м, с размерами внутренней стены 180x180 м, внешней – 230x230 м. Приблизительно через каждые 25-30 м расположены оборонительные башни овальной формы. В юго-западном углу крепости расположена цитадель. Юго-западная внешняя стена разрушена боковой эрозией р. Чон-Байсоорун. Северо-западная стена в значительной степени подмыта саем и частично оползла вниз по склону. Также в субширотном направлении, непосредственно до начала горных массивов простираются стены, в древности перекрывавшие вход в горную долину. Казармы и воинские склады располагались в крепости, а хозяйственные постройки (рабат) прилегали с южной стороны.

К сожалению, в настоящее время территория, окружающая Каменскую крепость, практически полностью подверглась антропогенному разрушению ввиду активной сельскохозяйственной деятельности. Впервые данное сооружение было исследовано в 1927 г. П.П. Ивановым. Археологические раскопки проводились в 1961 г. под руководством Д.Ф. Винника [Ысык-Көл ..., 1991]. В культурном слое на глубине 1.5 м Винник обнаружил остатки зданий и керамики, датируемые VIII-XII вв.



**Рис. 2.** 1) Иригационная система (арыки); 2) Реки, ручьи 3) Сеймотектонический разлом. 4) Место раскопок и тренчинговых работ 2006 г. 5) Место раскопок и тренчинговых работ 2019 г.

В 2004 году по данным космических снимков во время полевых работ по изучению сейсмических деформаций Кебинского землетрясения и их сохранности в рельефе, был обнаружен протяженный, хорошо выраженный в рельефе линеймент секущий стены Каменской крепости. Полевое исследование линеймента обнаружило хорошо выраженный в рельефе уступ длиной  $>700$  м и простирающийся по азимуту  $138^\circ$ . Юго-западное крыло разрыва, расположенное ниже по склону, оказалось вздернутым. Данная деформация рельефа позволяет предположить, что образовавшийся уступ имеет сеймотектоническое происхождение и не является гравитационным оседанием. Наиболее хорошо уступ выражен в поверхности поздне-плейстоценовой речной террасы к северу от крепости. На северо-западе уступ снижается и при переходе на голоценовую речную террасу теряется в ее отложениях. На юго-востоке уступ оканчивается между внутренней и внешней стенами крепости и практически полностью разрушен сельскохозяйственной деятельностью в ближайших 50 метрах от крепости в юго-восточной части. Однако, он имеет слабовыраженное продолжение в сторону р. северо-западу вглубь долины.

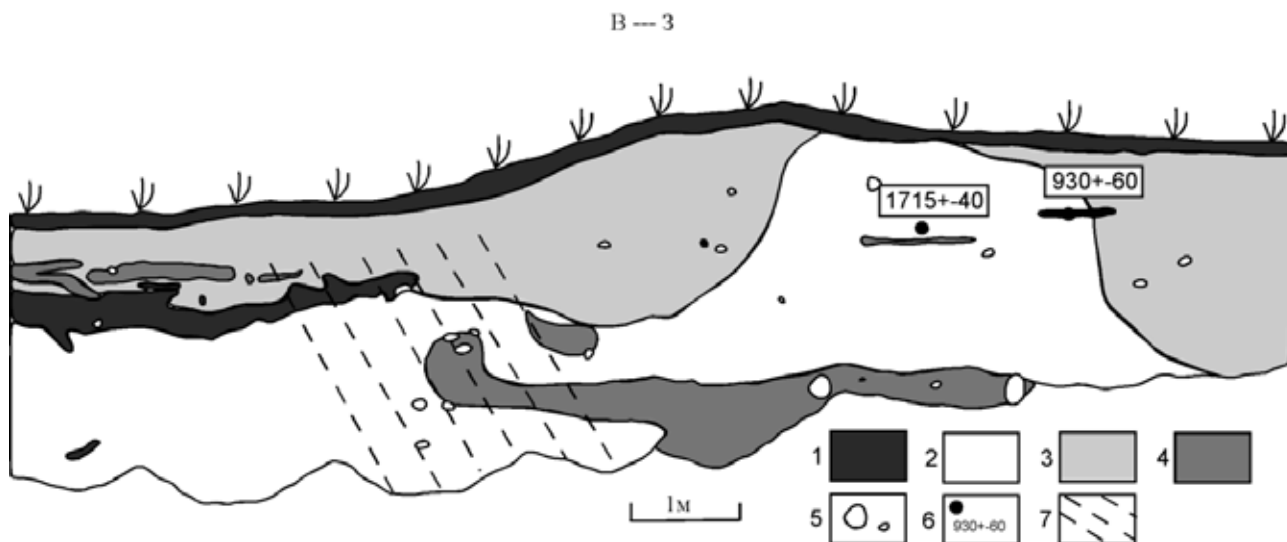
Помимо вертикального смещения также присутствует и горизонтальная (левосторонняя) компонента смещения по разлому, что особенно хорошо заметно в северо-западной внешней и юго-восточной внутренней стене укрепления. Здесь юго-западная стена была смещена влево на 3.85 см и вздернута по вертикали на 1.6 м. Максимальная величина вертикального смещения  $-2.1$  м была отмечена в северо-западной внешней стене крепости. При общей высоте сейсмоуступа до 2 м он имеет ассиметричную складкообразную форму: его юго-западное крыло пологое и длинное, тогда как северо-восточное крыло относительно короткое и крутое. В настоящее время этот уступ в значительной степени размыт. Данная форма уступа говорит о его взбросовом характере, если сравнивать с похожими сейсмогенными уступами, образовавшимися во время сильного Суусамырского землетрясения (1992 г.,  $M=7.3$ ) в Северном Тянь-Шане [Богачкин и др., 1997; Ghose et al., 1997] и исследованный проходкой траншеи через плоскости разлома [Kogejkov и др., 1999]. Область афтершоков этого землетрясения свидетельствует о падении сейсмического разрыва под

углом 45° на глубине первых десятков километров. Кроме того, движения вдоль плоскости этого разрыва имеют и горизонтальную компоненту смещения, что подтверждается прямолинейной трассировкой разлома в рельефе [Корженков, 2006].

Для получения детальной картины вышедшего на поверхность разлома были проведены траншинговые работы. Был выбран северный участок крепости около сухого сая, с наибольшими горизонтальными и вертикальными показателями смещения. Длина траншеи составила 16 м, максимальная глубина 4 м, ширина 0.8-1.0 м. В стенке траншеи были обнаружены в основном слои массивных глин и суглинков. Слои пересекались зоной рассредоточенной деформации (трещиноватые и смещенные осадочные отложения). Были отмечены слои погребенной почвы в восточном крыле траншеи. Западное окончание этого слоя сильно деформировано. Над этим слоем палеопочвы расположены линзы хорошо сортированного крупнозернистого песка и дресвы. Как и в случае со слоем палеопочвы, данный слой также не пересекает зону деформации. Линзы имеют каплеобразную форму с вздернутыми вверх восточными окончаниями. Такая форма окончаний линз может объясняться волочением вдоль слабо идентифицируемых плоскостей небольших разрывов. Небольшая и среднего размера округлая галька, состоящая из палеозойских пород, не образует отдельного слоя. Современный почвенный слой покрывает всю поверхность траншеи. При этом в нижнем, или восточном крыле траншеи он развит лучше, чем в западном. Образование и сохранение слоя палеопочвы может объясняться тектоническим подпруживанием поверхностных и грунтовых вод с последующим накоплением коллювиальных отложений (крупнозернистый песок). Слой линз песка и дресвы не имеет продолжения в висячем крыле разлома, что подтверждает формирование этого слоя после образования уступа: сай отложил этот слой у тектонической подпруды [Коржеков, 2006].

Для определения абсолютного возраста из стен траншеи на глубине 70-105 см были извлечены молотые кости крупного рогатого скота – коровам или лошадям. Все кости были искусственно раздроблены. Датировка осуществлялась в Лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии Сибирского отделения Российской академии наук. Определение остаточной активности углерода выполнено на двухканальной установке по бензол сцинтилляционному методу. Датирование образцов проводилось по фракциям гуминовых кислот.

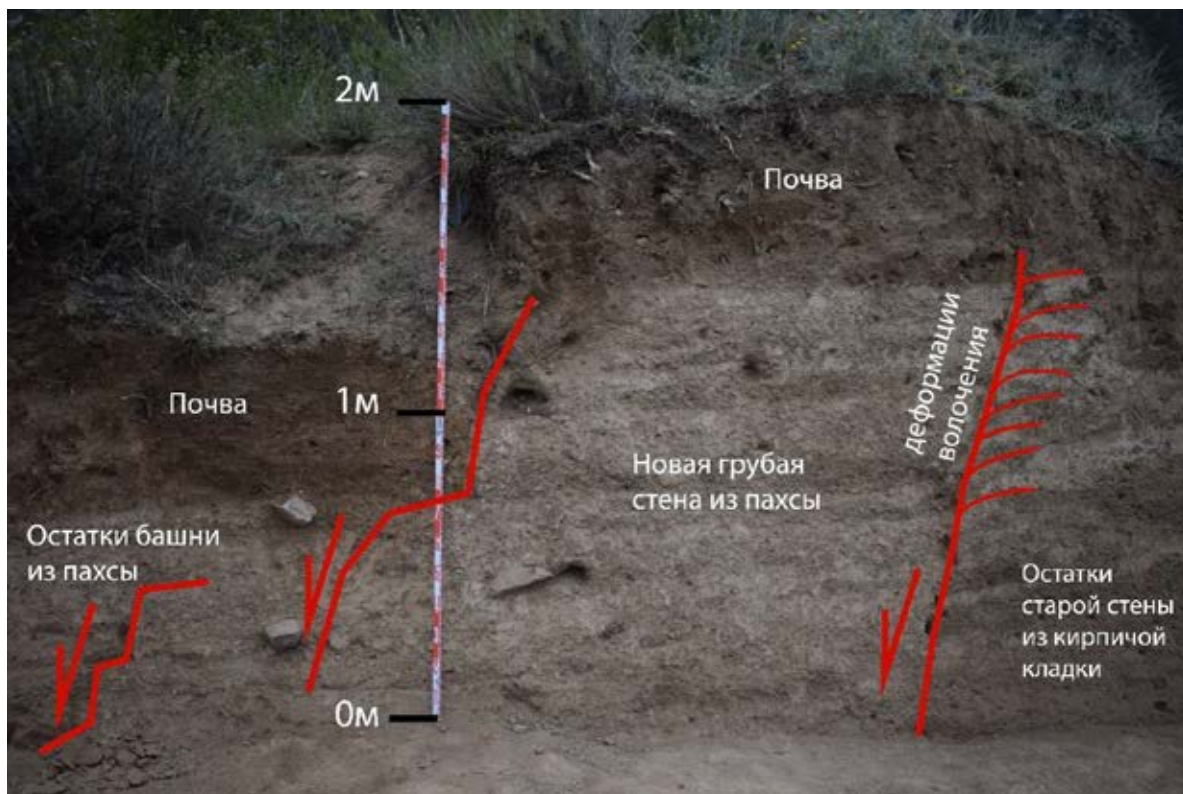
Оба фрагмента костей были отобраны из висячего крыла уступа. Образец СНВ-1 (СОАН-5794) был взят из нижней части слоя. Его возраст составляет 1715±40 лет (cal AD 242-415—2σ). Образец СНВ-4 (СОАН-5795) отобран стратиграфически выше предыдущего, из верхней части слоя костей, и его возраст составляет 930±60 лет (cal AD 999-1222—2σ).



**Рис. 3.** Схема южной стены траншеи, пройденной поперек сейсмогенного уступа: 1 – почва, 2 – глина, 3 – суглинок, 4 – крупнозернистый песок с дресвой, 5 – отдельные валуны, 6 – места отбора образцов, 7 – зона предполагаемой сейсмотектонической деформации [Корженков, 2006]

Данные цифры указывают на время до образования уступа, потому что 1) последний образец был отобран из слоя палеопочвы, чье образование произошло до последней подвижки по разлому, и 2) верхний образец фрагмента кости может представлять собой часть мусора, выброшенного обитателями Каменской крепости перед ее опустением. В верхней части разреза траншеи фрагментов костей не найдено. Минимальный радиоуглеродный возраст образца СНВ-4 совпадает с данными по

возрасту образцов керамики, найденных здесь археологом Д.Ф. Винником – XII век. Таким образом, возраст землетрясения, разрушившего эту крепость, приблизительно начало XII века [Корженков, 2006].



**Рис. 4.** Фрагмент восточного профиля деформированной северной стены Каменской крепости. Левая грубая часть стены из пахсы при сейсмогравитационном смещении (проседании) утянула за собой правую часть деформировав прилегающие кирпичные блоки. В результате в кирпичной кладке образовалась деформация волочения

Новым этапом исследования Каменской крепости стала работа международной группой сейсмологов и археологов под кураторством А.М. Корженкова в 2019 г. Были проведены раскопки около поврежденного участка северной стены. После расчистки объекта обнаружилось несколько интересных фактов.

Крепостная стена подвергавшаяся деформация в результате землетрясений состояла из двух фрагментов. Первый из них выполнен качественно, правильной кирпичной кладкой (глиняные кирпичи размером 20x12 см каждый). И второй сложенный из грубого кирпича из глины и соломы, имеющего менее прочную структуру. В нем использовано большое количество промазочного материала. В добавок было обнаружено, что все башни построены также из грубых материалов и служат контрфорсами для разрушающейся менее качественной стены.

Исходя из анализа профиля, нашей группой было сделано предположение, что более старая, качественная стена была разрушена сильным землетрясением, в результате которого произошло вертикальное смещение всей северной стены на 1 метр по вертикали, горизонтальные подвижки составляли до 20 см. Также, возможно это привело к обвалу верхней части стены наружу, об это свидетельствуют крупные обломки северной стены упавшие под внешнюю сторону стены.

Однако данное катастрофическое событие не уничтожило поселение. Конец жизнедеятельности в Каменской крепости, предположительно пришел после повторного землетрясения, уже после грубой реставрации. Об это свидетельствуют обширные разрушения стен, башен и хозяйственных построек. Так на месте раскопок нами был обнаружен фрагмент упавшей на жилой дом стены, который располагался у ее основания. Под раскопанным крупным фрагментом обвала нами были обнаружены два скелета. По предварительным данным археолога Иванова С.С. это были женщина и ребенок. Скорее всего постройки в результате землетрясения погребли под собой жителей, находящихся на тот момент внутри жилья. Также в разрушенном доме обнаружена керамика и место для казана. Отобраны пробы на радиоуглеродный анализ.

В предстоящем году планируется дальнейшее исследование и проведение археосейсмологических работ на территории Каменской крепости.



## ЛИТЕРАТУРА

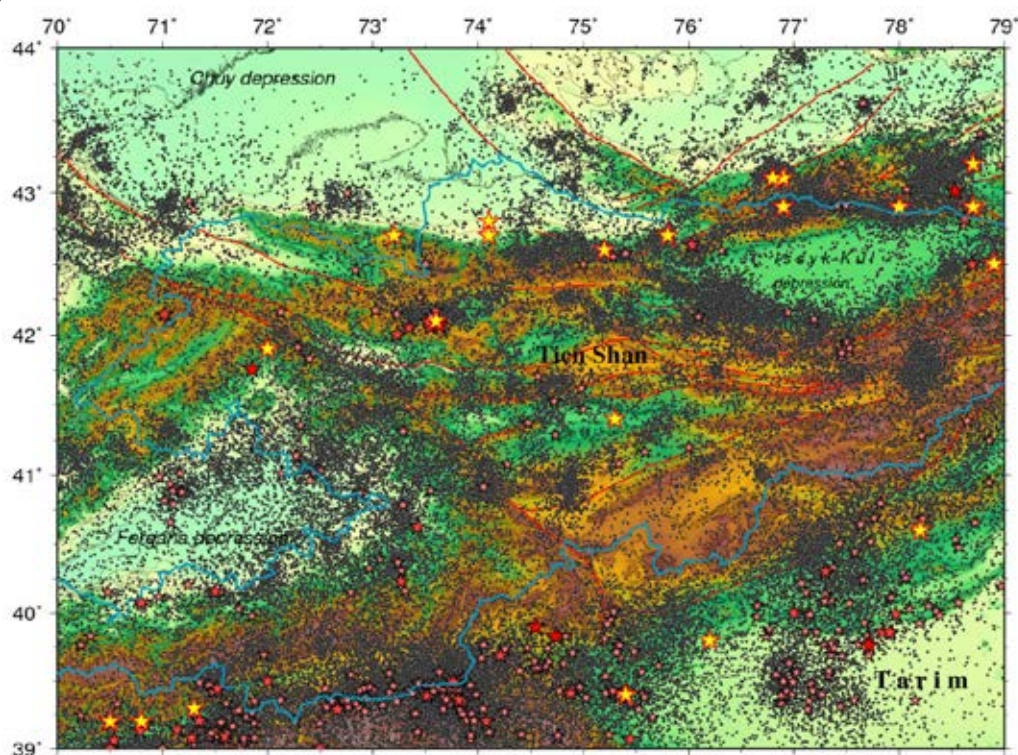
1. Богачкин Б.М., Корженков А.М., Мамыров Э., Нечаев Ю.В., Омуралиев М., Петросян А.Е., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А., Чаримов Т.А. Структура очага Сусамырского 1992 года землетрясения на основе анализа его геологических и сейсмологических проявлений // Изв. РАН. Физика Земли. 1997. № 11. - С. 3–18.
2. Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1911 г. (4 января 1911 г.). Тр. Геол. комитета. Новая серия. 1914. В. 89. 256 с.
3. Деев Е.В., Корженков А.М. Палеосейсмологические исследования в эпицентральной зоне Кеминского землетрясения 1911 г. в Северном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, 2. С. 421–430.
4. Корженков А.М., Бауман Д., Омуралиев М., Хасельтон К. Следы древних сильных землетрясений в отложениях озера Иссык-Куль // Изв. РГО. 1999. Т. 131, (4). С. 48–55.
5. Корженков А.М., Бауман Д., Мамыров Э., Омуралиев М., Порат Н. Об отклонениях дренажной сети, обусловленных современной тектоникой в Суусамырской впадине, Северный Тянь-Шань // Изв. РГО. - 2003. Т. 135, (2). С. 49–61.
6. Корженков А.М. К 66 СЕЙСМОГЕОЛОГИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов). Бишкек: Илим. 2006. 290 с.
7. Корженков А.М., Мазор Э. Руины древних сооружений как окаменевшие сейсмоскопы (например набатийских, римских и византийских городов в пустыне Негев, Израиль): Мат. 1-ой 276 междунац. конф. Гумбольдт-Коллег в Кыргызстане — Наследие Александра фон Гумбольдта в исследовании горных регионов. Бишкек: Илим. 2006. С. 140–155.
8. Кучай В.К. Результаты повторного обследования остаточных деформаций в плейстосейсмовой области Кебинского землетрясения // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 101–108.
9. Никонов А.А. Археологические и исторические свидетельства разрушительного землетрясения на Устюрте в XVIII в. // Советская археология. 1996. № 4. С. 80–92.
10. Чедия О.К. Краевые разломы // Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины / Под ред. К.Е. Абдрахматова. Бишкек: Илим. 1993. С. 23–38.
11. Чедия О.К., Абдрахматов К.Е., Лемзин И.Н., Корженков А.М. Сейсмогравитационные процессы в Тянь-Шане в прошлом и будущем // Геоморфологический риск: Сб. II Лекции, посвященные памяти Н.А. Флоренсова. Ноябрь, 1993. Иркутский геоморфологический семинар (тез. докл.). - Иркутск: Изд. Ин-та земной коры СО РАН. 1993. С. 103–104.
12. Arrowsmith J.R., Crosby C.J., Korzhenkov A.M., Mamyrov E., Povolotskaya I., Guralnik B. & Landgraf A. 2016. Surface rupture of the 1911 Kebin (Chon–Kemin) earthquake, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan. – In: Landgraf, A., Kuebler, S., Hintersberger, E. & Stein, S. (eds) Seismicity, Fault Rupture and Earthquake Hazards in Slowly Deforming Regions. Geological Society, London, Special Publications, vol. 432, 21 p.
13. Ghose S., Mellors R.J., Korjenkov A.M., Hamburger M.W., Pavlis T.L., Pavlis G.L., Omuraliev M., Mamyrov E., Muraliev A.R. The Ms = 7.3 1992 Suusamyр, Kyrgyzstan, earthquake in the Tien-Shan: 2. Aftershock Focal Mechanisms and Surface Deformation // Bull. Seism. Soc. Amer. 1997. V. 87. P. 23–38.
14. Kondorskaya N.V., Shebalin N.V. New Catalog of Strong Earthquakes in the USSR from Ancient Times through 1977 / World Data Center A for Solid Earth Geophysics. – Boulder, Colorado. 1982. 608 p.
15. Needham J. Science and civilisation of China. III. Cambridge. 1959.
16. Saeki P.Y. The Nestorian documents and Relicts in China. Tokyo. 1951.
17. Trifonov V. Late tectonic movements of western and central Asia // Geological Society of America Bulletin. 1978. V. 89. P. 1059–1072.
18. Toynbee A.I. Study of History. N. Y. Toronto. 1946.

## СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ (ЗАПАДНЫЙ И ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Н.А. Сычева

Научная станция РАН в г. Бишкеке, Кыргызстан, nelya@gdirc.ru

Рассматриваемая территория представляет собой сложнопостроенное, длительно развивающееся складчато-глыбовое горное сооружение. Она охватывает части двух различных крупных геотектонических областей: эпипалеозойской платформы и альпийской геосинклинали. В процессе эндогенной активизации эпипалеозойской платформы, начавшейся с конца олигоцена и совпавшей с заключительной фазой замыкания альпийской геосинклинали, была создана горная страна Тянь-Шаня. Основные ее современные черты сформировались в четвертичное время. Процесс активизации развивался неравномерно во времени и пространстве. Так, в конце плейстоцена и раннем плейстоцене отмечается затишье движений, сменившееся затем новым импульсом тектонической активности. Он продолжается и по настоящее время. На это указывают интенсивные современные движения, амплитуды которых достигают значительных величин, а также высокая сейсмичность (рис. 1).



**Рис. 1.** Эпицентральное расположение землетрясений из каталога ISC (звездочками отмечены землетрясения: бледно-розовый –  $5 \leq M < 6$ ; розовый –  $6 \leq M < 7$ ; красный –  $M \geq 7$ , желтый – исторические землетрясения. Красные линии – региональные разломы, голубым цветом отмечена граница Киргизии

В Тянь-Шане выделяют Западную, Центральную, Восточную и Джунгарскую геолого-географические провинции. Западный Тянь-Шань расположен к западу от Таласо-Ферганского разлома. Территория Центрального Тянь-Шаня находится между Таласо-Ферганским разломом на западе и меридианом  $80^\circ$  – на востоке. Восточный Тянь-Шань простирается от меридиана  $80^\circ$  на западе до Джунгарского (Борохоро) разлома – на востоке. К северо-востоку от Джунгарского разлома находится Джунгарский Тянь-Шань. Территория Киргизии включает в себя Западный и Центральный Тянь-Шань (Киргизский Тянь-Шань).

Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген почти целиком располагается в области 8-9 балльной сейсмичности. С запада и с севера он оконтуривается полосой, где сейсмический эффект не превышает 7 баллов. Основная масса эпицентров сильных землетрясений с  $M \geq 5$  закономерно вытягивается в виде 2-х сейсмогенных зон – Северо-Тянь-Шаньской и Гиссаро-Кокшаальской (Южно-Тянь-Шаньской), тяготеющих, соответственно, к северным и южным участкам контрастного сочленения орогена и ограничивающих его с севера Туранской плитой и Казахским щитом, а с юга

Таримской платформой. Гиссаро-Кокшаальская зона является высоко сейсмичной на участке сочленения Памира и Тянь-Шаня. На рис. 1 показано расположение эпицентров землетрясений из каталога ISC [International ...]. Наибольшая плотность землетрясений с  $M \geq 5$  приходится как на Южно-Тянь-Шаньскую, так и на Северо-Тянь-Шаньскую зону. В пределах этих зон известны многочисленные катастрофические землетрясения с  $M > 8$ . Эти две крупные зоны, называемые сейсмоактивными швами первой категории, являются границами между крупными блоками Туран-Тянь-Шань-Тарим. В пределах этих сейсмоактивных швов возможны предельные для земной коры магнитуды землетрясений –  $M > 8$  [Юдахин, Чедия, 1991].

Для оценки современного напряженно-деформированного состояния используются различные методы и подходы. В частности, в Научной станции РАН анализ сейсмологических данных выполнялся двумя различными методами: С.Л. Юнги [Юнга, 1990] и Ю.Л. Ребецкого [Ребецкий, 2007]. В первом случае на основе СТД-метода рассчитывались параметры тензора приращений сейсмоструктурных деформаций, а во втором – с применением метода катакластического анализа (МКА) разрывных нарушений, кроме параметров этого тензора определялись также компоненты тензора напряжений. Оба метода основаны на анализе фокальных механизмов очагов. Результаты этих исследований представлены в работах [Сычева и др., 2005а, 2008; Сычева, Мансуров, 2016, 2017; Rebeckiy et al., 2012; Ребецкий и др. 2016]. В указанных работах рассматривалась территория Северного и Центрального Тянь-Шаня. Накопление данных о фокальных механизмах очагов дает возможность расширить территорию исследования.

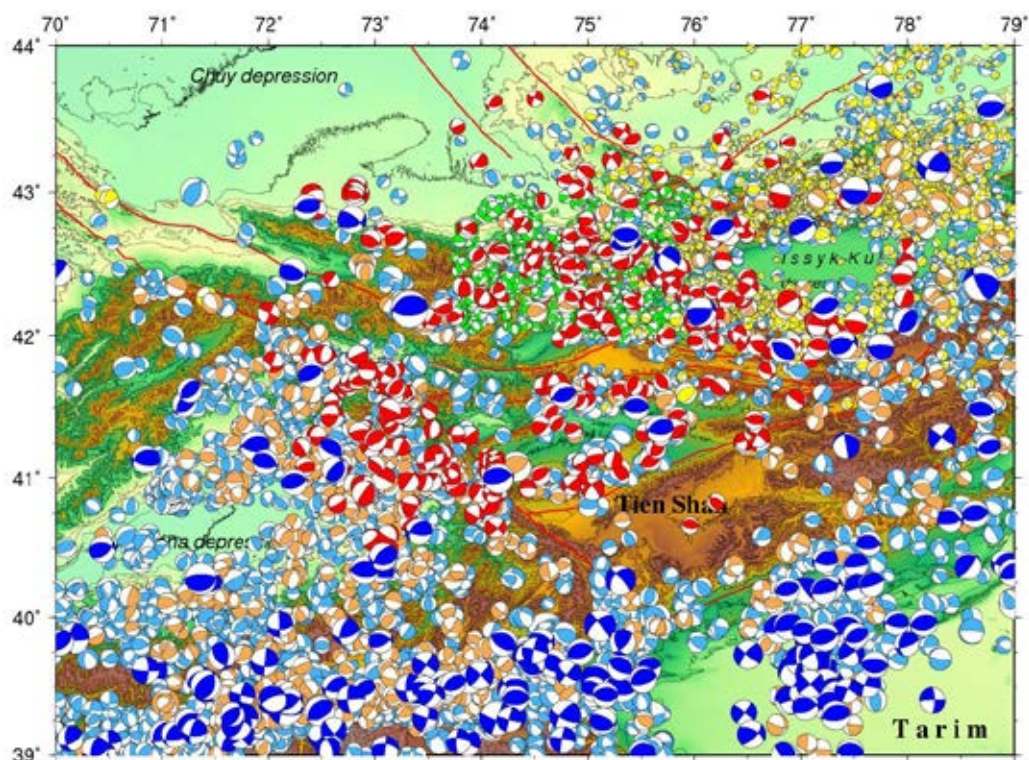
Цель данной работы – оценить напряженно-деформированное состояние земной коры Тянь-Шаня (Западный и Центральный Тянь-Шань) на основе данных о сейсмичности и фокальных механизмах очагов с помощью метода СТД, представить полученные результаты с применением современных подходов картирования.

### **Исходные данные**

Каталог землетрясений. Для построения пространственного расположения сейсмичности по глубине (вертикальные разрезы), анализа сейсмической активности (количество землетрясений на единицу площади) и оценки интенсивности СТД использован каталог ISC, который включает более 84000 землетрясений (см. рис. 1). Магнитуда определена для 69781 землетрясения, глубина для 71284 событий. Для большей части событий (82.2%) магнитуда определена по объемным волнам (mb). Основную часть каталога ICS составляют события с  $2 \leq M \leq 6$ , которые большей частью произошли после 2002 года на глубине 0-25 км. Построение графика Гуттенберга - Рихтера показало, что представительная часть каталога включает события  $3 \leq M \leq 7.5$ . В дальнейшем для анализа сейсмических данных используются землетрясения, магнитуды которых входят в указанный диапазон.

Каталог фокальных механизмов. Для расчета СТД использовались несколько источников данных о фокальных механизмах очагов землетрясений: наряду с каталогами фокальных механизмов, полученных на Научной станции РАН (НС РАН) анализировались каталоги сторонних организаций. Частично некоторые данные ранее были использованы и описаны в работах [Сычева и др., 2005, 2005а; Сычева и др., 2008; Кальметьева и др., 2010; Сычева, Мансуров, 2017; Sycheva, 2020]. Основную часть объединенного каталога фокальных механизмов (11376 землетрясений) составляют слабые события с  $1.5 \leq M \leq 3.5$ , неравномерно распределенные во времени, наиболее статистически представительным является периоды с 1978 по 1991 гг. и с 1996 по 2001 гг., Основная часть событий произошла на глубине 0-35 км.

Эпицентральное положение землетрясений и вид механизма из каталога фокальных механизмов представлено на рис. 2. Цвет механизма определяет принадлежность к источнику данных (см. подрисуночную подпись). Радиус модели очага зависит от магнитуды землетрясения. Основная часть слабых событий расположены вдоль бортов Иссык-Кульской впадины (каталог СОМЭ МОН РК) и в восточной части Кыргызского хребта (каталог НС РАН, по знаку прихода Р-волны).



**Рис. 2.** Эпицентрально-положение и фокальные механизмы очагов землетрясений. Цвет механизмов указывает на принадлежность к источнику данных: *голубой* (2422 событий) – Институт сейсмологии Национальной академии наук Киргизской республики и др. источники, 1949-1994 гг.; *оранжевый* (380) – Институт сейсмологии НАН КР, 1994-2005 гг.; *синий* (185) – каталог СМТ (Centroid moment tensor) [Search ...], 1976-2019 гг., *зеленый* – Научная станция РАН (по знакам прихода Р волн), 1994-2018; *красный* – Научная станция РАН (метод волновой инверсии), 1996-2020; *желтый* – Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция (СОМЭ) МОН РК, Алматы, 1996-2002. Красные линии – региональные разломы

### Методика

Методика расчета сейсмоструктурных деформаций и интенсивности СТД описана во многих работах [Лукк, Юнга, 1979; Юнга, 1990; Сычева и др., 2005; Сычева, Мансуров, 2016, 2017] и здесь не приводится. Однако стоит отметить, что при проведении расчетов направленности сейсмоструктурной деформации посредством осреднения исходных данных геоструктурная область подразделяется на элементарные подобласти с некоторым радиусом, центры которых размещаются в узлах (узловые точки) специально выбранной сетки. Расчет СТД выполняется суммированием матриц индивидуальных механизмов в пределах каждой ячейки. В данной работе выбор узловых точек осуществлен по сетке с шагом  $0.2^\circ$  ( $\sim 20$  км) и радиусом элементарной области  $r = 0.5^\circ$  ( $\sim 50$  км), что обеспечивает сглаживание данных. Расчет интенсивности СТД выполняется суммированием скалярных сейсмических моментов в пределах каждой ячейки согласно [Лукк, Юнга, 1979]. Для построения карты усредненных фокальных механизмов выбор узловых точек осуществлен по сетке с шагом  $0.5^\circ$  ( $\sim 50$  км) и радиусом элементарной области  $r = 0.5^\circ$ . Для картирования СТД используется классификация режимов сейсмоструктурной деформации, основанная на их параметризации через систему угловых параметров, обеспечивающую изометрическое отображение тензорных объектов на сферу [Юнга, 1990, 1997].

### Результаты

Для определения глубинного распределения землетрясений были построены интегральные проекции на вертикальную плоскость, которые позволили оценить, что глубина сейсмических событий на исследуемой территории меняется от 0 до 50 км, и наблюдается три слоя сейсмической активности: первый слой включает события с глубиной от 0 до 5 км (приповерхностный слой), второй слой от 5 до 25 км (активный самогенерирующий слой) и третий слой ниже 25 км. Если в северной части исследуемой территории сейсмические события расположены до глубины  $\sim 35$  км, то в южной части нижний предел сейсмичности смещается на глубину до 40 км, а некоторые землетрясения достигают глубины 50 км и более.

В связи с распределением сейсмичности по глубине интенсивность СТД ИС и сейсмическая активность (количество землетрясений) рассчитывалась как для всего сейсмического слоя 0-50 км,

так и для глубин: 0-5 км, 5-25 км и ниже 25 км. Для расчета этих параметров из каталога ISC рассматривались землетрясения, которые произошли с 1997 по 2019 гг. (более 300 землетрясений в год).

Для всех глубинных слоев максимумом интенсивности СТД характеризуется центральная и восточная часть зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира (~9·10<sup>8</sup>год<sup>-1</sup>). Минимальные деформации СТД проявляются в Чуйской впадине, в западной части Киргизского хребта и в северо-западной части бортов Ферганской впадины (~3·10<sup>13</sup>год<sup>-1</sup>). За рассматриваемый период в Северо-Тянь-Шанской сейсмогенерирующей зоне отсутствуют землетрясения с  $M > 6$ . Последнее крупное землетрясение – Суусамырское, 19.08.1992,  $M = 7.3$ , произошло до рассматриваемого периода. На глубине 5-25 км в Северо-Тянь-Шанской сейсмогенерирующей зоне отмечаются две области Терской Алатау, где уровень интенсивности СТД достигает соответственно ~2·10<sup>9</sup>год<sup>-1</sup> и ~6·10<sup>9</sup>год<sup>-1</sup>.

На всех глубинах максимум сейсмичности отмечается в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира, для глубины 0-5 км максимальный уровень сейсмичности отмечен в небольшой области ниже центральной части Терской Алатау. Распределение логарифма количества землетрясений на глубине более 25 км показывает, что основная сейсмичность происходит только в южной части исследуемой территории. На рис. 3 представлено распределение логарифма интенсивности СТД и количества землетрясений для глубины 5-25 км.

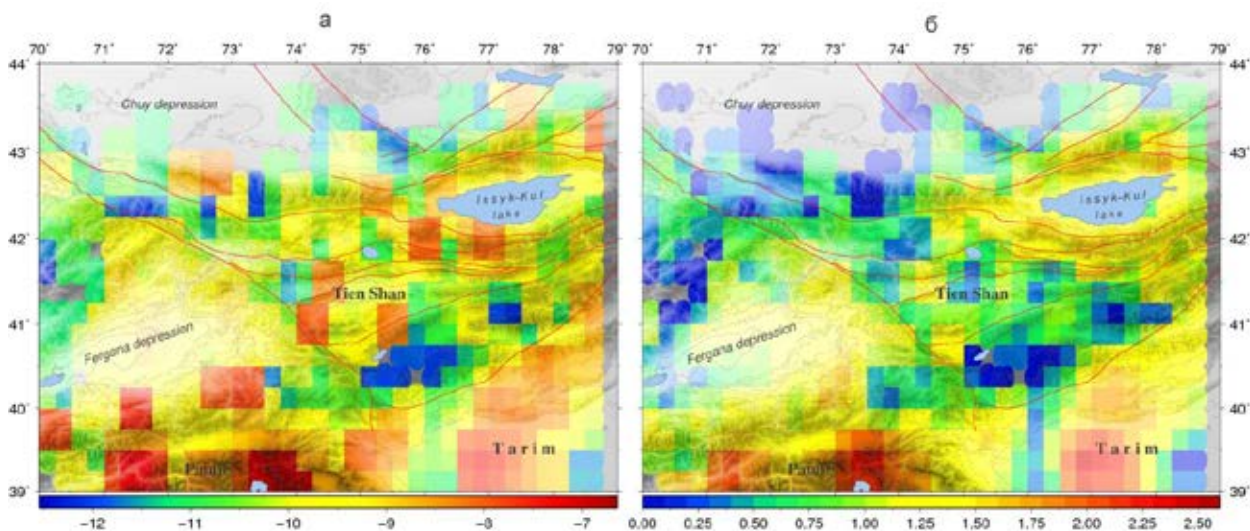
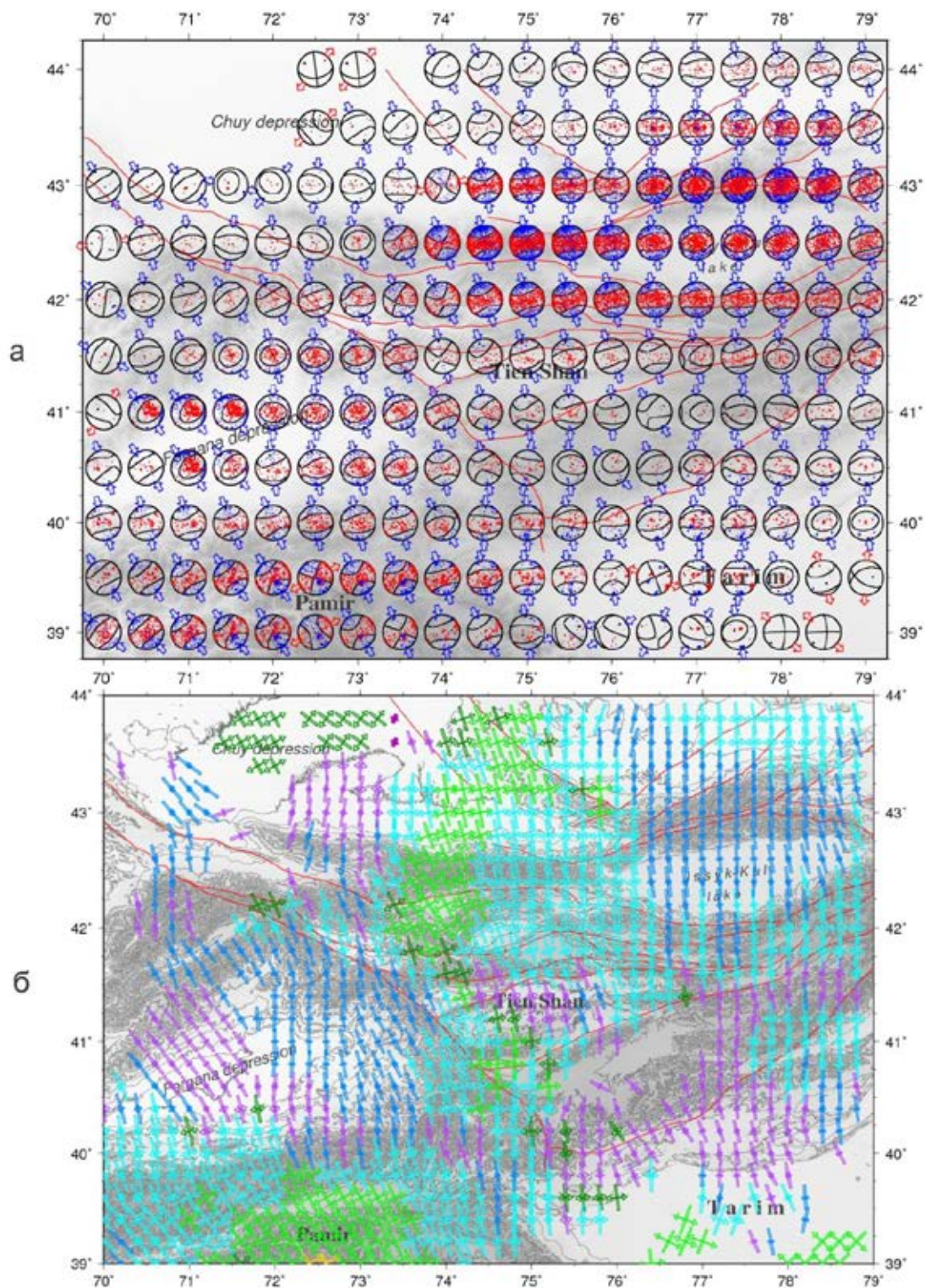


Рис. 3. Распределение логарифма интенсивности СТД и количества землетрясений на исследуемой территории для глубин 5-25 км по данным каталога ISC

### Средний механизм и режимы СТД

Для каждой ячейки получены усредненные механизмы очагов землетрясений, которые позволяют визуализировать как статистику фокальных механизмов в виде сводной картины проекции Р и Т осей, так изменение режима деформации от точки к точке. При расчете усредненных механизмов вклад каждого землетрясения определялся весовым коэффициентом, определенным по выражению  $w = 0.07 \cdot (M + 6)$  [Юнга, 2002]. Усредненные механизмы представлены для точек, в которых коэффициент  $K$  (каппа) превышает это значение из табл. 4 [Юнга, 1990], где представлены мода и критическое значение параметра  $K$ , соответствующие разным кумулятивным вероятностям и объему выборки. Усредненные механизмы получены для двух глубин: 0-5 км и 5-25 км (рис. 4а).

Карты СТД с применением классификации режимов СТД были построены для слоя 0-5 км (3570 событий) и 5-25 км (10871 событие). Небольшое количество землетрясений, произошедших на глубине более 25 км в каталоге фокальных механизмов, ограничило исследование СТД более глубоких слоев. Ориентация тензора СТД в каждой ячейке расчета отображается значком, показывающим направление горизонтальных компонентов деформации и их доли (части) в целом тензоре.



**Рис. 4.** Усредненные механизмы очагов (а) и карта СТД для глубины 5-25 км (10871 событие) (б). Цвет значка обозначает режим деформации согласно классификации режимов СТД. Красными линиями отмечены региональные разломы

Отсутствие землетрясений в некоторых областях приповерхностного слоя (0-5 км) ограничило количество узловых точек, для которых получены режимы СТД. Например, практически отсутствуют решения для зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима. Для рассматриваемого диапазона глубин отмечается разнообразие режимов СТД, которое можно объяснить раздробленностью и блочным строением приповерхностного слоя земной коры. Наряду с модами (режимами), представленными в правой части схемы классификации режимов СТД [Юнга, 1997] (переходный режим от вертикального сдвига к сжатию, горизонтальное сжатие, транспрессия, режим косого сдвига и горизонтальный сдвиг), в некоторых областях исследуемой территории наблюдаются моды

из левой части (горизонтальное растяжение, переходный режим от вертикального сдвига к растяжению и переходный режим от растяжения к горизонтальному сдвигу), которые не наблюдаются на глубине 5-25 км (рис. 4б). Режимом горизонтального растяжения характеризуется восточная часть Чуйской впадины, переходным режимом от растяжения к горизонтальному сдвигу предгорья центральной части Киргизского хребта, режимом от вертикального сдвига к растяжению – восточная окраина Северного Памира. Основное направление осей укорочения к западу от Талассо-Ферганского разлома исследуемой территории – северо-западное, восточнее его – северо-северо-западное и северное.

Для сейсмогенерирующего слоя (5-25 км) наблюдаются – переходный режим от вертикального сдвига к сжатию (западный борт Ферганской долины, зона сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира, предгорья западной части Киргизского хребта), горизонтальное сжатие (восточный борт Ферганской впадины, хребты Таласский, Заилийский, Кунгей Алатау и Чаткальские горы), транспресия (южная часть Талассо-Ферганского разлома, Восточная часть Киргизского хребта, кочкорская впадина, горы Сындык, Кызарт, Терскей Алатау, восточная часть зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима), режим горизонтального сдвига (южная часть Талассо-Ферганского разлома, Суусамырская впадина и центральная часть Киргизского хребта, Чу-Илийские горы).

### **Заключение**

На основе сейсмических данных и данных по фокальным механизмам очагов землетрясений проведен анализ напряженно-деформированного состояния коры Киргизского Тянь-Шаня (Западный и Центральный Тянь-Шань). Анализ сейсмичности исследуемого региона выполнен на основе каталога ISC (более 84000 событий, 1902-2019 гг.). Вертикальные разрезы распределения землетрясений по глубине позволили оценить картину и глубину их расположения. Этот же каталог использовался для расчета интенсивности STD и сейсмической активности. Указанные параметры рассчитывались для трех диапазонов глубин: 0-5 км, 5-25 км и более 25 км. До глубин 25 км максимум интенсивности приходится на зону сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, Южного Тянь-Шаня и Тарима, в северной части исследуемой территории высоким значением интенсивности STD характеризуется западная часть Терскей Алатау, восточная часть Киргизского хребта.

Для оценки параметров напряженно-деформированного состояния исследуемой территории использован метод STD. Для расчета STD использовались данные о фокальных механизмах (11376 землетрясений, 1949-2020 гг.). По каталогу фокальных механизмов построены диаграммы направления главных осей напряжений. Ось сжатия меняет свое направление от северо-западного западнее Талассо-Ферганского разлома до направления север-юг восточнее этого разлома. Максимальное число осей имеет близгоризонтальное положение. По результатам STD для исследуемой территории направление осей укорочения меняется от северо-западного на западе до субмеридианального на востоке. Усредненные механизмы и карты STD построены для глубин 0-5 км и 5-25 км. Для приповерхностного слоя наблюдается многообразие режимов STD, которые включают в себя не только режимы сжатия с различным уровнем сдвиговой составляющей, но режимы растяжения с участием сдвиговой составляющей. Для сейсмогенерирующего слоя (5-25 км) характерны режимы сжатия с различным уровнем сдвиговой составляющей.

Работа выполнена в рамках государственного задания Федерального государственного бюджетного учреждения науки Научной станции Российской академии наук в г. Бишкеке (темы № АААА-А19-119020190064-9 и № АААА-А19-119020190066-3).

### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Кальметьева З.А., Костюк А.Д., Сычева Н.А. О взаимосвязи оползней и землетрясений // Известия НАН КР. Бишкек: Илим. 2010. №4. С. 22–29.
2. Лукк А.А., Юнга С.Л. Сейсмоструктурная деформация Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 24–43.
3. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007а. 406 с.
4. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сети KNET // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 496–520.

5. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Полежко Н., Ли А.Н., Бейсенбаев Р.Т. Сейсмотектонические деформации земной коры Иссыкульской зоны и казахского Тянь-Шаня // В сб. «Активный геофизический мониторинг литосферы Земли», Новосибирск, 2005. С. 344–350.
6. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005а. № 11. С. 62–78.
7. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Юнга С.Л., Макаров В.И. Сейсмотектонические деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня // Физика Земли. 2008. № 5. С. 3–15.
8. Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Сравнение оценок деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня, полученных на основе сейсмических и GPS-данных // Вестник КРСУ. 2016. Т.16. № 1. С.178-182.
9. Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Сравнение оценок деформаций земной коры Бишкекского геодинамического полигона на основе сейсмологических и GPS-данных // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 4. С. 809–825.
10. Юдахин Ф.Н., Чедия О.К. и др. Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня. М.: Наука, 1991, 192с.
11. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 191 с.
12. Юнга С.Л. О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сфере // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 2. С. 253–255.
13. Юнга С.Л. Изучение движений поверхности и деформаций земной коры на территории Центрального Тянь-Шаня, Казахской платформы и Алтая; создание программ обработки сейсмологических данных, проведение обработки // Отчет о научно-исследовательской работе. Обнинск. 2002. 41 с.
14. International Seismological Centre, On-line Bulletin, 2019. Available from: <http://www.isc.ac.uk> (last accessed 10.06.2020).
15. Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E. Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the central Asia // Tectonophysics. 2012. Vol. 581. P. 114–131. doi:10.1016/j.tecto.2012.09.027.
16. Sycheva N.A. Seismic moment tensor and dynamic parameters of earthquakes in the Central Tien Shan. Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones. 2020. V. 4, no. 2, pp. 192–209. (In Engl.) doi: doi.org/10.30730/gtrz.2020.4.2.178-191.192-209.
17. Search form // Global CMT Catalog Search. URL: <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html> (дата обращения: 12.06.2020).



# НЕЭКСТЕНСИВНЫЙ АНАЛИЗ АФТЕРШОКОВ СЛАБЫХ И УМЕРЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) ПО ДАННЫМ СЕТИ KNET

В.Н. Сычев, Н.А. Сычева

Научная станция РАН в г. Бишкеке, Кыргызстан, sychev@gdirc.ru

Бишкекский геодинамический полигон (БГП, Северный Тянь-Шань), ограниченный  $41.5^{\circ}$ – $43.5^{\circ}$  с.ш. и  $73^{\circ}$ – $77^{\circ}$  в.д., лежит в пределах центрального сегмента Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоны и представляет собой зону сочленения Тянь-Шаньского орогена и Туранской плиты. На рис. 1 территория БГП условно обозначена пунктирной линией. Особенность сейсмического режима Северного Тянь-Шаня обусловлена геологическим строением, интенсивностью протекающих здесь геодинамических процессов и связана с древними глубинными разломами – Северо-Тяньшаньским, Кеминским и Кунгейским.

На территории БГП расположена сейсмологическая сеть KNET (см. рис. 1), состоящая из десяти цифровых широкополосных станций, позволяющая регистрировать локальную и региональную сейсмичность. К настоящему моменту каталог землетрясений, полученный по данным сети KNET, включает в себя более 10 000 сейсмических событий, произошедших за 1994–2019 гг. За годы эксплуатации сейсмологической сетью зарегистрировано 46 землетрясений умеренного типа с  $M \geq 4.4$  ( $K \geq 12$ ), из них 24 произошло на территории БГП.

Исследования афтершоковых последовательностей землетрясений БГП [Мухамадеева, Сычева, 2017; Сычев и др., 2019] показали, что не каждое землетрясение Северного Тянь-Шаня умеренного типа сопровождается афтершоковым процессом. При этом землетрясения более низкого класса напротив могут сопровождаться серией афтершоков.

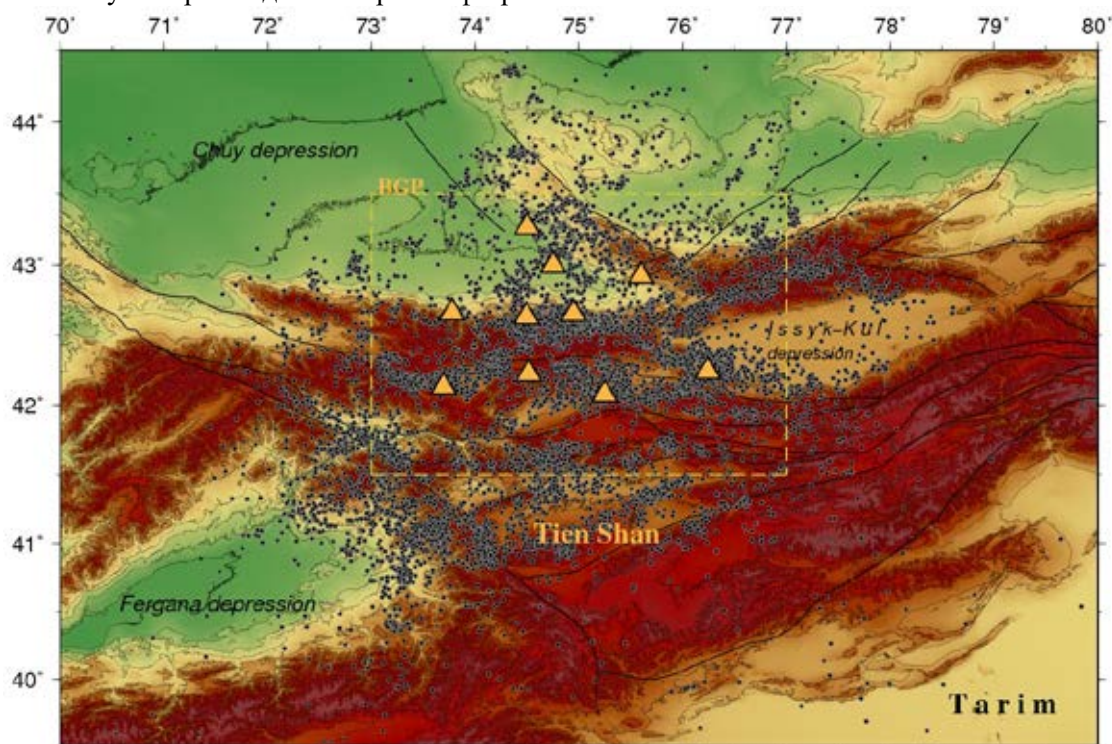


Рис. 1. Эпицентральное расположение землетрясений из каталога по данным сети KNET, которые произошли с 1994 по 2019 гг. (более 10 000 событий). Пунктирной линией условно отмечена территория БГП. Треугольники – станции сети KNET

Целью данной работы является рассмотрение афтершоковых процессов слабых и умеренных землетрясений (с  $M \geq 3.3$ ,  $K \geq 10$ ), произошедших на территории БГП с позиций неравновесной термодинамики с использованием статистики Тсаллиса, чтобы подтвердить выводы, сделанные в работе [Сычев, и др., 2019] только для афтершоков Суусамырского землетрясения, 19.08.1992,  $M = 7.3$  землетрясения.

## Исходные данные и методика

Для проведения исследований был использован каталог сейсмических событий полученный по данным сети KNET за 1994–2019 гг. За это время на исследуемой территории произошло 10 202 события (см. рис. 1). Основную часть каталога составляют слабые события с  $M = 1.1-2.2$ , представительная выборка включает события с  $1.66 \leq M \leq 5$ , землетрясения во времени распределены неравномерно; гипоцентры большей части событий расположены на глубине 0–15 км.

*Афтершоки.* Для выделения афтершоковых последовательностей землетрясений с  $M \geq 3.3$  из каталога применен подход Г.М. Молчан и О.Е. Дмитриевой (см. [Молчан и Дмитриева, 1991; Соболев и Пономарев, 2003]). Выделение афтершоков проводилось с помощью набора программ этих же авторов. Этот подход активно используется исследователями при выделении афтершоков [Шебалин, 2004; Баранов, Шебалин и др., 2019]. За исследуемый период из каталога было выделено 20 землетрясений, после которых наблюдались афтершоковые события. Дата главного события, эпицентральное положение, энергетическая характеристика (класс  $K$  и магнитуда  $M$ ), а также количество афтершоков  $N_{aft}$  и их длительность  $T_{aft}$  в днях представлены в таблице. Для пересчета класса землетрясения в магнитуду использовалось выражение  $K = 1.8 \cdot M + 4$  [Раутиан, 1960]. Серым цветом в таблице отмечены землетрясения с  $M \geq 4.4$  ( $K \geq 12$ , 10 событий).

**Таблица.** Параметры главных событий и их афтершоковых последовательностей, а также параметры Тсаллиса  $q$  и  $a$  и ошибки их определения

№	Дата	Время	$\varphi^\circ$	$\lambda^\circ$	$H$ , км	$K$	$M$	$N_{aft}$	$T_{aft}$	$q$	$err_q$	$a$	$err_a$
1	14.05.1996	12: 45: 27.44	41.54	74.97	21.2	11.52	4.18	14	169	1.705	0.018	27.181	14.783
2	16.06.1996	19: 39: 14.97	42.50	72.91	9.0	10.40	3.56	24	359	1.603	0.015	281.453	62.114
3	27.02.1999	17: 15: 14.83	41.27	76.60	0.0	11.74	4.30	13	11	1.709	0.009	273.887	63.292
4	24.05.1999	07: 39: 21.39	42.66	75.04	6.8	10.65	3.69	15	139	1.639	0.018	480.673	132.270
5	22.05.2003	18: 11: 55.01	42.99	72.81	7.0	14.26	5.70	70	1267	1.541	0.012	2253.17	382.693
6	16.01.2004	09: 06: 17.90	42.55	75.30	14.0	13.68	5.38	27	268	1.619	0.013	365.181	92.574
7	13.05.2004	22: 37:09.42	42.61	74.62	12.6	10.24	3.47	25	272	1.472	0.022	566.869	121.204
8	05.07.2005	03: 07: 24.82	41.60	74.76	18.4	12.47	4.71	15	566	1.645	0.022	337.390	158.825
9	07.07.2005	19: 22: 05.42	42.66	74.84	11.9	10.89	3.83	12	207	1.714	0.017	1589.98	478.553
10	27.12.2005	00: 55: 30.54	42.71	75.89	6.2	11.6	4.22	13	300	1.633	0.019	1023.81	349.650
11	28.12.2005	01: 52: 48.29	42.69	75.41	12.5	11.9	4.40	13	19	1.647	0.012	1349.56	284.048
12	08.11.2006	02: 21: 26.94	42.57	75.36	18.6	13.37	5.21	34	705	1.661	0.010	870.862	172.027
13	25.12.2006	20: 00: 58.32	42.11	76.03	0.1	14.83	6.02	53	1243	1.532	0.015	875.666	201.533
14	02.03.2010	01: 55: 36.02	42.43	75.66	19.3	13.34	5.19	30	487	1.624	0.015	366.177	113.602
15	05.02.2012	07:10:15.2	41.40	74.76	13.4	13.21	5.12	4	142	1.784	0.021	165.961	116.942
16	23.11.2013	09:42:06.75	42.43	75.69	9.9	13.46	5.26	15	91	1.671	0.023	109.582	62.364
17	10.07.2015	00:31:57.89	41.14	74.13	0.0	11.36	4.09	17	351	1.621	0.013	8403.11	1331.06
18	04.10.2015	21:43:17.65	42.55	75.18	14.1	10.11	3.39	34	177	1.567	0.027	924.070	247.648
19	17.11.2015	17:29:36.61	40.43	73.19	3.1	13.53	5.29	17	14	1.589	0.018	2629.67	695.821
20	21.04.2017	00:55:43:87	42.59	75.17	12.1	12.10	4.50	72	540	1.523	0.012	1285.51	227.859

*Сейсмическая активность.* Для оценки сейсмической активности БГП построены распределения количества землетрясений. При проведении расчетов геоструктурная область подразделена на элементарные ячейки размером  $0.5^\circ$ , и сдвиг составлял  $0.25^\circ$ . Нижний предел глубины исследуемого слоя составляет 30 км [Юдахин, 1983].

*Неэкстенсивный анализ.* Наиболее известным соотношением в сейсмологии является закон распределения землетрясений по энергиям Гутенберга – Рихтера [Gutenberg, Richter, 1944], который в

терминах количества событий с магнитудой  $M$  превышающей пороговое значение  $m$  закон распределения принимает вид:

$$N(M > m) \sim 10^{-bm}, \quad (1)$$

где  $N$  - обозначает число событий для указанного фиксированного периода времени и в заданном географическом регионе,  $b$  – константа ( $b$ -value), которая слабо меняется от региона к региону и в большинстве случаев принимает значение около 0.9 [Касахара, 1985].

Следует отметить, что законы, описывающие последовательности землетрясений, в основном, являются эмпирическими и не могут быть выведены из положений равновесной (классической) термодинамики. В основе классической термодинамики лежит понятие энтропии, которая является функцией состояния термодинамической системы. Если  $p_i$  – вероятность пребывания системы в

состоянии с номером  $i$  ( $i = 1, \dots, N$ ,  $\sum_{i=1}^N p_i = 1$ ), то энтропией Больцмана – Гиббса называют стандартную формулу для вычисления статистической механической энтропии термодинамической системы [Гиббс, 1982]:

$$S = -k \sum_{i=1}^N p_i \ln p_i, \quad (2)$$

где  $k$  – постоянная Больцмана ( $k = 1.38 \cdot 10^{-23}$  Дж/К),  $N$  – число возможных состояний системы. Полная энтропия системы, в этом случае, равна сумме энтропии ее частей (свойство аддитивности энтропии).

В 1988 г. Константино Тсаллис для описания сложных неаддитивных статистических систем обобщил классическую определение энтропии Больцмана-Гиббса введя в выражение параметр  $q$ , характеризующий степень неаддитивности, и предложил, так называемую, неэкстенсивную или неаддитивную энтропию [Tsallis, 1988], которая на дискретном числе микросостояний  $N$  определяется следующим выражением:

$$S_q = k \frac{1}{q-1} \left( 1 - \sum_{i=1}^N p_i^q \right); \quad \sum_{i=1}^N p_i = 1 \quad (3)$$

где  $p_i$  – вероятность того, что система находится в  $i$ -состоянии,  $N$  – число состояний системы,  $k$  – некоторая положительная константа, которая определяет единицу измерения энтропии и в физических формулах служит для связки размерностей, как, например, постоянная Больцмана. Статистика Больцмана, соответствует пределу  $q \rightarrow 1$ ,  $q > 1$  указывает на наличие дальних корреляций и памяти в неравновесной системе, когда аддитивность нарушается.

В основе анализа потока землетрясений, как открытой неравновесной системы, лежит функция распределения землетрясений по энергиям предложенная в [Sotolongo-Costa, Posadas, 2004] основанная на известной модели землетрясений stick-slip - “прерывистое скольжение” двух плит друг по другу вдоль разлома при наличии трения [Brown, et al., 1991] и принципах неэкстенсивной статистической физики. В модели между плоскостями разлома присутствуют отдельные жесткие блоки, которые могут играть роль подшипников, а также могут препятствовать относительному движению плоскостей друг относительно друга.

Используя предложенную модель, и принцип максимума энтропии в [Sotolongo-Costa and Posadas, 2004] получено аналитическое выражение для функции распределения землетрясений по энергиям, которое обобщает эмпирическую функцию Гутенберга – Рихтера (1). В [Silva et al., 2006] уточнили эту модель с использованием более реалистичной зависимости между энергией землетрясения и размерами фрагментов между плоскостями скольжения и получили следующее аналитическое выражение, описывающее обобщенный закон Гутенберга – Рихтера, которое связывает кумулятивное число землетрясений с магнитудой превышающей пороговое значение с параметром Тсаллиса  $q$ :

$$\log \left( \frac{N(M > M_{th})}{N} \right) = \left( \frac{2-q}{1-q} \right) \log \left[ 1 - \left( \frac{1-q}{2-q} \right) \left( \frac{10^{M_{th}}}{a^{2/3}} \right) \right], \quad (4)$$

где  $N(M > M_{th})$  – количество землетрясений с энергией больше порогового значения  $M_{th}$ , и  $M \sim \log(E)$ ,  $E$  – энергия землетрясения,  $N$  – полное количество землетрясений,  $a$  – константа пропорциональности между энергией землетрясения  $E$  и размером фрагмента блоков между разломами и имеет размерность объемной плотности энергии [Silva et al., 2006; Telesca, 2011; Vallianatos et al., 2014; Complexity..., 2018].

Уравнение (7) позволяет оценить степень неэкстенсивности в рассматриваемом регионе. Кроме того, как отмечено в [Sarlis et al., 2010, Vallianatos et al., 2014], это выражение можно считать обобщенным уравнением распределения землетрясений по энергиям, так как при значениях магнитуд выше некоторого порогового значения это распределение сводится к выражению вида Гутенберга – Рихтера (1) со значением b-value [Vallianatos et al., 2014]:

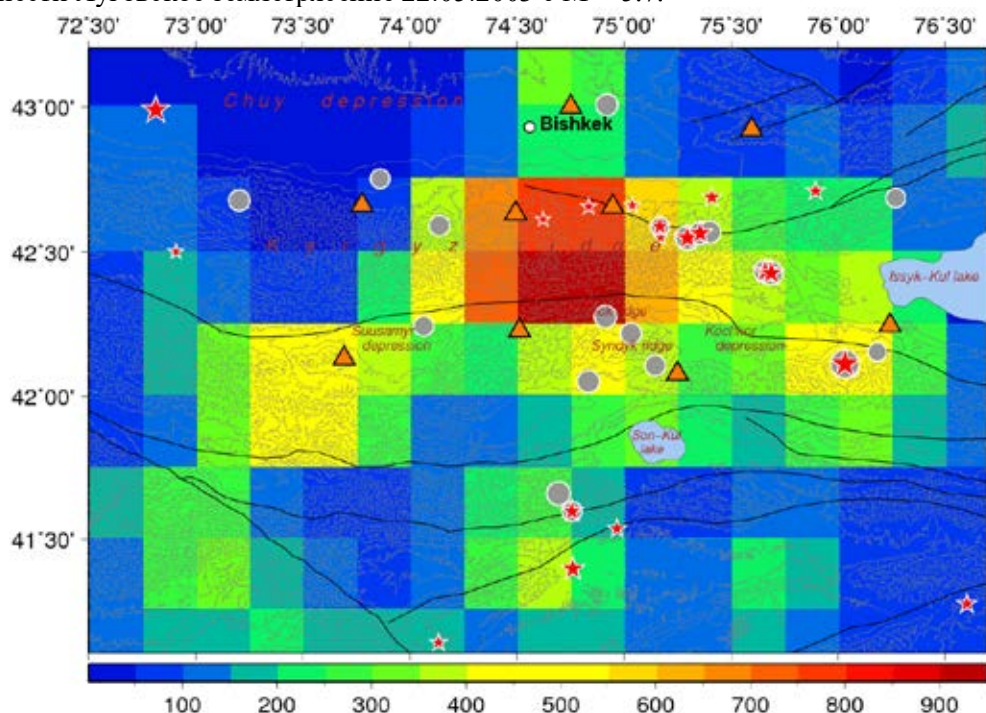
$$b = \frac{2 - q}{q - 1} \quad (5)$$

В ряде публикаций указывается, что значение параметра  $q$  можно использовать как меру стабильности активной тектонической зоны [Matcharashvili et al., 2011; Papadakis, 2016; Papadakis et al., 2013, 2015, 2016; Telesca et al., 2010a,b,c; Valverde-Esparza et al., 2012; Vallianatos et al., 2014; Complexity of ..., 2018]. Резкое увеличение параметра  $q$  указывает на рост взаимодействия между разломными блоками и их фрагментами и подразумевает отклонение от равновесного состояния [Complexity of ..., 2018].

Для оценки параметра Тсаллиса  $q$  и константы  $a$ , описывающих распределение землетрясений по энергиям, использовалось выражение (4). Оба параметра рассчитывались как для всего каталога, так и для землетрясений, произошедших на территории БГП, а также всех афтершоковых последовательностей.

## Результаты

*Сейсмическая активность.* На рис. 2 представлено распределение сейсмической активности на территории БГП. На эту же карту вынесены положения событий (звездочки) из таблицы, а также землетрясений с  $M \geq 4.4$  ( $K \geq 12$ ) (кружки), которые произошли на территории БГП за рассматриваемый период. Перекрывание кружков звездочками наблюдается только частично, что указывает на то, что не все вынесенные землетрясения сопровождаются афтершоками. Основная часть событий из таблицы расположена в ячейках, где количество землетрясений превышает 400. Несколько событий произошли в зонах слабой сейсмической активности. К такому землетрясению можно отнести Луговское землетрясение 22.05.2003 с  $M = 5.7$ .



**Рис. 2.** Расположение исследуемых событий на фоне распределения количества землетрясений. Звездочки – эпицентры событий, представленных в таблице, кружки – землетрясения с  $M \geq 4.4$ . Треугольники – станции сети KNET

*Афтершоки.* Анализ таблицы показал, что при одном энергетическом классе главного события наблюдается разное количество афтершоков и различная длительность афтершокового процесса. Согласно табл., минимальное количество афтершоков составляет 4 события, максимальное 73, минимальная длительность афтершокового процесса включает 11 дней, максимальная 1267 дней.

*Неэкстенсивный анализ.* Для оценки дальних корреляций в каталоге землетрясений и афтершоковых последовательностях сначала определены параметр Тсаллиса  $q$  и константа  $a$  для всего каталога (рис. 3а) и отдельно для сейсмичности территории БГП (рис. 3б). На графиках синим цветом показана функция распределения землетрясений по энергиям по данным сейсмичности, красным – аппроксимация с использованием вычисленных значений  $a$  и  $q$ . На рисунке также представлена традиционная аппроксимация законом Гутенберга – Рихтера (черная линия) и рассчитанное значение  $b$ -value для этого распределения. Значение этого параметра для БГП выше, чем для всего каталога, что означает преобладание числа слабых событий на территории БГП (за пределами БГП чувствительность сети к слабым событиям падает, что и отражает параметр  $b$ -value).

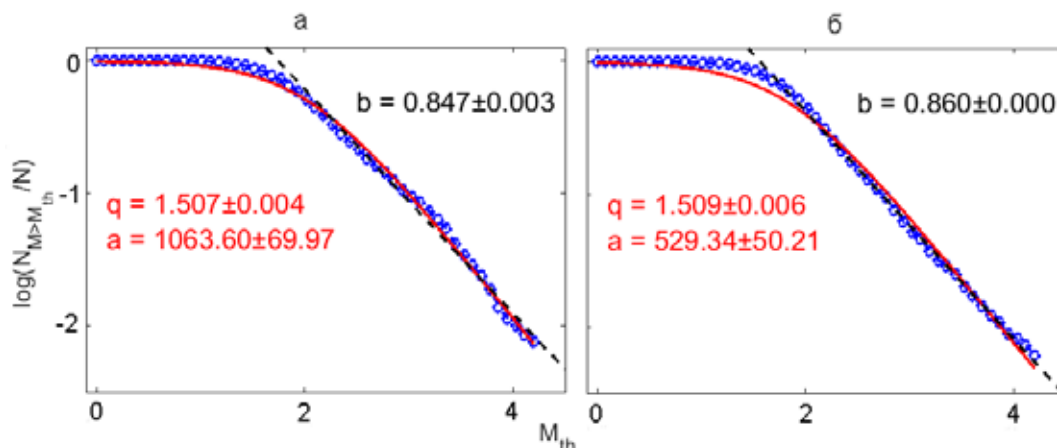


Рис. 3. График повторяемости (синий цвет) и его аппроксимация: красный цвет – расчет на основе выражения (7), черный цвет – закон Гутенберга – Рихтера (выражение (4)), построенный по всему каталогу (а) и для территории БГП (б)

Полученное значение параметра Тсаллиса для всего каталога  $q = 1.507$  и для БГП  $q = 1.509$  характеризует исследуемый регион как сейсмоактивный и хорошо согласуется со значениями  $q$  для других сейсмоактивных регионов [Silva et al., 2006; Telesca, Chen, 2010; Telesca, 2011; Vallianatos et al., 2014; Complexity of ..., 2018; Papadakis, 2016; Papadakis et al., 2013, 2015, 2016; и др.].

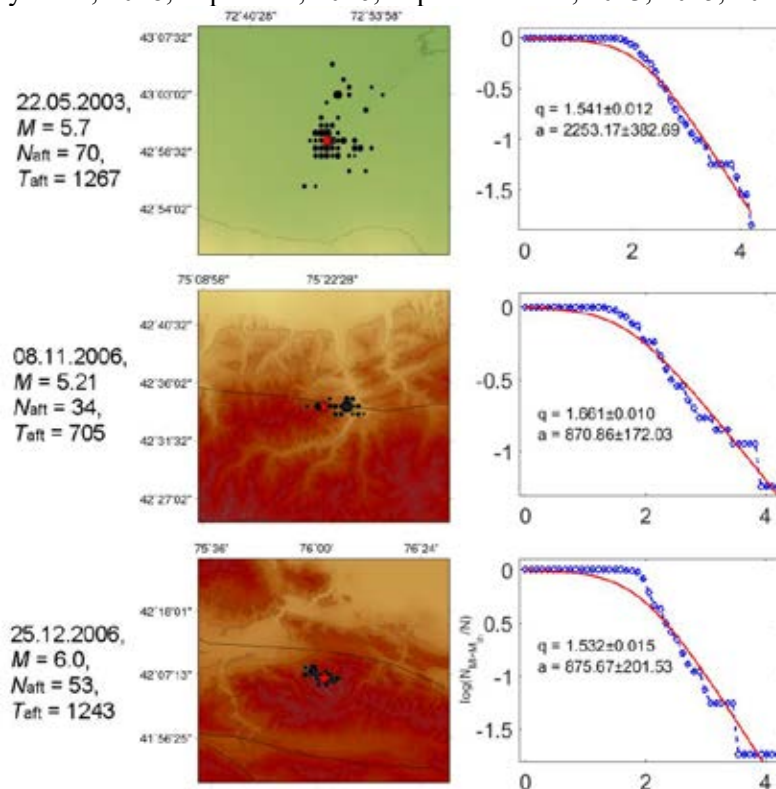


Рис. 4. Дата, магнитуда, количество афтершоков и их длительность, карта эпицентрального распределение афтершоков и построения, необходимые для расчета параметров Тсаллиса  $q$  и  $a$  для событий с  $N_{aft} > 30$  из табл. На графике представлены значения  $q$  и  $a$

Результаты расчета параметра Тсаллиса  $q$ , константы  $a$  и ошибки их вычисления  $errq$  и  $err a$  для афтершоковых последовательностей землетрясений (20 событий.) представлены в таблице. Значения  $q$  для афтершоковых последовательностей значительно превышает значение, полученное для всего каталога и сейсмичности БГП. Минимальное значение составляет  $q = 1.523$  (21.04.2017,  $M = 4.5$ ), максимальное  $q = 1.784$  (05.02.2012,  $M = 5.1$ ). В представленных случаях, повышенные значения параметра Тсаллиса  $q$  в афтершоковых последовательностях по отношению ко всему каталогу могут означать, что исследуемые землетрясения сопровождаются ростом дальних корреляций, и эти возросшие корреляции сохраняются во время следования афтершоков. Это также может свидетельствовать о том, что сейсмогенерирующие зоны после главного события еще не вернулись в состояние равновесия, и накопленная энергия продолжает высвобождаться. Для графического представления результатов расчета параметра Тсаллиса  $q$  и константы  $a$  в дальнейшем рассматриваются землетрясения с  $Naft > 30$  (3 события). На рис. 4 слева направо представлены: дата и магнитуда главного события, количество афтершоков и их длительность, карты эпицентрального расположения главного события (звездочка) и афтершоков (черные кружки) и рассчитанные параметры функции распределения землетрясений по энергиям ( $q$ ,  $a$ ). Порядок расположения результатов на указанных рисунках сверху вниз зависит от даты главного события. Минимальная длительность составляет  $Taft = 705$  дней, максимальная  $Taft = 1267$ . Минимальное количество афтершоков  $Naft = 34$ , максимальное 70.

### Заключение

В работе рассмотрен каталог землетрясений (более 10 000 событий), произошедших на территории Северного Тянь-Шаня 1994 по 2019 гг. В результате применения программы определения афтершоков к каталогу землетрясений выделены 20 событий с  $K \geq 10$ , которые сопровождались афтершоковым процессом. Рассматриваемые землетрясения произошли на территории, которая характеризуется высоким значением интенсивности сеймотектонической деформации. Каталог землетрясений, сейсмичность БГП и афтершоковые последовательности рассмотрены с позиций неравновесной термодинамики с применением неэкстенсивной статистики Тсаллиса. Полученное распределение землетрясений по энергиям описывается предложенной моделью во всем диапазоне магнитуд и согласуется с распределением Гутенберга – Рихтера в представительном интервале магнитуд. Параметр Тсаллиса  $q$ , рассчитанный для всего каталога, имеет значение  $q=1.507$ , для сейсмичности БГП  $q=1.509$ , что согласуется со значениями, полученными для других сейсмоактивных регионов. Параметр Тсаллиса для рассмотренных афтершоковых последовательностей меняется от 1.523 до 1.714. Для всех афтершоковых последовательностей значение параметра Тсаллиса превышает величину  $q$ , рассчитанного для всего каталога и для сейсмичности БГП. Это означает, что возросшие дальние корреляции перед главным событием продолжают сохраняться и в афтершоковых последовательностях. Повышенные значения параметра  $q$  свидетельствуют также о том, что сейсмогенерирующие зоны еще не вернулись в состояние относительного равновесия, и продолжается активный сейсмический процесс.

### Источники финансирования

Частично исследования выполнены в рамках государственного задания Федерального государственного бюджетного учреждения науки Научной станции Российской академии наук в г. Бишкеке (темы № АААА-А19-119020190064-9 и № АААА-А19-119020190066-3).

### ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов С.В., Шебалин П.Н. Закономерности пост-сейсмических процессов и прогноз опасности сильных афтершоков. М.: РАН. 2019. 218 с.
2. Гиббс Дж. В. Термодинамика. Статистическая механика. М.: Наука. 1982. 584 с.
3. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
4. Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Вычислительная сейсмология. Выпуск 24. М.: Наука. 1991. С. 19–50.
5. Мухамадеева В.А., Сычева Н.А. Об афтершоковых процессах, сопровождающих умеренные и слабые землетрясения на территории Бишкекского геодинимического полигона и в его окрестностях // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2 (3). С. 165–180.
6. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. М.: Издательство АН СССР. 1960. № 176. С. 75–114.

7. *Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.
8. *Сычев В.Н., Сычева Н.А., Имашев С.А.* Исследование афтершоковой последовательности Суусамырского землетрясения // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3 (1). С. 35–43; doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.035-043.
9. *Шебалин П.Н.* Афтершоки как индикаторы напряженного состояния в системе разломов // Докл. АН. 2004. Т. 398 (2). С. 249–254.
10. *Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1983. 246с.
11. *Brown S.R., Scholz C.H., Rundle J.B.* A simplified spring-block model of earthquakes // Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18 (2). P. 215–218.
12. Complexity of Seismic Time Series : Measurement and Application. Edited by *Tamaz Chelidze, Filippos Vallianatos, Luciano Telesca*. Amsterdam, Netherlands : Elsevier. 2018. P. 548. <https://www.elsevier.com/books/complexity-of-seismic-time-series/chelidze/978-0-12-813138-1>
13. *Gutenberg B., Richter C.F.* Frequency of earthquakes in California // Bull. of the Seismological Society of America. 1944. V. 34. P. 185–188.
14. *Matcharashvili, T., Chelidze, T., Javakhishvili, Z., Jorjiashvili, N., Fra Paleo, U.* Non-extensive statistical analysis of seismicity in the area of Javakheti, Georgia // Comput. Geosci. 2011. V. 37. P. 1627–1632.
15. *Papadakis, G., Vallianatos, F., Sammonds, P.* Evidence of nonextensive statistical physics behavior of the Hellenic subduction zone seismicity // Tectonophysics. 2013. V. 608. P. 1037–1048.
16. *Papadakis, G., Vallianatos, F., Sammonds, P.* A nonextensive statistical physics analysis of the 1995 Kobe, Japan earthquake // Pure Appl. Geophys. 2015. V. 172. P. 1923–1931.
17. *Papadakis, G., Vallianatos, F., Sammonds, P.* Non-extensive statistical physics applied to heat flow and the earthquake frequency-magnitude distribution in Greece. Phys. A 456. 2016. P. 135–144.
18. *Papadakis, G.* A Non-Extensive Statistical Physics Analysis of Seismic Sequences: Application to the Geodynamic System of the Hellenic Subduction Zone, PhD Thesis. University College London. 2016.
19. *Sarlis N.V., Skordas E.S., Varotsos P.A.* Nonextensivity and natural time: The case of seismicity // Physical Review E, August 2010, American Physical Society (APS) DOI: 10.1103/physreve.82.021110
20. *Silva R., Franca G.S., Vilar C.S., Alcanis J.S.* Nonextensive models for earthquakes // Phys. Rev. E. 2006. V. 73. 026102. <http://dx.doi.org/10.1103/PhysRevE.73.026102>
21. *Sotolongo-Costa O., Posadas A.* Fragment-Asperity Interaction Model for Earthquakes // Physical Review Letters. February. 2004. V. 92 (4). DOI: 10.1103/PhysRevLett.92.048501
22. *Telesca L., Chen C.C.* Nonextensive analysis of crustal seismicity in Taiwan // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2010. V. 10. P. 1293–1297. <http://dx.doi.org/10.5194/nhess-10-1293-2010>
23. *Telesca, L.* Analysis of Italian seismicity by using a nonextensive approach // Tectonophysics. 2010a. V. 494. P. 155–162.
24. *Telesca, L.* Nonextensive analysis of seismic sequences // Phys. A 389. 2010b. P. 1911–1914.
25. *Telesca, L.* A non-extensive approach in investigating the seismicity of L’ Aquila area (central Italy), struck by the 6 April 2009 earthquake (ML 5.8). Terra Nova 22 (2), 2010c. P. 87–93.
26. *Telesca L.* Tsallis-based nonextensive analysis of the Southern California seismicity // Entropy. 2011. V. 13 (7). P. 127–1280. <https://doi.org/10.3390/e13071267>
27. *Tsallis C.* Possible generalization of Boltzmann-Gibbs statistics // J. of Statistical Physics. 1988. V. 52 (1–2). P. 479–487. doi: [doi.org/10.1007/bf01016429](https://doi.org/10.1007/bf01016429)
28. *Vallianatos F., Michas G., Papadakis G.* Non-extensive and natural time analysis of seismicity before the Mw6.4, October 12, 2013 earthquake in the South West segment of the Hellenic Arc // Physica A: Statistical Mechanics and its Applications V. 414, 15 November 2014. P. 163-173. doi: [doi.org/10.1016/j.physa.2014.07.038](https://doi.org/10.1016/j.physa.2014.07.038)
29. *Valverde-Esparza, S.M., Ramirez-Rojas, A., Flores-Marquez, E.L., Telesca, L.* Non-extensivity analysis of seismicity within four subduction regions in Mexico. Acta Geophys. 2012. 60. P. 833-845.

# ИЕРАРХИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В РАЙОНЕ БУГУЛЬДЕЙСКОГО РАЗЛОМНОГО УЗЛА

А.В. Черемных, Ю.П. Бурзунова, И.К. Декабрёв

Институт земной коры СО РАН

## Введение

Иерархические свойства поля тектонических напряжений рассмотрены в работе Д.Н. Осокиной [1987], где отмечено признание данного явления многими исследователями [Муди, Хилл, 1960; Гзовский, 1954; Гущенко, 1979; Николаев, 1978; Парфенов, 1984; Сим, 1991 и др.]. В большинстве приведенных выше и последующих работ [Семинский, 2003, 2014, 2015; Ребецкий, 2007; Черемных, 2011; Лескова, Еманов, 2013 и мн. др.] иерархические свойства поля тектонических напряжений связываются с наличием в земной коре разноранговых разломов. Разломы, особенно крупные, являются долгоживущими и на разных этапах тектогенеза, как правило, характеризуются разнонаправленными перемещениями крыльев. В связи с этим, реконструкция напряжений в разломных зонах, формирование которых на разных этапах тектогенеза связано со сменой регионального поля напряжений, а внутренняя структура состоит из более мелких разрывов различных кинематических типов, представляет собой весьма сложную задачу.

Цель данной работы – рассмотреть особенности иерархии разновременных полей напряжений в пределах Бугульдейского разломного узла, являющегося местом пересечения крупнейших разломов Прибайкалья.

## Методы

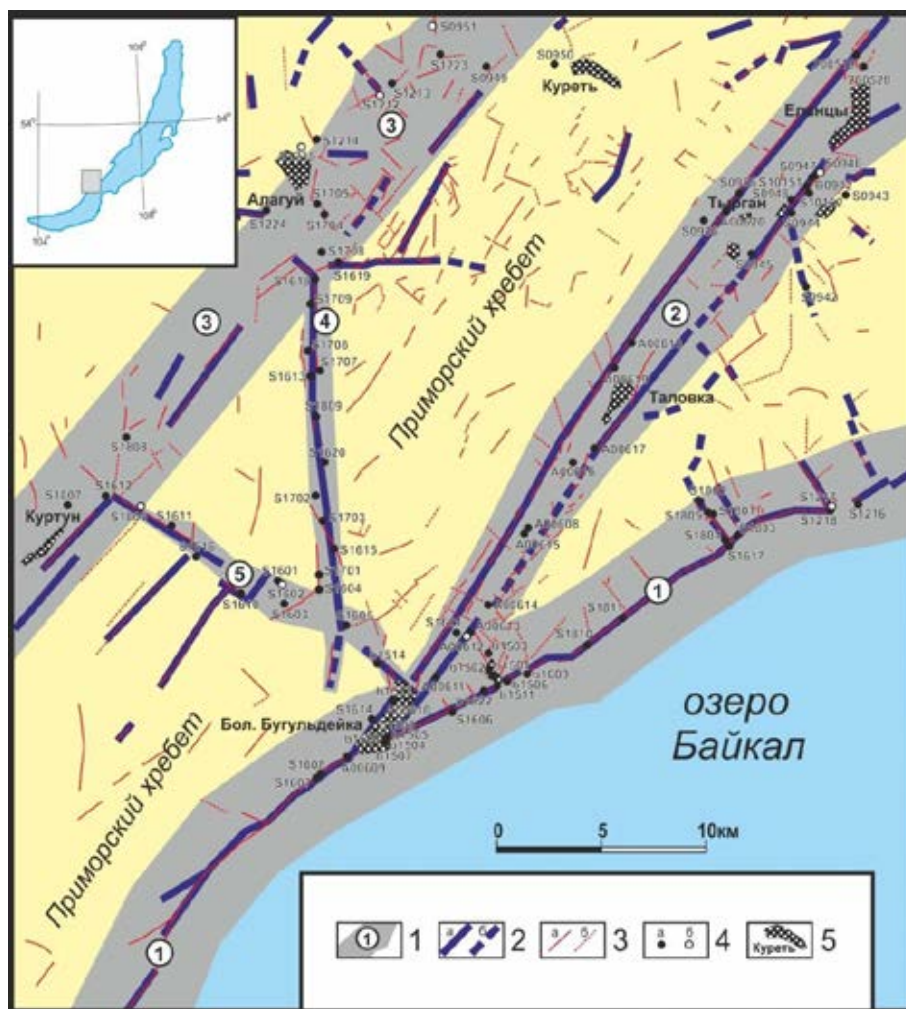
В ходе исследования применен комплекс тектонофизических методов изложенных в работах [Гзовский, 1954; Шерман, Днепровский, 1989; Angelier, 1990], при ведущей роли парагенетического анализа, составляющего основу специального картирования разломных зон земной коры [Семинский, 2014, 2015]. Для проведения исследования использованы данные о разрывах и трещиноватости, которые возможно изучить в любом обнажении горных пород, что, вместе с хорошей обнаженностью пород региона, позволило создать достаточно равномерную сеть точек геолого-структурных наблюдений в пределах разломных зон района исследований (рис. 1). Основная часть геолого-структурных данных была собрана в кристаллических породах протерозоя и раннего палеозоя и лишь несколько точек наблюдения позволили охарактеризовать трещиноватость кайнозойских осадков.

Особенности сбора и первичной обработки геолого-структурной информации детально изложены в работе [Бурзунова, 2017], поэтому кратко охарактеризуем обработку фактического материала. Построение сферограмм трещиноватости выполнено с помощью программы «Structure», разработанной в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН. Далее максимумы плотности разрывов и трещин сопоставлялись с полюсами эталонных структурных парагенезов [Семинский, 2014; 2015], характерных для различных разломов. В результате анализа устанавливались кинематические типы разрывов и сопряженные пары сколов, по взаимоотношению которых возможно реконструировать оси главных нормальных напряжений [Гзовский, 1954]. Верификации полученных результатов способствовало комплексирование структурно-парагенетического анализа с методами реконструкции осей напряжений по штрихам скольжения на поверхностях разрывов и трещин [Парфенов, 1984; Angelier, 1990].

## Полученные результаты

Район исследования активизирован в кайнозой – Байкальская рифтовая система, в результате чего подновились древние и образовались новые разрывные нарушения (рис. 1). Самыми крупными и наиболее изученными неотектонически активными разломами района являются – Приморский и Ольхонский. Эти дизъюнктивы вместе с менее известным Прихребтовым разломом образуют систему сбросов, названную Обручевской [Семинский и др., 2012]. Еще одним активным на неотектоническом этапе разрывным нарушением является Бугульдейский разлом [Matsetal., 2007]. Кроме разломов, перечисленных выше, мы выделяем Куртунский разрыв, который, является дизъюнктивом поперечным по отношению к сбросам Обручевской системы.





**Рис. 1.** Схема разломов в районе Бугульдейского дизъюнктивного узла [Черемных и др., 2018] и точки геолого-структурных наблюдений.

1 – разломные зоны, цифры в кружках: 1 – Ольхонская (Морская), 2 – Приморская (Бугульдейско-Чернорудский грабен), 3 – Прихребтовая, 4 – Бугульдейская, 5 – Куртунская; 2 – линейменты, закартированные на основе анализа топографических карт масштаба 1:100 000 (а – хорошо выраженные в рельефе, б – слабо проявленные); 3 – линейменты, закартированные на топоосновах более крупного масштаба (а – хорошо выраженные, б – слабо проявленные); 4 – точки геолого-структурных наблюдений: а – в кристаллических породах, б – в кайнозойских осадках; 5 – населенные пункты

Иерархию поля тектонических напряжений рассмотрим на примере Бугульдейско-Чернорудского грабена, ассоциирующегося с **Приморской разломной зоной**. Грабен и, соответственно, разломная зона состоит из двух сближенных в пространстве разломов – Приморского и Тырганского. Эти ограничивающие грабен сбросы доступны для геолого-структурных наблюдений на всем своем протяжении. Приморский разлом достаточно детально изучен, в том числе, структурно-парагенетическим методом [Семинский, 2003; Черемных, 2011, 2015], поэтому, основные исследования были сосредоточены вблизи магистрального сместителя Тырганского разлома. Сбор фактического материала проведен в пределах сегмента Тырганского разлома в северо-восточной части площади исследования, где в 7 точках геолого-структурных наблюдений было собрано 8 массовых замеров элементов залегания разрывов и трещин. Структурно-парагенетический анализ позволил получить 15 решений о кинематическом типе локальных зон скальвания. По ходу порангового анализа 15 локальных разрывов группируются в 5 структурных парагенезов субрегионального уровня. Это два сброса, основные сместители которых отличаются азимутом и углом падения –  $325^\circ/75^\circ$  и  $315^\circ/40^\circ$ , левосторонний сдвиг с простирием  $50^\circ$ , правосторонний сдвиг с простирием  $20^\circ$ , и взброс с аз. пад.  $125^\circ/70^\circ$ . Далее, эти структурные парагенезы субрегионального уровня объединяются в парагенезы разрывов, развивающихся в трехобстановках регионального уровня.

Большинство решений (по 32%) удовлетворяют парагенезам сбросов с простирием  $55^\circ$  и  $45^\circ$ , к которым можно добавить правосторонний сдвиг с простирием  $20^\circ$  (11%). Эти разломы

развиваются в сбросовом и сдвиговом полях тектонических напряжений с северо-запад – юго-восточной ориентировкой оси растяжения, что позволило на следующем этапе порангового анализа объединить эти три парагенеза субрегионального уровня в парагенез региональной сбросовой зоны северо-восточной ориентировки (аз.прост.  $50^\circ$ ). В результате региональной обстановке растяжения с северо-запад – юго-восточной ориентировкой осудовлетворяет уже 68% локальных зон скалывания, которые формируются не только в обстановках растяжения, но и в сдвиговых полях напряжений, и даже при сжатии.

Значительно меньшими количествами локальных решений характеризуются парагенезы левостороннего сдвига с простиранием  $50^\circ$  и взброса с простиранием  $35^\circ$ , которым удовлетворяет 14% и 10% локальных решений. Ориентировка этих разрывных нарушений также соответствует простиранию Тырганского разлома на данном участке –  $40^\circ$ , в связи с чем, мы считаем реконструкции сдвигового и взбросового полей тектонических напряжений – ранними этапами развития этого разлома в региональных полях тектонических напряжений отличных от кайнозойского растяжения. Это характеризующееся значительно меньшим количеством локальных реконструкций поле сдвига, при котором разлом северо-восточного простирания развивался как левосторонний сдвиг. Данное поле напряжений согласно [Delvauxetal., 1997] является раннеорогенным. Еще меньшее количество локальных реконструкций соответствует парагенезу разломной зоны взброса северо-восточного простирания, в связи с чем, мы считаем региональное поле сжатия наиболее древним среди трех выявленных, что соответствует выводам предшественников [Delvauxetal., 1995].

Таким образом, для пяти километрового сегмента Тырганского разлома, на примере кайнозойского поля растяжения показана иерархия из трех уровней тектонических напряжений – локального, субрегионального и регионального, а также кратко охарактеризованы реконструкции, соответствующие более ранним этапам разломообразования в Прибайкалье.

**Прихребтовая разломная зона** отличается стадией формирования, при которой отсутствует магистральный сместитель. Несмотря на это, поранговый структурно-парагенетический анализ выявил региональные поля растяжения и сжатия. Штрихи скольжения, зафиксированные на поверхностях трещин метаморфических горных пород в пределах четырех точек наблюдения, позволили реконструировать стресс-тензоры растяжения, сдвига и сжатия, такие же, как и установленные для зоны Приморского разлома.

Анализ геолого-структурных данных о трещиноватости кайнозойских отложений (манзурский аллювий), собранных в зоне этого разлома, выявил локальные поля тектонических напряжений сброса и сдвига в которых сформировались четыре разрыва, удовлетворяющие парагенезу сброса северо-восточной ориентировки: продольный по отношению к основному разлому сброс с аз. пад.  $320^\circ \angle 50^\circ$ , поперечный сброс с аз. пад.  $250^\circ \angle 70^\circ$ , сдвиг с левосторонним перемещением крыльев и аз. пад.  $187^\circ \angle 83^\circ$  и правосторонний сдвиг с аз. пад.  $280^\circ \angle 70^\circ$ . Таким образом, трещиноватость в отложениях манзурского аллювия, который образовался не ранее позднего плиоцена – раннего плейстоцена, подтверждает молодой возраст реконструированных растягивающих напряжений в зоне Прихребтового разлома.

Геолого-структурный материал, собранный в пределах **Ольхонской разломной зоны**, позволил рассмотреть изменение поля напряжений поперек зоны, по мере удаления от основного сместителя разлома, а также охарактеризовать кинематический тип разломов поперечных по отношению к зоне. Данные для анализа собраны на побережье озера Байкал, а также на удалении от берега – точки наблюдений S1801-S1805 и b1501-b1503, b1510-b1511 (рис. 1). Выявлены следующие особенности. Во-первых, трещиноватость, парагенетически связанная со сбросами Ольхонского разлома, наиболее проявлена на побережье озера Байкал, а по мере удаления от берега её характер меняется и начинает преобладать парагенез взброса. Во-вторых, в бортах распадков, особенно на удалении от побережья озера, реконструированы сдвиги северо-западного простирания. Среди реконструкций отмечаются как левосторонние, так и правосторонние сдвиги данной ориентировки, что подтверждает знакопеременный характер поперечных разломов в пределах Ольхонской зоны.

Хорошая обнаженность горных пород на побережье озера Байкал позволила собрать материал о штрихах и бороздах скольжения на поверхностях разрывов в пределах 15 точек наблюдений. Проведенные по этим данным реконструкции согласуются с решениями, полученными методом специального картирования. Так, в пределах распадков перпендикулярных к побережью озера, широко распространены поля напряжений сдвига, а поля растяжения характерны для обнажений горных пород, расположенных на побережье озера Байкал, в стороне от распадков. Условия сжатия

зафиксированы как на побережье озера, так и на удалении от него (т.н. b1503). Кроме того, кинематическими методами реконструируется сдвиговое поле с субмеридиональной ориентировкой  $\sigma_1$  и субширотной –  $\sigma_3$ , которое в ходе порангового структурно-парагенетического анализа выявлено только на уровне локальных решений.

Таким же образом были реконструированы поля напряжений в зонах **Бугульдейского** и **Куртунского** разломов простирающие которых значительно отличается от крупных разломных зон охарактеризованных выше. Проведенный поранговый анализ позволил на фоне разнообразия локальных стресс-тензоров в каждой из изученных зон выявить несколько решений субрегионального уровня. Так, разрывные дислокации **Бугульдейской** зоны сформировались при разнонаправленных сдвиговых, сбросовых и взбросовых перемещениях крыльев этого разлома. При этом, два наиболее проявленных поля тектонических напряжений сдвига характеризуются противоположным расположением осей главных нормальных напряжений. Немногим более (38% против 36% решений) проявлено поле сдвига с северо-запад – юго-восточной ориентировкой оси растяжения по отношению к сдвигу с такой же ориентировкой оси сжатия.

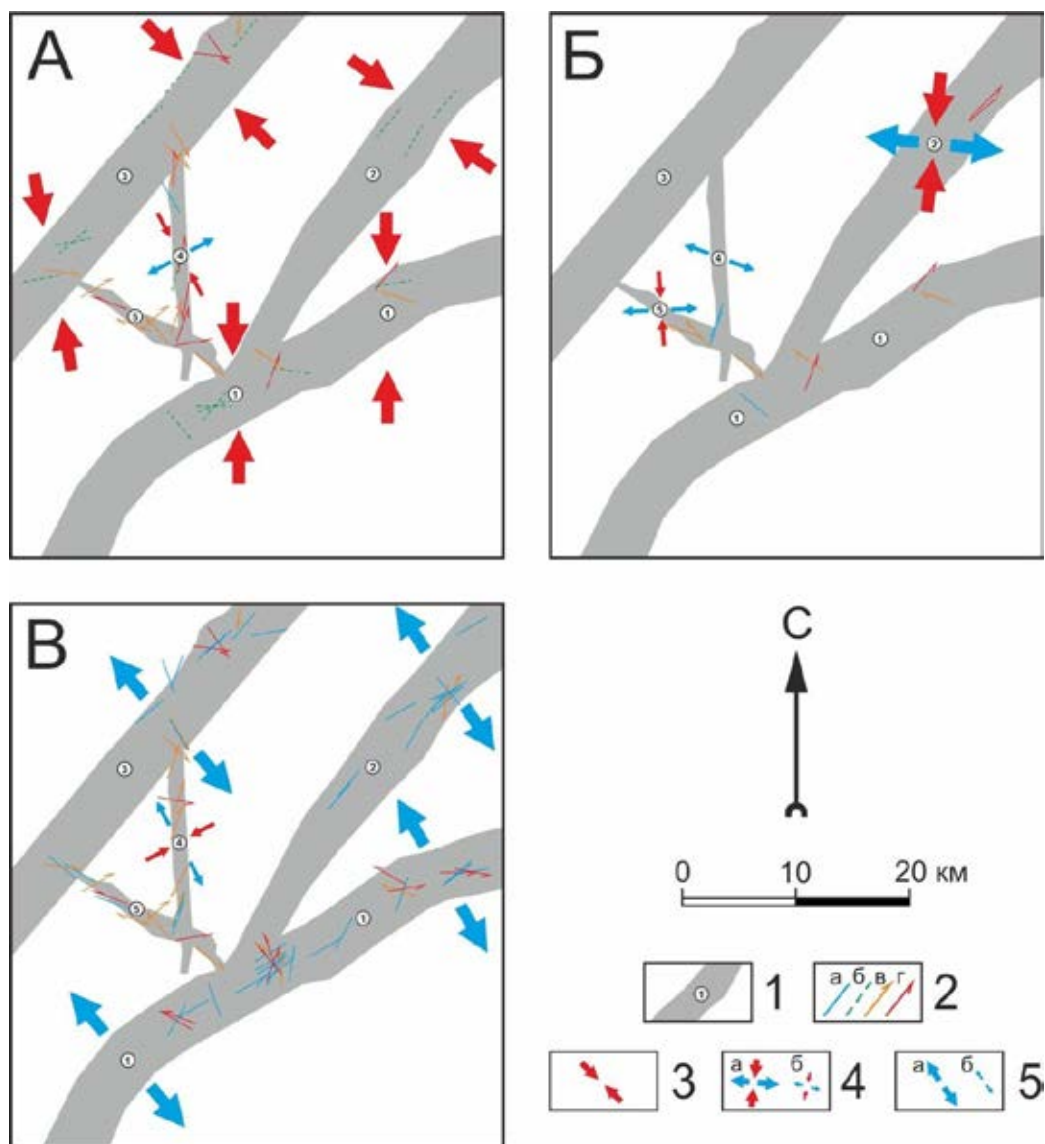
В зоне **Куртунского** разлома, имеющего северо-западное простираение, разрывные дислокации локального уровня позволили установить, что этот дизъюнктив развивался как сдвиг со знакопеременным смещением крыльев, а также как сброс. Больше всего локальных решений удовлетворяет парагенезу правостороннего сдвига субрегионального уровня, значительно меньше – левостороннему. Еще меньше локальных решений соответствует парагенезу сброса субрегионального уровня. Последние распространены на северо-западной части разломной зоны.

### **Обсуждение полученных результатов**

Результаты проведенного анализа позволили: во-первых, связать многообразие локальных стресс-тензоров только с иерархией напряжений в разломно-блоковой среде, а также с изменением регионального поля тектонических напряжений во времени; во-вторых, выявить некоторые специфические особенности распределения региональных напряжений на разных этапах тектогенеза.

На рисунке 2 приведены схемы распространения полей напряжений нескольких рангов. На разных схемах отражены региональные поля напряжений района исследования, которые не могли существовать одновременно, а также приведены локальные разрывы и некоторые тектонические напряжения субрегионального уровня, характерные для соответствующих этапов тектогенеза. Так, при региональном сжатии для окрестностей Бугульдейского и Куртунского разломов характерно сдвиговое поле напряжений субрегионального уровня. При этом в Бугульдейской разломной зоне локальные напряжения реализуются за счет образования или активизации сдвигов с левосторонним перемещением крыльев и взбросов, а в зоне Куртунского разлома – только за счет сдвигов, причем разнонаправленных (рис. 2, А). Это связано с тем, что Куртунский разлом практически ортогонален Прихребтовому и Приморскому разломам северо-восточного простираения и должен иметь трансформационный тип [Семинский, 2014], обеспечивающий транспорт вещества при неравномерном смещении крыльев более крупных разломов. При этом взбросов локального уровня в зоне Куртунского разлома не обнаружено, что может быть связано с двумя причинами. Во-первых, мы могли не обнаружить взбросы в связи с дискретным характером распределения точек наблюдения в пределах района исследований. Во-вторых, Куртунский разлом на этапе сжатия мог ещё не сформироваться, а серия локальных право- и левосторонних сдвигов тогда образовалась позже, на этапе кайнозойского рифтогенеза, при котором данный дизъюнктив также является разломом трансформационного типа, поперечным к основным, но уже сбросовым зонам. Локальные разрывы зоны Бугульдейского разлома, характерные для обстановки сжатия, отличаются большим разнообразием. Помимо разнонаправленных сдвигов здесь реконструирован взброс, что, вместе с субмеридиональной ориентировкой оси сжатия регионального поля вблизи этого разлома, косвенно свидетельствует о его трансформационном характере на этапе сжатия.

Сдвиговое поле напряжений регионального уровня реконструировано только в Приморской зоне, которая на данном этапе развивалась как сдвиг с левосторонним перемещением крыльев (рис. 2, Б). При сдвиге по этому разлому, вероятно, активизировалась южная часть Бугульдейской зоны, которая испытывала растягивающие напряжения, что подтверждается двумя локальными реконструкциями сбросов. Куртунский разлом на этом этапе развивался как сдвиг с правосторонним относительным перемещением крыльев. В целом этап характеризуется достаточно локальным распространением остаточных деформаций дизъюнктивного характера лишь вблизи краевого шва Сибирской платформы, которому в пределах района исследований соответствует Приморская разломная зона.



**Рис. 2.** Схемы полей напряжений разных тектонических этапов.

А-В - региональные этапы: сжатия (А), сдвига (Б), растяжения (В).

1 – разломные зоны (номера в кружках соответствуют рис. 1); 2 – локальные разрывы: сбросы (а), взбросы (б), правые сдвиги (в), левые сдвиги (г); 3 – оси регионального поля сжатия; 4 – оси сдвигового поля: регионального (а), субрегионального (б); 5 – оси поля растяжения: регионального (а), субрегионального (б)

Наибольшее количество локальных решений удовлетворяет региональному полю растягивающих напряжений с ориентировкой северо-запад – юго-восток (рис. 2, В). В этом поле напряжений активизировались все изученные разломные зоны. Ольхонская, Приморская и Прихребтовая разломные зоны испытали сбросовые смещения. Бугульдейский и Куртунский разломы испытывали сдвиговые и сбросовые перемещения крыльев. Дизъюнктивом трансформационного типа на этом этапе тектогенеза, по нашему мнению, является Куртунский разлом, простирание которого практически совпадает с ориентировкой оси растяжения регионального поля напряжений. При этом оси регионального поля напряжений последовательно изменяются от зоны к зоне на небольшой угол, что подтверждает установленные ранее особенности кинематики разломов, вращения блоков.

### Заключение

В работе проведено исследование иерархических свойств поля тектонических напряжений Прибайкалья на базе структурно-парагенетического анализа с применением принципов порангового анализа полевых геолого-структурных данных в районе Бугульдейского разломного узла. В

результате исследования установлены следующие особенности поля напряжений на разных уровнях иерархии:

1. Стресс-тензоры локального уровня в разломных зонах района исследования характеризуются широким разнообразием, что связано как с полями напряжений более высокого порядка, возникающими в окрестностях разрывов, образующих внутреннюю структуру изученных разломных зон, так и с изменением регионального поля напряжений в разные геологические эпохи.
2. Для крупных региональных разломов района исследований поранговый парагенетический анализ позволил сепарировать разнообразные локальные разрывы с выделением разломов субрегионального уровня и дальнейшим обособлением разломных зон, сформировавшихся в одном из существовавших в различное геологическое время региональных полей тектонических напряжений. Для менее протяженных разломов, таких как Бугульдейский и Куртунский, восстановлены поля напряжений локального и субрегионального уровня.
3. Региональные поля напряжений, реконструированные в зонах Ольхонского, Приморского и Прихребтового разломов, характеризуют три тектонических этапа – сжатие, сдвиг и растяжение. При анализе регионального поля сжатия выявлено два простирания соответствующей оси – северо-западное и субмеридиональное. Региональное поле сдвига с субмеридиональным простиранием оси сжатия и субширотным осью растяжения наиболее хорошо проявлено в зоне Приморского разлома. Специфика регионального поля растяжения в окрестностях Бугульдейского разломного узла подтверждает установленные ранее особенности кайнозойской кинематики разломов, вращения блоков и изменения направления осей регионального поля тектонических напряжений в пределах Центрального Прибайкалья.

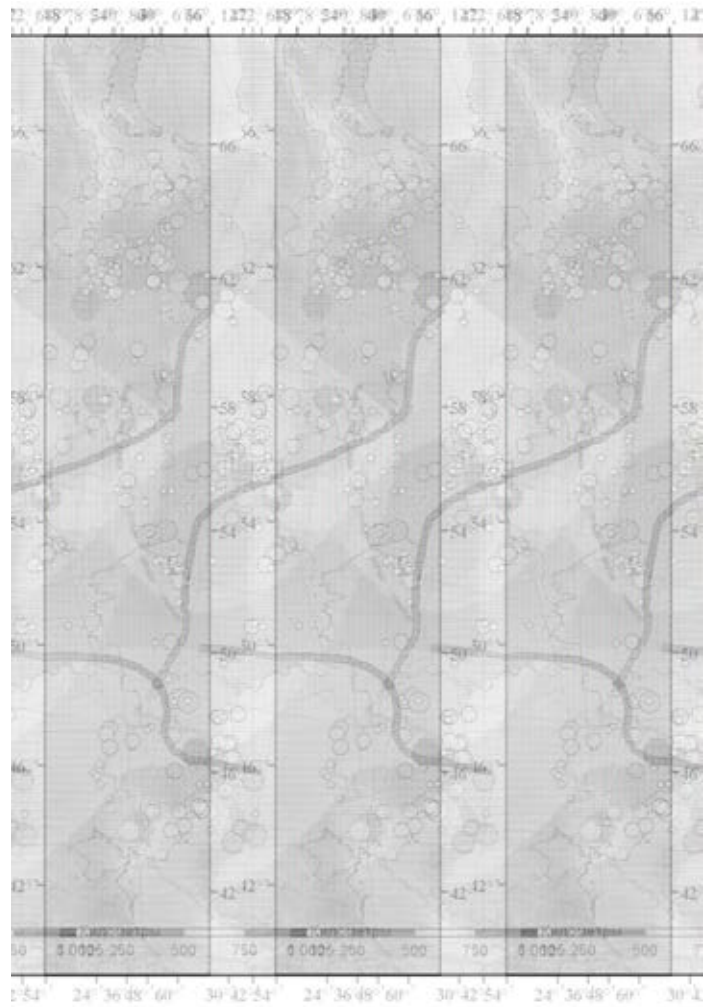
#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Бурзунова Ю.П.* Трещины горных пород вблизи разломов: особенности применения структурно-парагенетического анализа // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, (3). С. 673–693.
2. *Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. Акад. наук СССР. Серия геофиз. 1954. №5. С. 390–410.
3. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.
4. *Лескова Е.В., Еманов А.А.* Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 года // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, (1). С. 113–123.
5. *Муди Дж.Д., Хилл М.Дж.* Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит. 1960. С. 265–333.
6. *Николаев П.Н.* Системный анализ тектонических напряжений и деформаций // Извест. ВУЗов. Геология и разведка. 1978. № 5. С. 106–116.
7. *Осокина Д.Н.* Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 136–151.
8. *Парфенов В.Д.* К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. №1. С. 60–72.
9. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.
10. *Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2003. 243 с.
11. *Семинский К.Ж.* Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, (2), С. 445–467.
12. *Семинский К.Ж.* Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 2: Основные этапы и перспективы // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, (1). С. 1–43.
13. *Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Бурзунова Ю.П.* Межблоковые зоны северо-западного плеча Байкальского рифта: результаты комплексных геолого-геофизических исследований по профилю п. Баяндай – м. Крестовский // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, (2). С. 250–269.
14. *Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3–22.

15. Черемных А.В. Поля напряжений в зоне Приморского сброса (Байкальский рифт) // Литосфера. 2011. № 1. С. 135–142.
16. Черемных А.В. Разломы Центрального Прибайкалья: результаты структурно-парагенетического анализа // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2015. В. 2. С. 59–72.
17. Черемных А.В., Черемных А.С., Бобров А.А. Морфоструктурные и структурно-парагенетические особенности разломных зон Прибайкалья (на примере Бугульдейского дизъюнктивного узла) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, (9). С. 1372–1383.
18. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. 1989. 158 с.
19. Angelier J. Inversion of the field data in fault tectonics to obtain the regional stress III, a new rapid direct inversion method by analytical means // Geophysical Journal International. 1990. 103. P. 363–376.
20. Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I: Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution. Tectonophysics. 1995. 252, (1). P. 61–101.
21. Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnitchenko A., Ruzhich V., San'kov V. 1997. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting. Tectonophysics. 1997. 282, (1). P. 1–38.
22. Mats V.D., Lobatskaya R.M., Khlystov O.M. Evolution of faults in continental rift: morphotectonic evidence from the south-western termination of the North Baikal basin // Earth Science Frontiers. 2007. V. 14, (1). P. 207–219.



## РАЗДЕЛ 7. ПЛАТФОРМЫ И ЩИТЫ







# КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ КУПОЛОВ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

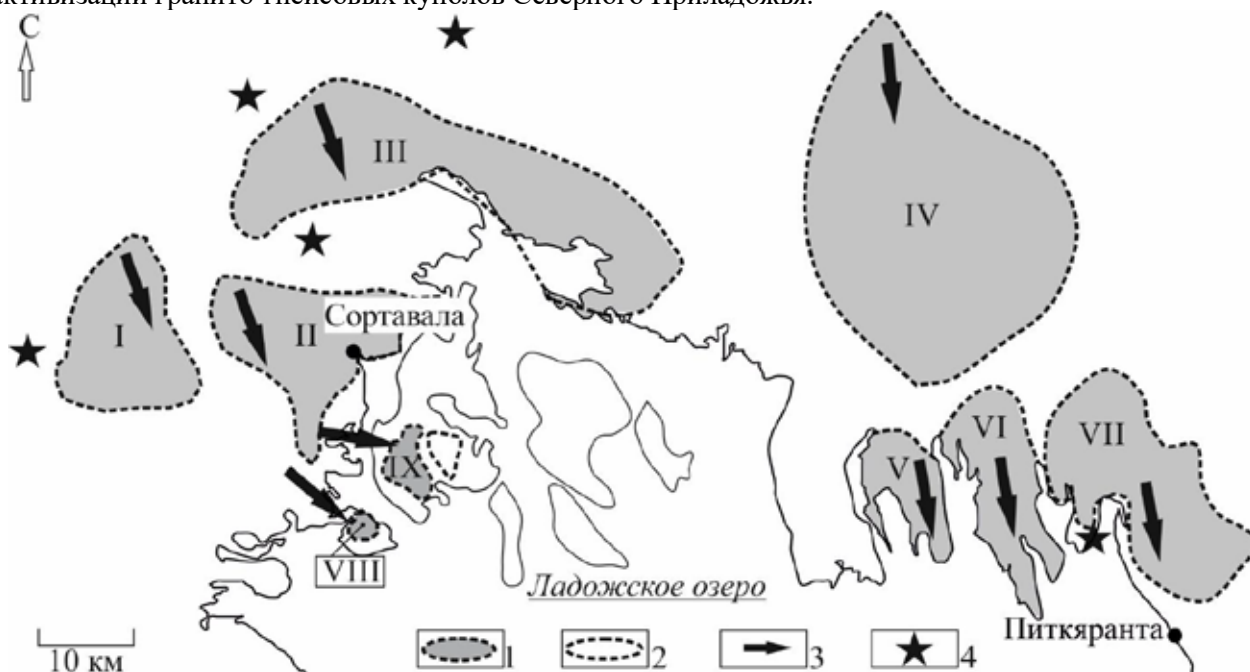
А.О. Агибалов, А.А. Сенцов

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

## Введение

Данная работа посвящена проблеме моделирования новейшей геодинамики докембрийских гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья. Объектами исследования являются купола Хавус, Коккасельский, Риеккалансари, Импилахтинский, Мурсульский, Койринойско-Питкярانتский, Иокирантский, Кирьяволахтинский и Сортавальский. Предмет исследования – процесс тектонической активизации этих структур в новейшее время. Цель работы – оценить с помощью компьютерного моделирования влияние неотектонической активизации гранито-гнейсовых куполов на облик рельефа Северного Приладожья.

Ранее проведенные нами геоморфологические исследования [Агибалов и др., 2018] показали, что большая часть гранито-гнейсовых куполов (исключая относительно опущенный Сортавальский купол) находит отражение в современном рельефе как области поднятия, к границам которых приурочены крутые склоны и вертикальные стенки высотой до первых десятков метров. Было установлено, что вблизи разрывных нарушений, ограничивающих купола Хавус и Риеккалансари, наблюдаются повышенные значения объемной активности радона в подпочвенном слое [Агибалов и др., 2019]. Широкое распространение палеосейсмодислокаций в пределах рассматриваемой области развития гранито-гнейсовых куполов (рис. 1) свидетельствует о протекании активных неотектонических процессов [Глубинное строение..., 2004; Лукашов, 1976; Agibalov, 2019]. На основе этих геоморфологических, геохимических и палеосейсмологических данных нами было сделано предположение о том, что гранито-гнейсовые купола являются активными в новейшее время структурами, развитие которых оказывает значительное влияние на облик рельефа. Компьютерное моделирование позволило проверить это предположение и разработать геодинамические модели активизации гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья.



**Рис. 1.** Схема расположения гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья, для которых были разработаны компьютерные геодинамические модели:

1 – гранито-гнейсовые купола (I – Иокирантский, II – Сортавальский, III – Кирьяволахтинский, IV – Коккасельский, V – Мурсульский, VI – Импилахтинский, VII – Койринойско-Питкярانتский, VIII – Хавус, IX – Риеккалансари), по [База данных..., 2020]; 2 – сопряженная с гранито-гнейсовым куполом Риеккалансари синформная структура, 3 – ориентировка горизонтальной оси сжатия в пределах гранито-гнейсовых куполов, определенная с помощью компьютерного моделирования, 4 – палеосейсмодислокации в рыхлых четвертичных отложениях, по [Agibalov, 2019]

## Материалы и методы исследования

Методика моделирования предполагает использование программного продукта «RMS 2013» компании «Rohag». Исходными данными служили высотные отметки рельефа [Цифровая модель..., 2020] и глубины Ладожского озера [Ладожское озеро..., 2002], контуры гранито-гнейсовых куполов [База данных..., 2020], конфигурация активных разрывных нарушений [Глубинное строение..., 2004], физико-механические характеристики среды (осредненные значения коэффициентов Пуассона и внутреннего трения, равные 0,25 и 0,6, соответственно), ориентировки внешних нагрузок. Наиболее информативными показателями, рассчитанными в ходе моделирования, являются относительные амплитуды перемещений по границам куполов, активным разломам и вероятность формирования новых разрывов малой протяженности. Методика расчета предполагает, что модель состоит из упругого однородного материала [Daly, Mueller, 2004], основные физико-механические свойства которого (коэффициенты Пуассона и внутреннего трения) заданы как начальные условия. Под действием внешней нагрузки, величина которой считается достаточной для возникновения новых разрывов малой протяженности, происходит перераспределение напряжений вследствие влияния разрывных нарушений (в том числе приуроченных к границам куполов), рассматриваемых как вертикальные неоднородности. В результате перераспределения напряжений на некоторых площадках осуществляется комбинация нормального и касательного напряжений, которая, согласно теории Мора, приводит к нарушению прочности [Работнов, 1963]. Таким образом, физической основой для определения положения областей наиболее вероятного формирования новых разрывов малой протяженности является использование закона Кулона – Мора. Расчеты выполняются при допущении о том, что одно из трех внешних главных нормальных напряжений действует вертикально, промежуточное напряжение ( $\sigma_2$ ) равно среднему напряжению ( $\sigma_m$ ), а перемещения по разрывам происходят до полной релаксации напряжений [Агибалов, 2019; Руководство пользователя..., 2020].

## Результаты и их обсуждение

Нами были рассмотрены 6 опорных участков (таблица 1), для каждого из которых построена серия геодинамических моделей, отличающихся типом заданной внешней нагрузки. В качестве исходных данных для построения всех моделей использовались контуры гранито-гнейсовых куполов. Модели, для которых значение коэффициента корреляции Пирсона между относительными амплитудами вертикальных перемещений и высотами рельефа максимальны, были выбраны как наиболее достоверные. Установлено, что эти значения варьируют от 29% до 47%, при этом оси максимального сжатия горизонтальные и ориентированы преимущественно в север-северо-западном направлении по азимутам  $280^0$ - $10^0$ .

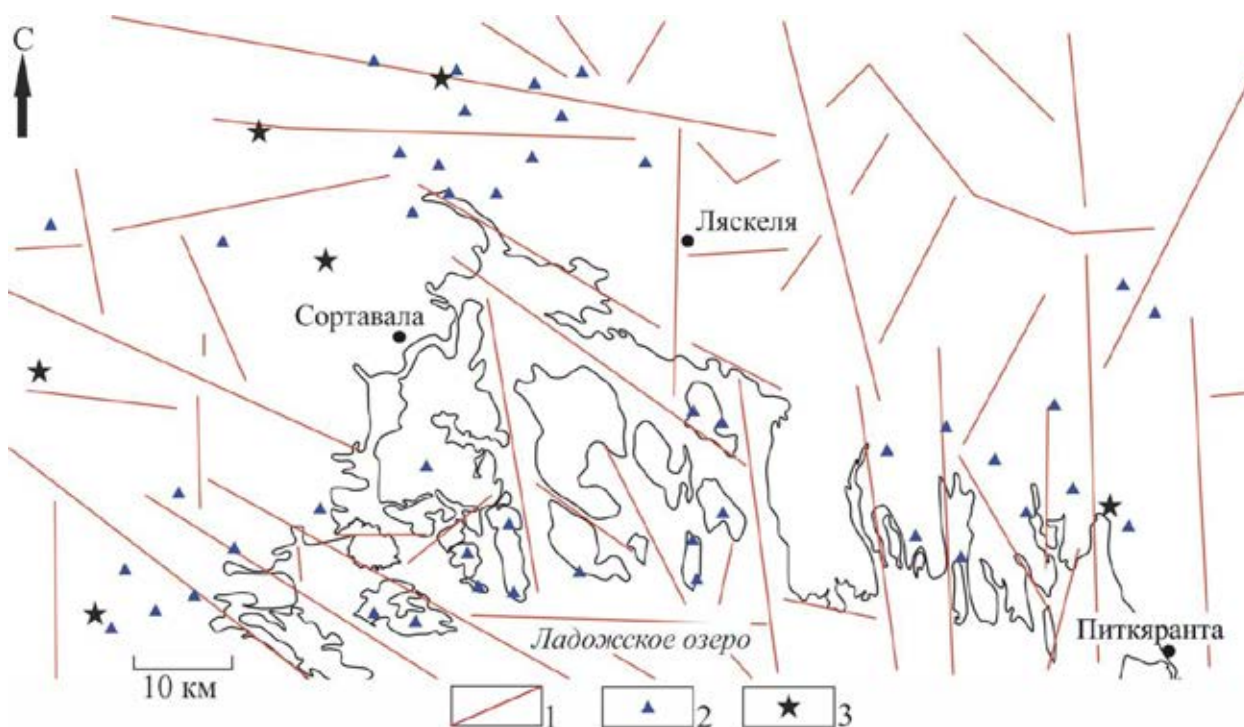
**Таблица 1.** Основные сведения о разработанных компьютерных геодинамических моделях: Кп – коэффициент корреляции Пирсона между высотами рельефа и относительными амплитудами вертикальных перемещений

№ участка	Гранито-гнейсовые купола	Азимут простирания горизонтальной оси сжатия	Кп
1	Иокирантский, Сортавальский	$340^0$	32%
2	Кирьяволахтинский	$340^0$	47%
3	Коккасельский	$355^0$	29%
4	Мурсульский, Импилахтинский, Койринойско-Питкярантский	$10^0$	32%
5	Хавус	$310^0$	37%
6	Риеккалансари	$280^0$	45%

Для опорного участка № 4, включающего гранито-гнейсовые купола Мурсульский, Импилахтинский и Койринойско-Питкярантский, установлена численная корреляция между крутизной склонов и вероятностью формирования новых разрывов малой протяженности (коэффициент корреляции составляет 41%). На наш взгляд, полученные данные об ориентировках осей сжатия в пределах рассматриваемой территории не противоречат общим представлениям о преобладании северо-западного сжатия в юго-восточной части Балтийского щита [Зыков, Полещук, 2016], а некоторые отклонения от этого направления можно объяснить влиянием различных неоднородностей, обусловленных сложным геологическим строением. На наш взгляд, рассчитанные значения коэффициентов корреляции Пирсона между высотами рельефа и относительными амплитудами вертикальных перемещений являются достаточными для подтверждения

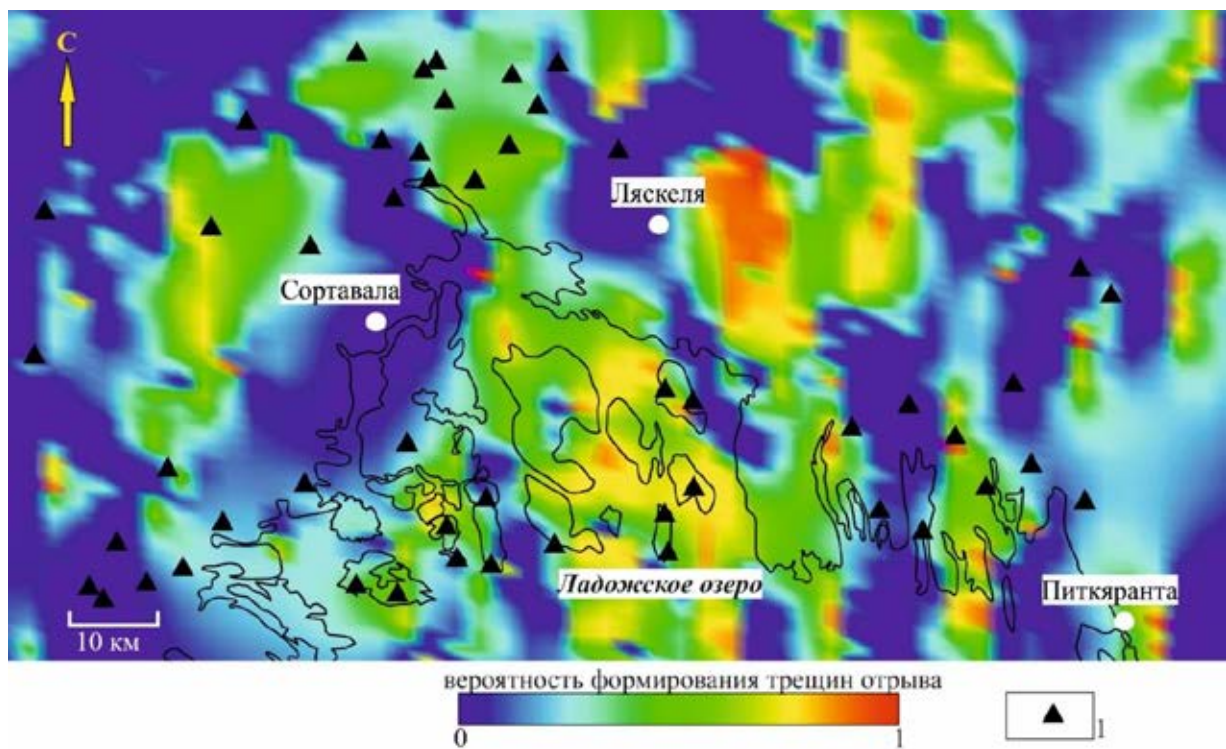
обоснованности разработанных моделей, поскольку тектонические движения – один из множества факторов (наряду с экзарационной и аккумулятивной деятельностью ледника, гидроизостатическими движениями и т. д.), оказывающих влияние на облик рельефа [Спиридонов, 1978].

Однако существенным недостатком построенных моделей является то, что они не позволяют объяснить особенности расположения палеосейсмодислокаций, рассмотренных в работах [Глубинное строение..., 2004; Agibalov, 2019]. Для того чтобы решить эту задачу, была построена другая модель по аналогичной методике. При этом в качестве исходных данных вместо контуров гранито-гнейсовых куполов использовались разломы с признаками голоценовой активизации [Глубинное строение..., 2004] (рис. 2). Нами был задан сдвиговый тип напряженного состояния с ориентировкой оси максимального сжатия по азимуту  $350^{\circ}$ . Сопоставление рассчитанных параметров с реальными характеристиками геолого-географической среды показало, что существует численная корреляция между высотами рельефа и относительными амплитудами вертикальных перемещений (коэффициент корреляции Пирсона составляет 31%). Кроме того, палеосейсмодислокации расположены в областях низких отрицательных значений вероятности формирования новых разрывов (параметра «FractureLikelihood»). Опыт применения программы «RMS 2013» свидетельствует о том, что высокие по модулю положительные значения этого показателя приурочены к областям возникновения трещин скола, а отрицательные – трещин отрыва [Агибалов, 2019]. При исключении из рассмотрения всех положительных значений «FractureLikelihood» коэффициент корреляции Пирсона между плотностью палеосейсмодислокаций и вероятностью формирования новых разрывов малой протяженности составляет «-41%» (рис. 3). Интересным результатом моделирования является также карта ориентировок оси максимального сжатия, из рассмотрения которой следует вывод об изменчивости положений главных нормальных осей напряжений в пределах рассматриваемой территории (рис. 4). Это подтверждает обоснованность выбора разных вариантов внешней нагрузки при моделировании новейшей геодинамики отдельных гранито-гнейсовых куполов.



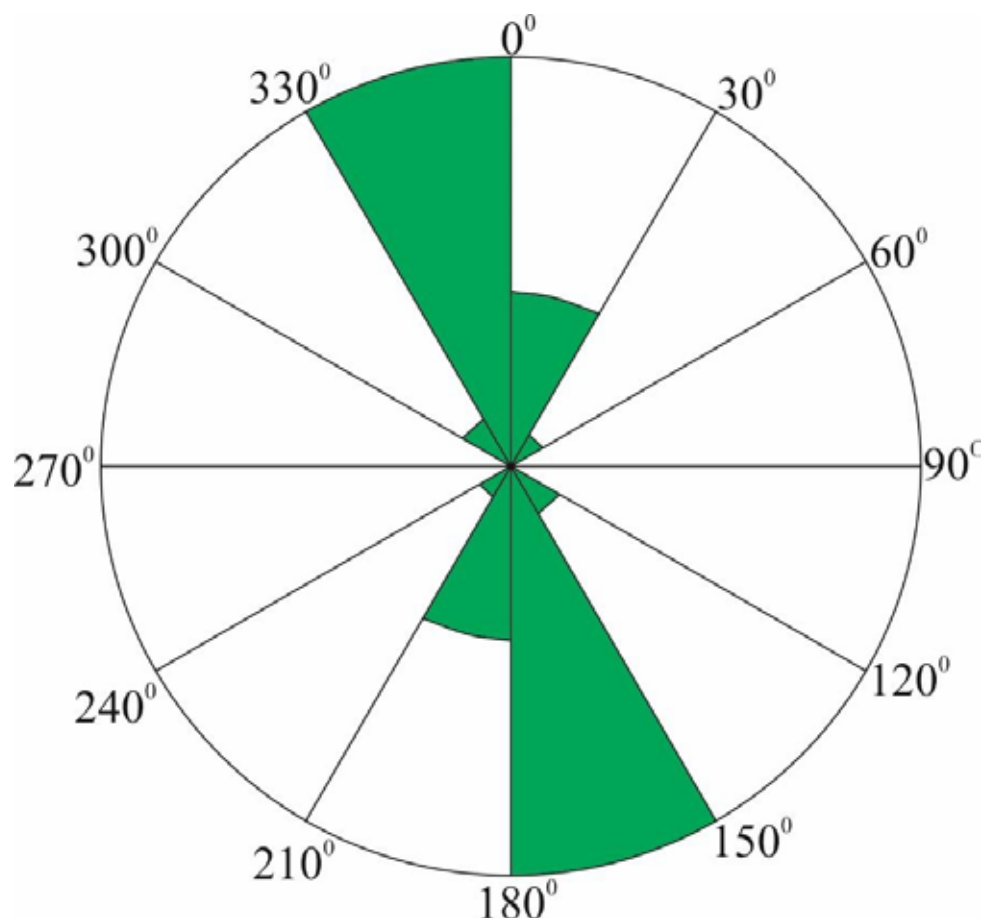
**Рис. 2.** Схема разломов с признаками голоценовой активизации области развития гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья:

1 – разломы с признаками голоценовой активизации, по [Глубинное строение..., 2004], 2-3 – палеосейсмодислокации: 2 – по [Глубинное строение..., 2004], 3 – по [Agibalov, 2019]



**Рис. 3.** Схема вероятности формирования трещин отрыва в пределах области развития гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья:

1 – палеосейсмодислокации, по [Глубинное строение..., 2004; Agibalov, 2019]



**Рис. 4.** Роза-диаграмма, иллюстрирующая особенности ориентировки оси максимального сжатия в области развития гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья

## Выводы

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Гранито-гнейсовые купола Северного Приладожья являются активными тектоническими структурами, развитие которых оказывает значительное влияние на облик рельефа данной территории.

2. Активизация гранито-гнейсовых куполов происходит при разных ориентировках внешних главных нормальных осей напряжений, однако в области развития этих структур преобладает север-северо-западное сжатие.

3. Установлена численная корреляция между рассчитанными с помощью моделирования параметрами (относительными амплитудами вертикальных перемещений, вероятностью формирования новых разрывов) и реальными характеристиками геолого-географической среды (высотами рельефа, плотностью палеосейсмодислокаций).

4. Разработана геодинамическая модель, подтверждающая обоснованность выделения А.Д. Лукашовым [Глубинное строение..., 2004] разломов с признаками голоценовой активизации в пределах Ладожской сейсмогенной структуры

## Благодарности

Исследования проведены в ходе выполнения НИР «Развитие методов детального сейсмического районирования и сейсмического микрорайонирования» (№ гос. регистрации АААА-А17-117060110060-3) (ИФЗ РАН).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Агибалов А.О. Неотектоническая активизация докембрийского структурного плана Северного Приладожья (юго-восток Балтийского щита): дис. кан. геол.-мин. наук. М. 2019. 210 с.
2. Агибалов А.О., Мошкин И.В., Кошевой Н.Г., Сенцов А.А., Зайцев В.А. Выделение активных докембрийских структур Северного Приладожья по данным изучения объемной активности радона // Материалы всероссийской научной конференции «Прикладные аспекты динамической геологии», посвященной 110-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909-1984). М.: Перо. 2019. С. 172–182.
3. Агибалов А.О., Сенцов А.А., Зайцев В.А. Отражение гранито-гнейсовых куполов Приладожья в современном рельефе // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2018. № 5. С. 72–80.
4. База данных государственных геологических карт [Электронный ресурс]. URL: <http://webmapget.vsegei.ru/index.html>. Дата обращения 2.04.2020.
5. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2004. 353 с.
6. Зыков Д.С., Полещук А.В. Взаимодействие геодинамических систем на Восточно-Европейской платформе в новейшее время // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2016. Т. 91. Вып. 1. С. 3–14.
7. Ладожское озеро. Атлас. ГУНИО. 2002.
8. Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука. 1976. 109 с.
9. Руководство пользователя «Analysis Package Reservoir Modelling System (RMS)» [Электронный ресурс]. URL: [www.geodisaster.ru/index.php?page=uchebnye-posobiya-2](http://www.geodisaster.ru/index.php?page=uchebnye-posobiya-2). Дата обращения: 2.04.2020.
10. Спиридонов А.И. Геоморфология Европейской части СССР. М.: Высшая школа. 1978. 335 с.
11. Цифровая модель рельефа [Электронный ресурс]. URL: <http://srtm.csi.cgiar.org/srtmdata/>. Дата обращения 2.04.2020.
12. Agibalov A.O. Faults in the Quaternary Deposits of the Northern Ladoga Region as Indicators of Seismotectonic Processes // Moscow University Geology Bulletin. 2019. V. 36. № 3. P. 246–251.
13. Daly C., Mueller D. Characterization and Modelling of Fractured Reservoirs: Static model // ECMOR IX: 9th European Conference of the Mathematics and Oil Recovery. Cannes: EAGE Business Office. 2004.

# АНАЛИЗ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ГЛУБИННОГО УЧАСТКА ЛИТОСФЕРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЯКУТСКО-ВИЛОЙСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ

А.Ж. Ахметов<sup>1,2</sup>, И.Ю. Смолин<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, ayan.akhmetov93@gmail.com

<sup>2</sup>Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Томск, smolin@ispms.ru

## Введение

Тектоника Евразийской плиты и особенно тектонические процессы в Центральной и Юго-Восточной Азии, вызывают интерес многих учёных. Геодинамическая эволюция Азиатского континента напрямую зависит от глобальных геотектонических течений, таких как Индийская субдукция, следствием которой является образование Тибетского нагорья и гор Памира и Гималаи, и также столкновение Американской плиты с Евразийской на северо-востоке с образованием Верхоянского хребта и Колымского нагорья [Replumazetal., 2014; Wegener, 1966, Лобковский и др., 2016]. Ввиду того, что эволюция геотектонических процессов на Азиатском континенте происходит в течение 300 миллионов лет, то при формировании региональных геотектонических течений данные результаты используются лишь для оценки начальных и граничных условий в исследуемой местности [Replumazetal., 2014; Лобковский и др., 2016; Cherepanovaetal., 2013].

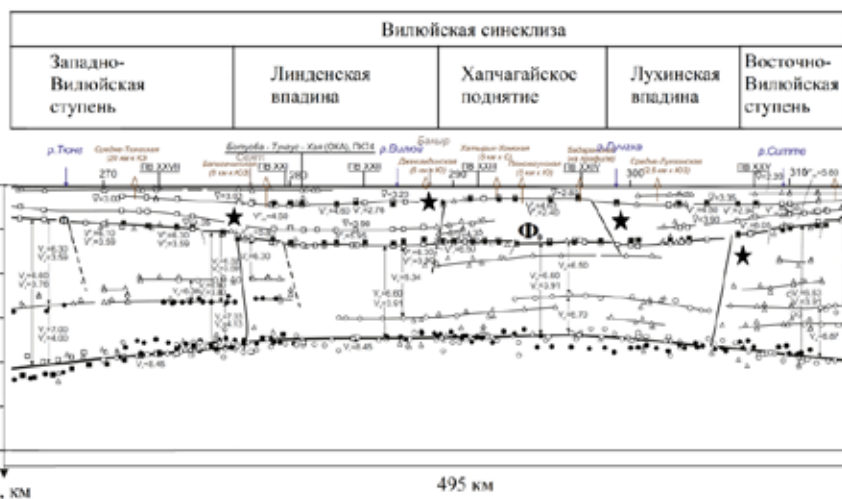
Большую часть Северной Евразии занимает Сибирский кратон. Его структура очень неоднородна и включает в себя архейско-палеопротерозойские пояса, разделенные шовными зонами. По своим географическим характеристикам Сибирский кратон граничит на востоке – со складчатыми сооружениями Верхояно-Чукотских мезозойских, на западе с Западно-Сибирской складчатой областью, на северо-востоке – с Северо-Американской плитой, на юге – с Байкальской складчатой системой, примыкая к внутриконтинентальному Байкальскому рифту. Одной из интересных областей Сибирского кратона является Якутско-Вилойская крупная изверженная провинция (КИП), хорошо выделяемыми мезопротерозойскими, неопротерозойскими, палеозойскими и мезозойскими отложениями [Polyansky O.P. et al., 2017]. Общая толщина пластов в самой глубокой части провинции равна 14 км и далее уменьшается до трёх километров на окраине области. Таким образом, на основе геологических данных на территории Якутско-Вилойской КИП наблюдается уменьшение толщины осадочного слоя, вызванное геотектоническим процессом растяжения.

В настоящее время ввиду развития компьютерных технологий стало возможным исследование геотектонической эволюции литосферы. Численное моделирование применяется для объяснения следующих геодинамических процессов – конвекции в мантии, плюмов, интрузий магмы, движения и коллизии плит, субдукции. Это позволило исследовать напряженно-деформированное состояние (НДС) глубинных слоёв литосферы в Азиатском континенте в двумерной постановке.

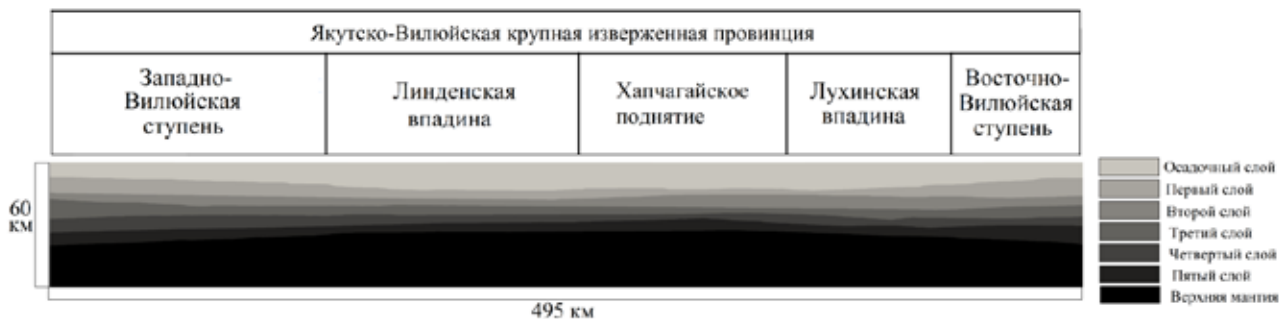
Цель данной работы состоит в проведении комплекса компьютерных исследований для анализа региональной геотектонической картины в районе Якутско-Вилойской КИП на основе анализа глубинных слоёв земной коры и верхней мантии. Для реализации этих целей используются данные геологического профиля «Кратон – 1980».

## Постановка задачи

Для начала численного моделирования необходимо создать компьютерную модель исследуемой области для описания геотектонического процесса. В 70-е и 80-е годы XX века на территории СССР был проведен ряд комплексных работ по анализу глубинных недр Земли [KozlovskyYe.A., 1987; Павленкова Н.И. и др., 2014]. Используя результаты исследования недр на территории Сибири, на рисунке 1(а) представлена часть геологического профиля «Кратон–1980», имеющего геофизические данные, необходимые для получения двумерной структурной модели геологического региона, которая изображена на рисунке 1(б) [Проект КРАТОН-1980–1978, 2013].



(a)



(б)

Рис. 1. Часть геологического профиля «Кратон – 1980»с геофизическими данными (а) и полученная на его основе двумерная компьютерная модель участка Якутско-Вилуйской крупной изверженной провинции (б)

Как видно из рисунка 1(б), геологический профиль разделяется на серию слоёв с разными толщинами и физико-механическими свойствами. Кристаллический фундамент расположен под осадочным слоем на глубине 9 – 10 км, а граница Мохо расположена на глубине 37 – 40 км. Также можно отметить, что кристаллический фундамент на глубине порядка 15 – 30 км сильно деформирован в результате влияния мантийного плюма.

Определение прочностных свойств элементов литосферы является сложной задачей из-за недостатка точных сведений ввиду недоступности глубинных слоев Земли. Разными авторами предложены разные модели изменения прочности геосреды с глубиной. Нами была выбрана модель, представленная формулой (1) и изображенная на рисунке 2.

Известно, что прочность геосреды зависит от давления и с использованием критерия Друкера-Прагера может быть представлена в виде [Goetzeetal, 1979, Бугов, 2011].

$$\sigma = Y + \alpha \times P, \quad (1)$$

где  $Y$  – сдвиговая прочность, при нулевом давлении (сцепление),  $\alpha$  – угол внутреннего трения,  $P$  – давление.

Зависимость прочности геосреды от глубины для земной коры часто принимается в виде, показанном на рис. 2 [Бугов, 2011, Goetzeetal, 1979]. Поскольку давление растет с глубиной, то для получения этой зависимости мы разделили земную кору и верхнюю мантию по границе Мохо. В районе земной коры кривая прочности растёт линейно, а при достижении уровня границы Мохо кривая снижается по квадратичной закономерности ввиду изменения физического состояния верхней мантии из-за влияния высоких значений давления и температуры.



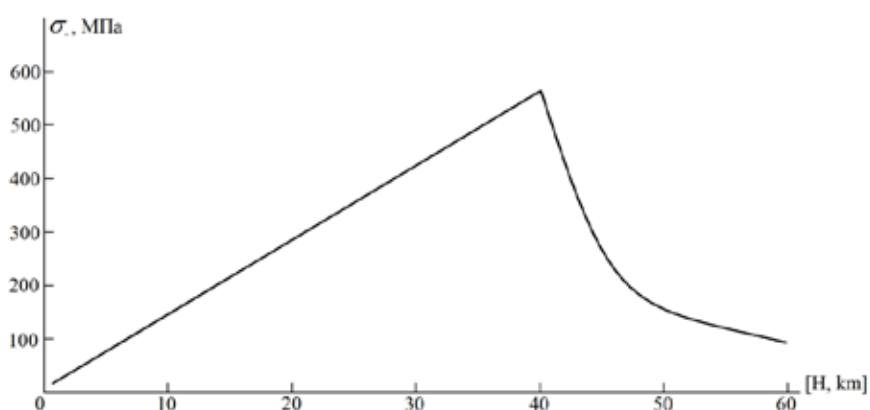


Рис. 2.Кривая изменения прочности земной коры и верхней мантии

### Математическая постановка

Математическая модель исследуемой проблемы основана на базовых уравнениях механики деформируемого твердого тела, которые представляют собой законы сохранения массы, количества движения и энергии.

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \dot{u}_{i,i} = 0, \quad (2)$$

$$\rho \ddot{u}_i = \sigma_{ij,j} + \rho g_i, \quad (3)$$

$$\dot{E} = \sigma_{ij} \dot{\varepsilon}_{ij}. \quad (4)$$

Здесь  $\rho$  – плотность материала,  $u_i$  –  $i$ -компонента вектора перемещения,  $\sigma_{ij}$  – компоненты тензора напряжения,  $g_i$  –  $i$ -компонента ускорения свободного падения,  $E$  – внутренняя энергия,  $\varepsilon_{ij}$  – компоненты тензора деформации.

Закрывают систему уравнений уравнения состояния упругопластического тела. Уравнения состояния первой группы представлены ниже в скоростной форме, где скорости напряжений пропорциональны скорости упругой деформации  $\dot{\varepsilon}_{ij}^e = \dot{\varepsilon}_{ij}^t - \dot{\varepsilon}_{ij}^p$

$$\frac{D s_{ij}}{Dt} = 2\mu \left( \dot{\varepsilon}_{ij}^e - \frac{1}{3} \dot{\varepsilon}_{kk}^e \delta_{ij} \right), \quad (5)$$

$$\dot{P} = -K \dot{\varepsilon}_{kk}^e, \quad (6)$$

где

$$\sigma_{ij} = (-P \delta_{ij} + s_{ij}), \quad (7)$$

$$\frac{D s_{ij}}{Dt} = \dot{s}_{ij} - s_{ik} \dot{\omega}_{jk} - s_{jk} \dot{\omega}_{ik}, \quad (8)$$

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2} (\dot{u}_{i,j} + \dot{u}_{j,i}), \quad (9)$$

$$\dot{\omega}_{ij} = \frac{1}{2} (\dot{u}_{i,j} - \dot{u}_{j,i}), \quad (10)$$

$\dot{\varepsilon}_{kk}^e$  – скорость объемной деформации,  $\mu$  – модуль сдвига,  $K$  – модуль объемного сжатия,  $P$  – давление,  $s_{ij}$  – компоненты тензора девиатора напряжений,  $\frac{D}{Dt}$  – производная Яуманна по времени,  $\dot{\omega}_{ij}$  – компоненты тензора спина (скорости вращения).

Цель уравнений состояний второй группы является определение скоростей неупругой деформации в уравнениях (5)-(6). Здесь компоненты неупругой деформации определяются в соответствии с теорией пластичности. Использована модель Друкера-Прагера-Николаевского с неассоциированным законом пластического течения, которая позволяет описывать процессы дилатансии и угла внутреннего трения независимо. Предельная поверхность напряжений имеет вид:

$$f = \frac{\alpha}{3} J_1 + J_2^{1/2} - Y = 0, \quad (11)$$

где  $f$  – поверхность текучести,  $J_1$  – первый инвариант тензора напряжений,  $J_2$  – второй инвариант тензора девиатора напряжений и  $Y$  – текущая прочность. Пластический потенциал  $g(\sigma_{ij})$ , согласно Николаевскому, записывается в следующем виде [Николаевский, 2010]:

$$g(\sigma_{ij}) = J_2 + \frac{\Lambda}{3} J_1 \left( 2Y - \frac{\alpha}{3} J_1 \right) + \text{const}, \quad (12)$$

где  $\Lambda$  – коэффициент дилатансии.

Компоненты скоростей пластической деформации будут определены следующим образом:

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^p = \dot{\lambda} \frac{\partial g}{\partial \sigma_{ij}}, \quad (13)$$

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^p = \left( s_{ij} + \frac{2}{3} \Lambda \left( Y - \frac{\alpha}{3} J_1 \right) \delta_{ij} \right) \dot{\lambda}, \quad (14)$$

где  $\dot{\lambda}$  – пластический множитель в законе течения.

В случае моделирования напряженно-деформированного состояния в изверженной провинции граничные условия соответствуют процессу горизонтального растяжения и представлены в виде схемы на рисунке 3.

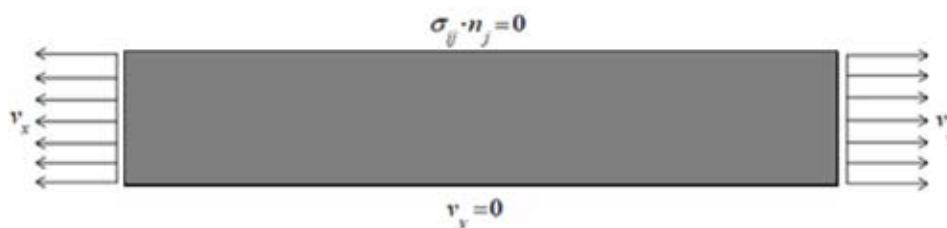


Рис. 3. Схема граничных условий для геологических профилей при моделировании коллизии

Численная реализация была проведена на основе конечно-разностного метода Уилкинса [Wilkins, 1999].

## Результаты

В ходе численного моделирования компьютерная структурная модель была деформирована до 4%. Ниже представлены результаты расчетов в виде распределений интенсивности пластической деформации, горизонтальных, сдвиговых напряжений и давления.

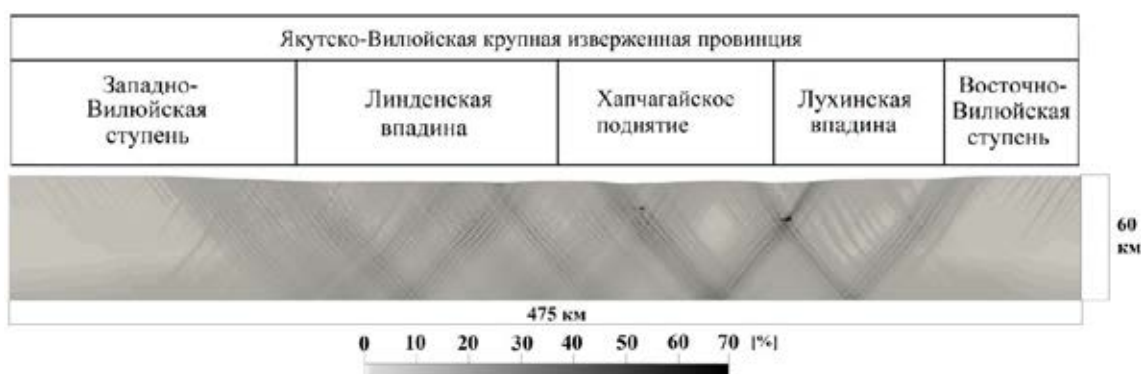


Рис. 4. Распределение интенсивности пластической деформации вдоль профиля «Кратон – 1980»

Анализируя распределения интенсивности пластической деформации, можно сделать вывод, что максимальные значения неупругой деформации наблюдаются в районах Линденской впадины, Хапчагайского поднятия и Лухинской впадины, где разведана Лено-Вилуйская нефтегазоносная провинция, являющееся одним из основных месторождений нефти и газа на территории Якутии [Соколов Б.А. и др., 1986; Сафронов А.Ф. и др, 2014].

Анализируя распределение горизонтальных напряжений на рисунке 5 можно отметить, что ниже границы Мохо значения напряжений отрицательные, а вблизи границы Мохо – положительные, так как в данной области по геофизическим данным сильно изменяются как упругие, так и прочностные свойства литосферы.

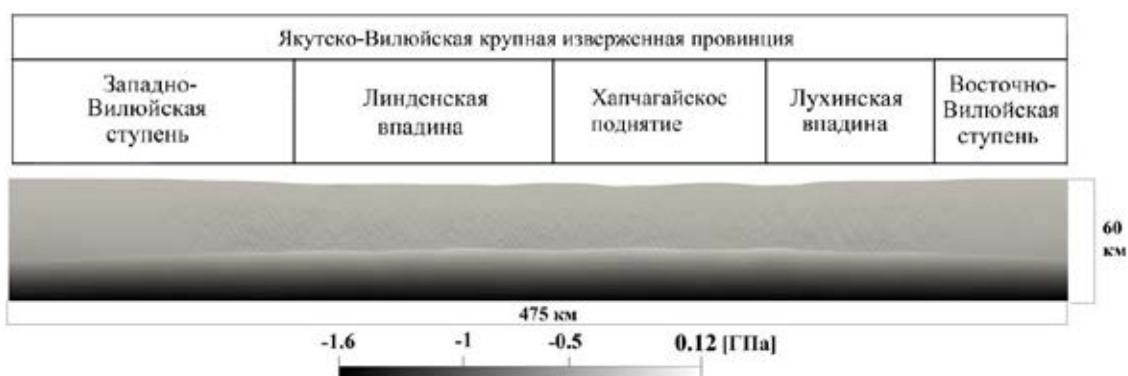


Рис. 5. Распределение горизонтальных напряжений вдоль профиля «Кратон – 1980»

Особенности распределения сдвиговых напряжений, представленного на рисунке 6, определяются областями локализации пластической деформации. Можно выделить область концентрации сдвиговых напряжений в районе максимальной кривизны границы Мохо, где происходит резкое изменение свойств земной коры и верхней мантии. В верхней мантии распределение сдвиговых напряжений более плавное, по сравнению с нижними слоями земной коры.

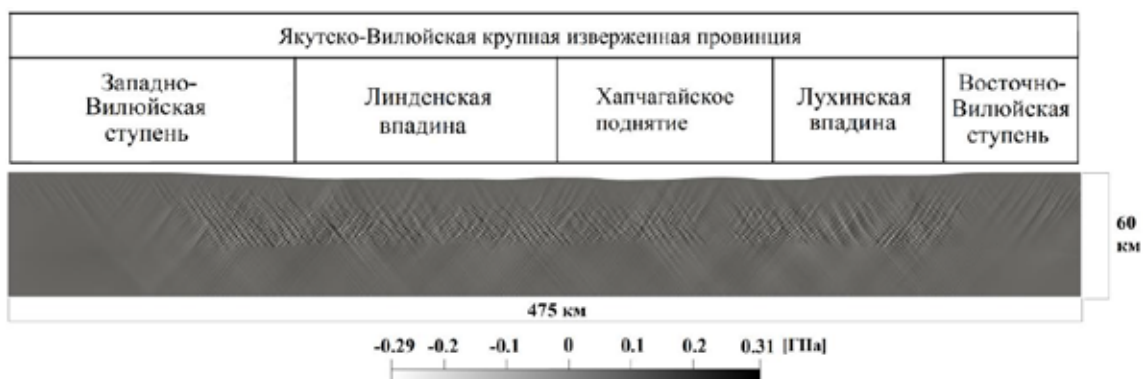


Рис. 6. Распределение сдвиговых напряжений вдоль профиля «Кратон – 1980»

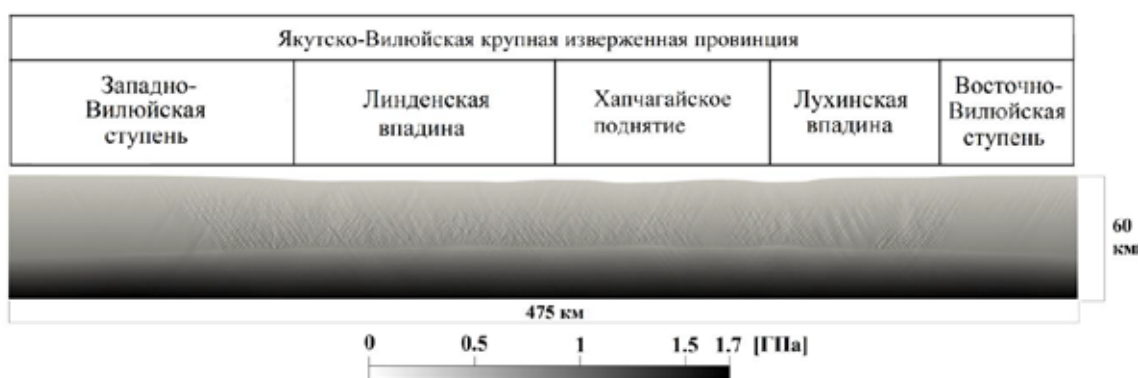


Рис. 7. Распределение поля давления вдоль профиля «Кратон – 1980»

В распределении давления, представленном на рисунке 7, отражается неравномерный характер деформированного состояния в результате высокой локализации пластической деформации в средних слоях земной коры. Также наблюдается небольшое уменьшение общего давления в районе границы Мохо, вызванное резкой сменой упругих и прочностных свойств слоёв земной коры и верхней мантии. Там возможны фазовые изменения элементов геосреды. Представленные результаты могут быть полезными для геологов в ходе получения РТ-диаграмм.

### Выводы

В основу исследования была положена идея изучения напряженно-деформированного состояния Якутско-Вилуйской КИП методами компьютерного моделирования на основе геологического профиля «Кратон – 1980», который даёт информацию о структурных составляющих глубинных слоёв земной коры и верхней мантии. В рамках выбранной модели изменения прочности с глубиной были проанализированы распределения неупругой деформации, горизонтальных и сдвиговых напряжений. На основе полученных результатов можно сделать следующие выводы. Максимальные значения пластической деформации наблюдаются в районах, где находится Лено-Вилуйская нефтегазоносная провинция. Особенности распределения горизонтальных напряжений определяются кривизной слоев земной коры и изменениями прочностных свойств с глубиной. Распределение сдвиговых напряжений соответствует областям локализации пластической деформации. Поле давления является неравномерным в результате высокой локализации пластической деформации в средних слоях земной коры.

Данное исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-31-90034

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Лобковский Л.И.* Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57 (3). С. 476–495.
2. *Николаевский В.Н.* Собрание трудов. Геомеханика. Том 2. Земная кора. Нелинейная сейсмика. Вихри и ураганы., М. Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Институт компьютерных исследований. 2010. Т. 2. 560 с.
3. *Павленкова Н.И., Павленкова Г.А.* Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. М. ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2014. 192 с.
4. Проект КРАТОН-1980 – 1978. Профиль п. Березево – п. Усть-Мая [Электронный ресурс] // Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. С. 21–22. – Электрон.версия печат. публ. – URL: <ftp://ftp.vsegei.ru/seism21.pdf>
5. *Сафронов А.Ф., Сивцев А.И., Черненко В.Б.* Нефтеносность нижнемезозойских отложений Хапчагайскомегавала Вилуйской синеклизы // Геология и геофизика. 2014. Т. 55 (8). С. 1263–1269.
6. *Соколов Б.А., Сафронов А.Ф., Трофимук А.Ан., Фрадкин Г.С., Бакин В.Е., Каширцев В.А., Янакурт О.В., Изосимова А.Н.* История газообразования и нефтегазоаккумуляции на востоке Сибирской платформы. М.: Наука. 1986. 167 с.
7. *Burov E.B.* Rheology and strength of the lithosphere // Marine and Petroleum Geology. 2011. V. 28. P. 1402–1443.
8. *Cherepanova Yu., Artemieva I.M., Thybo H., Chermak D.* Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: An appraisal of existing seismic data // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 154–183.
9. *Goetze C., Events B.* Stress and temperature in bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics // Geophys. J.R. Astr. Soc. 1979. V. 59. P. 463–478.
10. *Kozlovsky Ye.A.* The Superdeep Well of the Kola Peninsula, Springer Verlag, Berlin. 1987.
11. *Polyansky O.P., Prokopyev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., Selyatitsky A.Yu., Travin Al.V., Vasiliev D.A.* Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform // Lithos. 2017. V. 282–283. P. 45–64.
12. *Replumaz A., Capitanio F.A., Guillo S., Negro A.M., Villasenor A.* The coupling of Indian subduction and Asian continental tectonics // Gondwana Research. 2014. V. 26. P. 608–626.
13. *Wegener A.* The Origin of Continents and Oceans. New York: Dover. 1966.
14. *Wilkins M.L.* Computer Simulation of Dynamic Phenomena. Berlin: Springer-Verlag. 1999.

## НАРУШЕНИЕ ИЗОСТАЗИИ КРУПНЫМИ ВОДОХРАНИЛИЩАМИ: СХЕМЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЁТА

И.В. Баклыков<sup>1</sup>, В.В. Тетельмин<sup>2</sup>, Э.Р. Даниелов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>АО «Институт Гидропроект», Москва, e-mail: moscow\_igor88@mail.ru

<sup>2</sup>РУДН, Москва, e-mail: v-tetelmin@rambler.ru

<sup>3</sup>МГОУ, Москва, e-mail: e\_r\_danielov@mail.ru

В современной практике проектирования гидросооружений не учитываются геодинамические процессы, формируемые нарушением изостатического равновесия земной коры весом крупных водохранилищ.

В обычных условиях упругая земная кора, покоящаяся на вязком мантийном веществе, находится в состоянии гидростатического равновесия – изостазии.

В общем случае реакцию литосферы на поверхностную нагрузку рассматривают как реакцию упругой плиты. При этом её прочность характеризуют изгибной жесткостью ( $EJ$ ), которая выражается через эффективно упругую толщину  $h$  земной коры. Локально-изостатический отклик земной коры на приложенную гравитационную нагрузку заключается в погружении её условной подошвы в подстилающую мантию. В результате возникают «архимедовы силы», которые по прошествии длительного времени вновь приводят земную кору в состояние равновесия.

Имеется несколько определений «упругой литосферы» или иначе «земной коры». В сейсмологическом смысле это материал, расположенный выше границы Мохо; в тектоническом – это верхняя оболочка, передвигающаяся согласованно при движении плит. С реологической точки зрения земная кора сложена породами, располагающимися выше границы вязко-пластичного поведения материала. В рамках решения поставленной задачи определение земной коры будем рассматривать с реологической точки зрения.

Упругая земная кора не может иметь снизу четко выраженную границу, так как по мере увеличения глубины увеличивается температура, а вместе с нею непрерывно меняются прочностные, упругие и реологические свойства горных пород. Температура солидуса влагонасыщенных гранитов и базальтов находится в пределах 700–900°C [Green, 2015], при этом породы теряют свою идентичность и плавно переходят в реологический класс вязких материалов. Ориентируясь на различные источники [Тёркот, 1985], можно рассматривать значения вязкости верхней мантии в пределах ( $10^{18}$ – $10^{19}$ ) Па·с.

Обычно свойства горных пород и мантии определяются геофизиками с помощью короткопериодных процессов. По этой причине не представляется возможным экстраполировать результаты подобных исследований на длиннопериодные геологические процессы. Например, высокая вязкость мантийного вещества заметно проявляет себя только при длительных сдвиговых воздействиях. По этой причине положение «границы М», на которой происходит скачок скоростей сейсмических волн, с реологической точки зрения не может являться координатой, определяющей местоположение подошвы упругой земной коры.

Положение условной подошвы земной коры, а следовательно, и значение её эффективно упругой толщины обычно оценивается на основе спектрального анализа распределения гравитационных аномалий, которые вызваны упругими прогибами литосферы. Результаты таких оценок для океанической и континентальной литосферы дают значения в интервале от 17 до 28 км [Галушкин, 2007]. Принимая во внимание приведенные данные, а также свойства структурных элементов земной коры в районе Саяно-Шушенской ГЭС (СШГЭС), в расчётных моделях принималась толщина эффективно упругой земной коры 36 км с изгибной жесткостью ( $EJ$ ) =  $23 \cdot 10^{22}$  МН·м<sup>2</sup>. Выполненное пространственное моделирование упругих осадок прилегающей к водохранилищу территории позволило получить результаты, близко совпадающие с результатами спутникового мониторинга осадок [Калинников В.В. 2020]. Совпадение результатов позволило сделать вывод о том, что используемая в расчетах толщина эффективно упругой земной коры 36 км назначена правильно.

Расчёты показывают [Тетельмин, Даниелов, 2016], что при удельной линейной нагрузке  $P=2000$  МПа/м на земную кору толщиной 36 км на больших глубинах возникают заметные горизонтальные напряжения сдвига. Так в радиусе 50 км от нагрузки на глубинах 24–48 км возникают касательные напряжения  $\tau = (4-17)$  кПа. При температурах выше 700°C появляющиеся в горных породах напряжения сдвига не накапливаются, а релаксируют. Например, при вязкости

$10^{18}$  Па·с и модуле деформации сдвига  $G = 10^4$  МПа период релаксации  $t_{\text{рел}} = \mu/G$  составляет 3 года. Если глубинное вещество имеет вязкость  $10^{18}$  Па·с, то при напряжении сдвига 10 кПа в нем возникает скорость сдвига  $10^{-14}$  с<sup>-1</sup>, типичная для зон океанического спрединга. При жизненном цикле гидросооружений более 100 лет горные породы с температурой 650–700°C и вязкостью ( $10^{18}$ – $10^{19}$ ) Па·с успевают проявить свои вязкие качества и внести свой вклад в процесс восстановления нарушенной изостазии.

Крупные водохранилища имеют большую протяженность и создают линейную нагрузку, которая выводит земную кору из состояния изостатического равновесия. При моделировании воздействия водохранилища на земную кору последняя рассматривалась как бесконечная упругая плита, не имеющая опор и покоящаяся на упруговязкой мантии. Для нахождения НДС системы «земная кора–мантия» использовалось известное решение Винклера [Тетельмин В.В., Даниелов Э.Р. 2016]. Реакция земной коры на создаваемую протяженным водохранилищем нагрузку  $P$  состоит из трех классов вертикальных перемещений:

- классическая упругая осадка земной поверхности «по Буссинеску»  $A_B$  как реакция сжатия упругой толщи  $h$  земной коры на действие нагрузки  $P$ ;
- осадка «по Винклеру», вызванная изгибом толщи земной коры с амплитудой  $A_B$ , аналогично изгибу балки на упругом основании;
- осадка «по Архимеду», вызванная медленным изгибом земной коры с амплитудой  $A_{\text{АРХ}}$ , связанным с погружением её подошвы в подстилающее вязкое мантийное вещество.

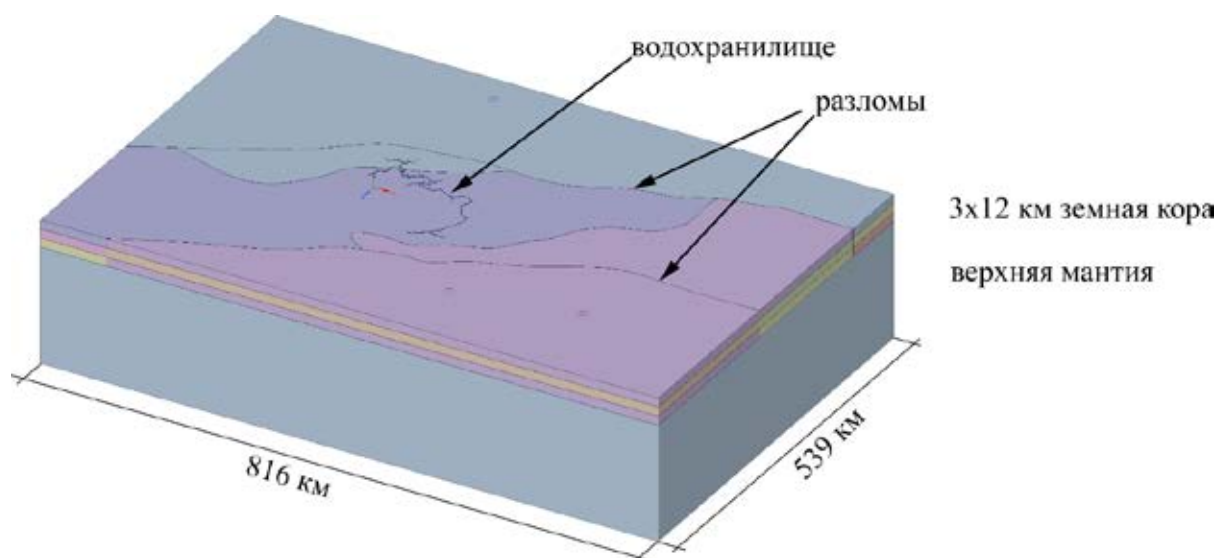
Таким образом, полная осадка  $A$  ложа водохранилища и прилегающей территории формируется тремя процессами и, соответственно, определяется тремя слагаемыми вертикальных перемещений:  $A = A_B + A_B + A_{\text{АРХ}}$ .

Расчёт погружения земной коры, вызванного весом водохранилища, выполнялся на основе плоских и пространственных моделях методом конечных элементов применительно к условиям СШГЭС. Водоохранилище СШГЭС имеет протяженность до 312 км, площадь зеркала до 621 км<sup>2</sup>, общий объем 31,3 км<sup>3</sup>, полезный объем 15,3 км<sup>3</sup>. Средняя по году постоянная удельная гравитационная нагрузка на земную кору в его наиболее глубокой части принималась равной 2000 МН/м, а переменная в разрезе года – 750 МН/м. Изгиб подошвы упругой земной коры без изменений передается на дневную поверхность и формирует большой радиус воронки оседания  $R_B$  поверхности. Влияние толщины и изгибной жесткости земной коры на параметры воронки оседания приводится в таблице.

**Таблица.** Расчетные параметры осадки ложа водохранилища по «Винклеру» и «по Архимеду» в зависимости от толщины земной коры  $h$  ( $P = 2000$  МН/м)

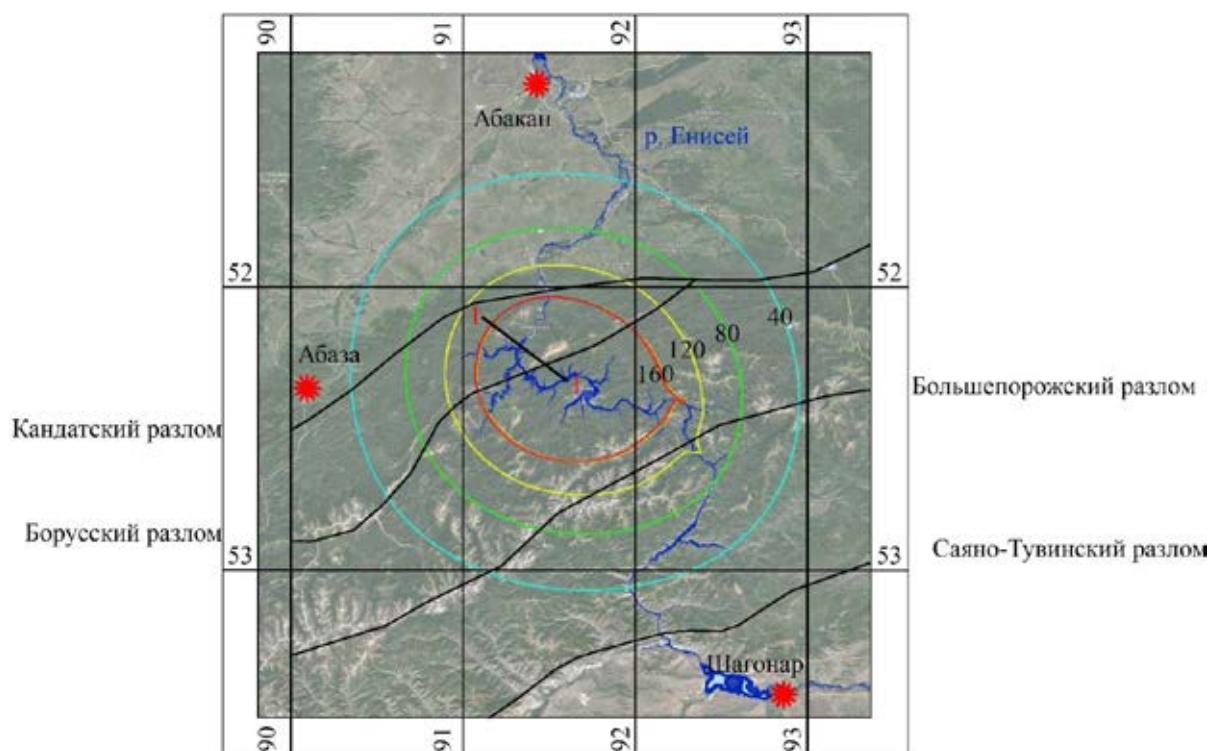
$h$ , км	20	30	40	50
$EJ \cdot 10^{16}$ МН·м <sup>2</sup>	4,0	13,5	32,0	62,5
$A_B$ , мм	50	36,9	29,8	25,3
$R_B$ , км	47,1	63,8	79,3	93,9
$A_{\text{АРХ}}$ , мм	650	480	387	329

Приведенные в таблице результаты справедливы для линейной нагрузки на земную кору. По мере приближения со стороны ВБ к створу плотины начинает проявляться пространственное влияние концевое эффекта нагрузки на земную кору. Для расчета перемещений прилегающей к плотине и водохранилищу территории использовалась пространственная математическая модель СШГЭС, включающая эффективно упругую земную кору мощностью 36 км и верхнюю часть толщи подстилающей вязкоупругой мантии до глубины границы сухого солидуса [Green D.H.]. Расчётная объёмная модель показана на рисунке 1.



**Рис. 1.** Расчётная объёмная модель участка литосферы в районе Саяно-Шушенского гидроузла

После завершения процессов упругой осадки «по Буссинеску» с амплитудой  $A_B$  и изгиба земной коры на упругом основании «по Винклеру» с амплитудой  $A_B$  начинается медленное погружение подошвы земной коры «по Архимеду» в вязкую подстилающую мантию. Процесс погружения упругой земной коры происходит на протяжении всего жизненного цикла гидроузла в режиме вязкого течения мантийного вещества до полного восстановления нарушенного изостатического равновесия. Особенности процесса погружения земной коры в вязкую мантию рассмотрены в [Тетельмин В.В. 2015].



**Рис. 2.** Расчётные изолинии осадок земной поверхности от веса водохранилища Саяно-Шушенской ГЭС в 2020 г. без учёта тектонических разломов

На рис. 2 приводятся расчётные изолинии вертикальных перемещений земной поверхности после 30 лет эксплуатации СШГЭС, вызванных гравитационной нагрузкой, создаваемой наиболее глубокой частью водохранилища протяженностью 200 км. В расчетах по аналогии с расчетной вязкостью верхней мантии в районе ГЭС Гувер [Kaufmann G. 2000] принято значение вязкости

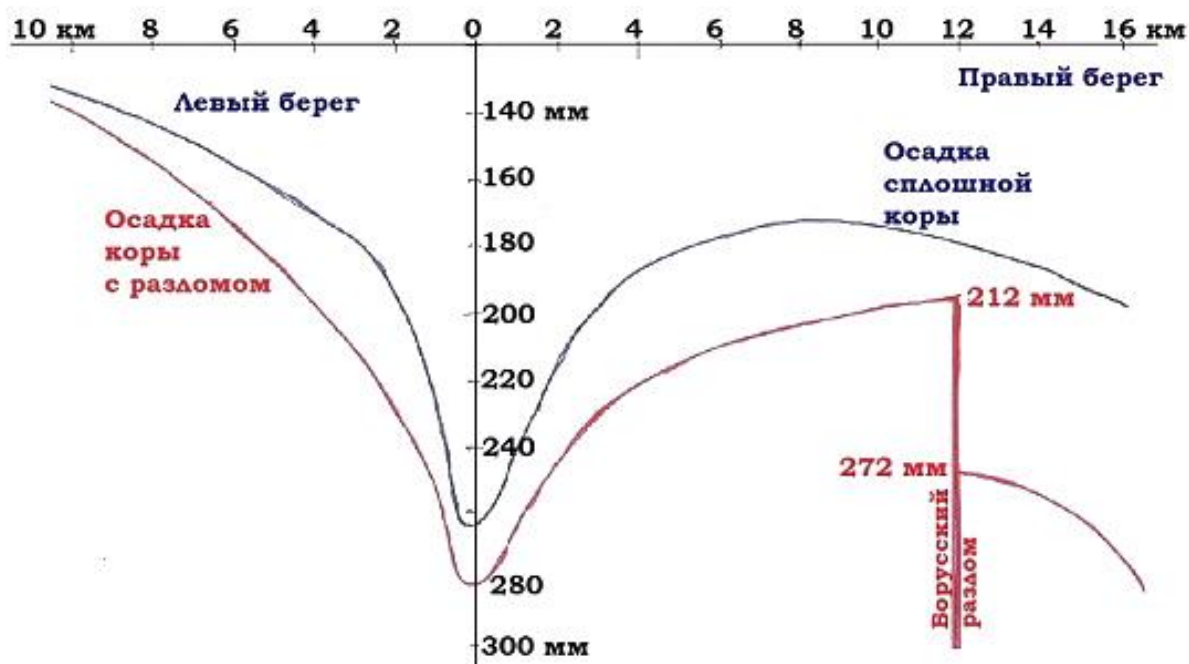


подстилающего земную кору мантийного вещества  $10^{18}$  Па·с. Водоохранилище, нарушившее изостатическое равновесие земной коры, сформировало большую чашу оседания земной поверхности с максимальной амплитудой осадки ложа более 300 мм и с радиусом влияния не менее 100 км.

Головная наиболее глубокая часть водоохранилища СШГЭС протяженностью 80 км за счет извилистости русла реки создает на земную кору в среднем более высокую линейную гравитационную нагрузку. Спрямяющая ось на этом участке реки имеет длину около 50 км, удельная линейная нагрузка здесь в среднем равна 3200 МН/м.

Расчетная динамика погружения наиболее нагруженной земной коры вдоль спрямяющей оси 1-1 (рис. 2) следующая. Наибольшую гравитационную нагрузку на эффективно упругую земную кору мощностью 36 км формируют головная и центральная части водоохранилища общей протяженностью до 80 км, создающие удельную нагрузку 3200 МН/м. Погружение земной коры «по Архимеду» в области приложения основной гравитационной нагрузки в первые 30 лет эксплуатации (до 2020 г.) происходит со средней интенсивностью 5 мм/год. К этому моменту «стрела прогиба» упругой земной коры составит примерно 208 мм, а расчетный радиус воронки оседания превысит 100 км.

В период 2030–2050 гг. условная подошва земной коры толщиной 36 км будет погружаться с интенсивностью 4 мм/год, в период 2050–2090 гг. скорость погружения составит 3 мм/год. Через 100 лет эксплуатации водоохранилища СШГЭС расчетная осадка «по Архимеду» составит примерно 470 мм, а общее вертикальное перемещение земной поверхности с учетом упругой осадки «по Буссинеску» составит примерно 540 мм. После 2090 г. «вековой» процесс погружения земной коры будет продолжаться до достижения состояния изостатического равновесия. Относительно короткий жизненный цикл гидроузла не позволит достичь предельного значения «векового процесса» оседания земной коры с амплитудой  $A_{АРХ} = 690$  мм, которая соответствует состоянию изостазии.



**Рис. 3.** Эпюры осадок земной поверхности в 2020 г. в плоскости 1-1, отстоящей в 3-х км от плотины в сторону ВБ: 1 – сплошная земная кора; 2 – кора, рассеченная Борусским разломом

Пространственное моделирование изостазии с учетом тектонических разломов показало их существенное влияние на изменение НДС земной коры. На рис. 3 приводятся эпюры осадок земной поверхности в плоскости 1-1 в верхнем бьефе для сплошной земной коры и коры, рассеченной вертикально ориентированным Борусским тектоническим разломом. При сплошной упругой плите несимметричная эпюра осадок обусловлена большей нагрузкой от водоохранилища на правобережную часть, вызванной извилистостью русла р. Енисей. При земной коре, рассеченной вертикальным разломом, происходит скачок в осадке земной поверхности на 60 мм, что также объясняется большей величиной нагрузки на земную кору, создаваемой водоохранилищем. Из 60 мм относительной осадки одной из плит 34 мм приходится на упругую часть осадки. При ежегодной сработке водоохранилища до отм. 500 м скачок в осадке за счет относительного перемещения плит в плоскости Борусского

разлома уменьшается примерно на 12 мм, при наполнении водохранилища до отн. 540 м относительное вертикальное перемещение плит возвращает эти 12 мм упругой осадки.

Верховье водохранилища СШГЭС протяженностью 52 км расположено в Тувинской котловине и находится в 15 км от Саяно-Тувинского разлома. Здесь водохранилище, имеющее озеровидный характер шириной до 9 км и глубиной 8–30 м, каждый год создает сезонную нагрузку на земную кору до 750 МН/м, то есть равную переменной нагрузке в районе плотины. Эта большая нагрузка также способна формировать относительные вертикальные перемещения плит в плоскости Саяно-Тувинского разлома. Видимо не случайно в первые годы эксплуатации СШ-водохранилища в его районе фиксировалась активизация сейсмических событий вплоть до 11 энергетического класса.

## Выводы

Горные породы при температурах 650–700°C переходят в реологический класс вязкопластичных пород, эффективно упругая земная кора сложена материалом, расположенным выше границы Мохо, поэтому с реологической точки зрения эта граница не может являться координатой, определяющей местоположение подошвы упругой земной коры.

Создание крупного водохранилища нарушает изостатическое равновесие земной коры и формирует региональную область геологической неустойчивости. За время жизни крупного гидроузла земная кора не успевает восстановить состояние изостатического равновесия.

Определяемая в настоящее время «воронка оседания» по составу работ не является таковой. Принимаемые условно неподвижными фундаментальные репера, располагаемые в нижнем бьефе гидроузлов, в действительности существенно подвижны.

Образующаяся от веса крупных водохранилищ воронка оседания изменяет геодезическую обстановку большой территории: амплитуда погружения ложа водохранилища на протяжении жизненного цикла гидроузла может увеличиться до 400 мм, а радиус воронки оседания до 100 км.

Учет нарушения изостазии и реального напряженно-деформированного состояния земной коры позволяет объяснить природу наблюдаемых в районе водохранилищ инициируемых сейсмических событий. Игнорирование фактора нарушения крупными водохранилищами изостатического равновесия земной коры исключает возможность объективного анализа воздействия крупных ГЭС на окружающую среду.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Галушкин Ю.И.* Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир. 2007. 456 с.
2. *Калинников В.В., Устинов А.В., Загретдинов Р.В.* Результаты исследований применения технологии РРР для глобальных навигационных спутниковых систем мониторинга Саяно-Шушенской ГЭС // Гидротехническое строительство. 2020. (1). С. 95–99.
3. *Тёркот Д., Шуберт Д.* Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред (пер. с англ.). М.: Мир. 1985. Т. 1. 376 с.
4. *Тетельмин В.В.* Сильные воздействия водохранилищ на геологическую среду и земную кору. М.: Интеллект. 2015. 240 с.
5. *Тетельмин В.В., Даниелов Э.Р.* Прогиб земной коры от веса крупных водохранилищ и его последствия. Saarbrücken. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2016. 106 с.
6. *Kaufmann G., Amelung F.* Reservoir-induced deformation and continental rheology in vicinity of Lake Mead // Journal of geophysical research. July 10. 2000. V. 105. (B7).
7. *McKenzie D., Fairhead D.* Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer end free air gravity anomalies // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. (B12). P. 27,523–27,552.
8. *Green D.H.* Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle // Physics and Chemistry of Minerals. 2015.

# ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.А. Гордеев, Л.А. Сим

Институт Физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, gord@ifz.ru

Целью данной работы было выявление связи глобальных процессов и локальных источников новейших напряжений, условий формирования новейших структур и их взаимосвязи с полем напряжений Северо-Востока Сибирской платформы. В данной работе применен комплекс методов исследования: использовался структурно-геоморфологический анализ, который позволяет выявить связь рельефа с неотектоническими, в том числе, современными движениями. Для всей изучаемой территории был проведен линеаментный анализ. Линеаменты сопоставлялись с известными разрывными нарушениями. Для установления взаимосвязи глубинных структур с новейшими применено 3D геологическое моделирование. Заключительный геодинамический анализ проводился при помощи метода Л.А. Сим [1991].

Территориально он ограничен междуречьем: р. Оленек, р. Лена; и Верхоянским хребтом, поэтому далее в работе, для краткости территорию исследования будем называть Лено-Оленекское междуречье (рис. 1). Оно приурочено к северным регионам Якутии, на северо-востоке Сибирской платформы.

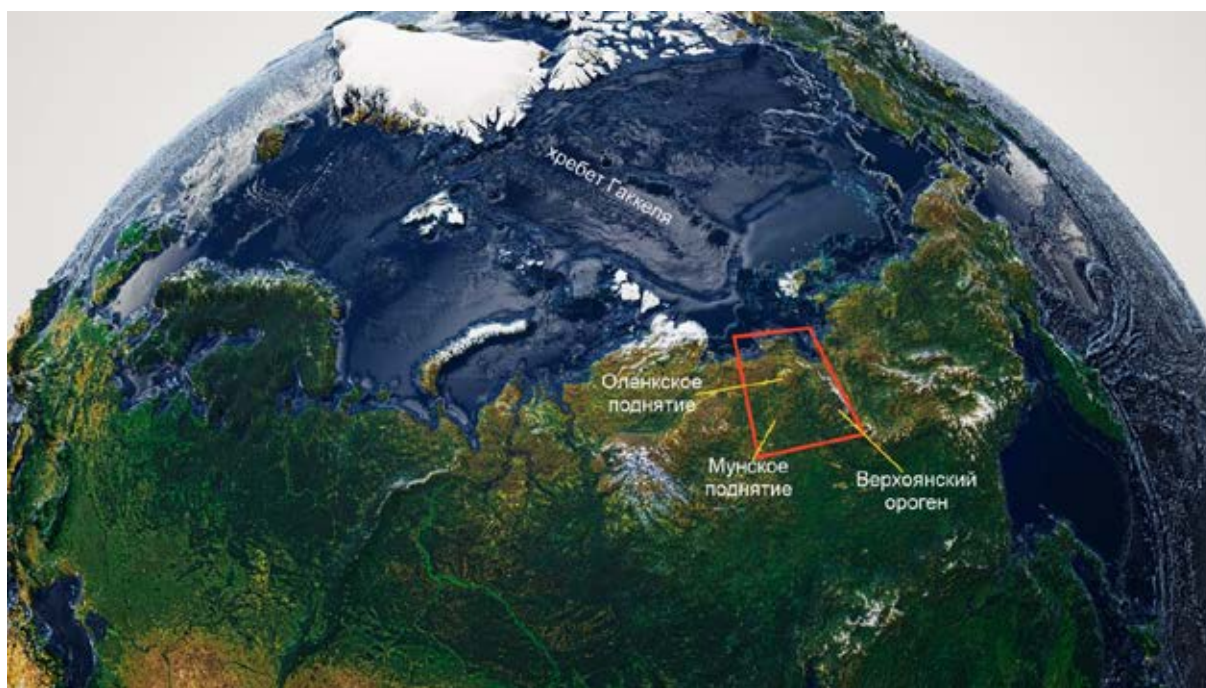


Рис. 1. Район исследования, красный четырехугольник

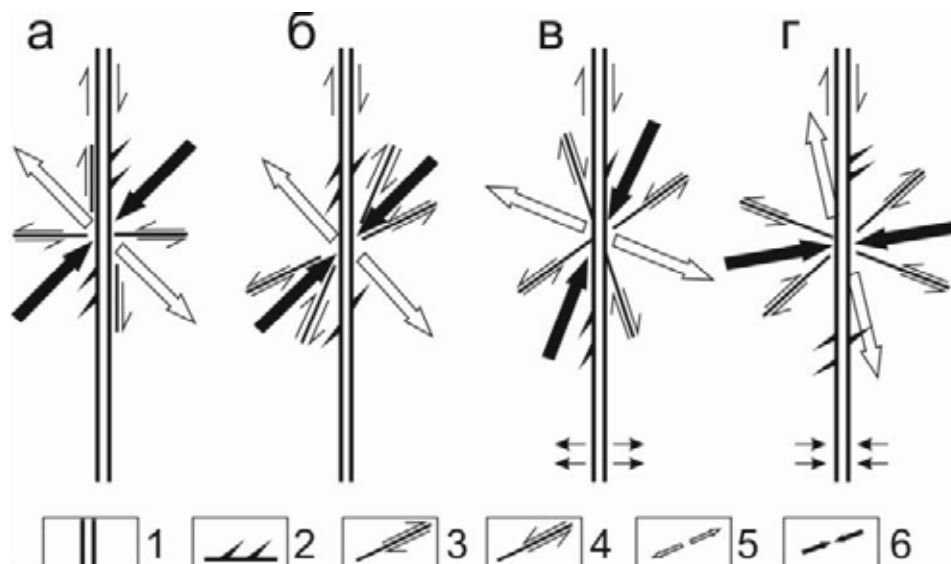
В геологическом строении принимают участие породы от Рифея до кайнозойских включительно. Есть выступы протерозойского фундамента. В тектоническом отношении исследуемый район находится на северо-востоке древней Сибирской платформы. Он приурочен к трем платформенным структурам – Оленекскому и Мунскому поднятиям – на севере с Лено-Анабарским прогибом, а на востоке с Предверхоанским прогибом. Все указанные структуры разновозрастные. Если Оленекское поднятие образовалось в начале палеозоя (после кембрия) в каледонскую эпоху складчатости, то прогибы Лено-Анабарский и Предверхоанский мезозойскими, образовавшимися в киммерийскую эпоху складчатости.

## Методика

В работе применяется ряд методик, это Структурно-геоморфологический метод, основанный на анализе рельефа и четвертичных отложений, в основе которого строятся геолого-геоморфологические профили. По ним выделяются структурные уступы – поверхности выравнивания, как результат – структурно-геоморфологическая карта [Макаров, 1997]; 3D

геологическое моделирование основано на сборе скваженных данных и обработке в среде ArcGIS и RMS ROXAR [ALOS, geodisaster.ru], как результат – структурная модель; Линеаментный анализ [Полетаев, 2001] основан на статистическом определении максимумов из большого количества материалов, будь то трещины, оси напряжений или разломы; метод реконструкции сдвиговых неотектонических напряжений основан на дешифрировании мегатрещин – мелких прямолинейных элементов рельефа, и их группировании по палетке Гзовского, что в результате дает нам кинематику разрыва ориентировку максимального сжатия и растяжения. На нем остановимся подробнее.

Метод реконструкции сдвиговых тектонических напряжений [Sim, 1991] (структурно-геоморфологический метод) базируется на анализе закономерно ориентированных оперяющихся разрывов в зоне динамического влияния сдвигов, откартированных при полевом изучении и при моделировании сдвигов, обобщенных М.В. Гзовским. Фактическим материалом для этого метода служат данные дешифрирования линеаментов – предполагаемых сдвигов и мелких прямолинейных элементов рельефа (мегатрещин) вблизи него. Если их взаимные ориентировки как между собой, так и по отношению к линеаменту соответствуют ориентировкам оперяющихся разрывов в зоне сдвигов, то определяются горизонтальные ориентировки осей сжатия и растяжения, направление сдвигового перемещения по разлому и геодинамическая обстановка формирования разлома (дополнительного сжатия или растяжения). Возраст восстановленных структурно-геоморфологическим (СГ) методом стресс-состояний принимается за новейший и современный из-за выраженности мегатрещин в новейших и четвертичных отложениях. На рис. 2 показаны основные типы взаимных ориентировок оперяющихся разрывов и осей сдвиговых тектонических напряжений [Гзовский, 1975] которые можно восстановить предлагаемым методом.



**Рис. 2.** Парагенезис оперяющихся трещин в зоне сдвига [Гзовский, 1975], или «палетка Гзовского»  
 Варианты напряженного состояния при углах скальвания: близких к  $45^\circ$  (а),  $<45^\circ$  (б); обстановки дополнительного растяжения (в) и сжатия (г) – показаны в нижней части разломов стрелками, нормальными к плоскости разлома.  
 1 – разлом; 2 – трещина отрыва; 3, 4 – сколы с правой (3) и левой (4) сдвиговой кинематикой; 5, 6 – ориентация осей растяжения (5) и сжатия (6) в горизонтальной плоскости

Сотрудниками ИФЗ РАН разработан и успешно применяется программный пакет “SimSGM”. Реализован способ автоматического применения структурно-геоморфологического метода Л.А. Сим [Сим, 1991] [Гордеев, 2019]. Основной идеей при автоматизации дешифрирования является применение алгоритмов компьютерного зрения. На настоящий момент доступны дешифрирование карт высот, ручное дешифрирование с автоматической классификацией по Гзовскому, автоматический анализ спутниковых снимков. Программа находится на этапе усовершенствования.

### Неотектоническое строение северо-востока Сибирской платформы и обрамления

Новейшими структурами северного окончания Сибирской платформы являются Верхоянский ороген, Оленекское поднятие, кряж Чекановского, который плавно переходит в ступенеобразные поднятия и дельту реки Лена. Все структуры рассечены новейшими и реактивизированными в новейший этап разрывами. Разрывные структуры повторяют и облекают новейшие структуры. Новейшее поднятие состоящее из ступене-образных поднятий маркирует большой выступ в

дочетвертичных отложениях, оконтуривается системой разломов, уходящих в шельф (рис. 3). В новейший этап являются не унаследованными структурами так как по 3D цифровой модели видно, что кряж Чекановского и ступенеобразные поднятия не наблюдаются в фундаменте.

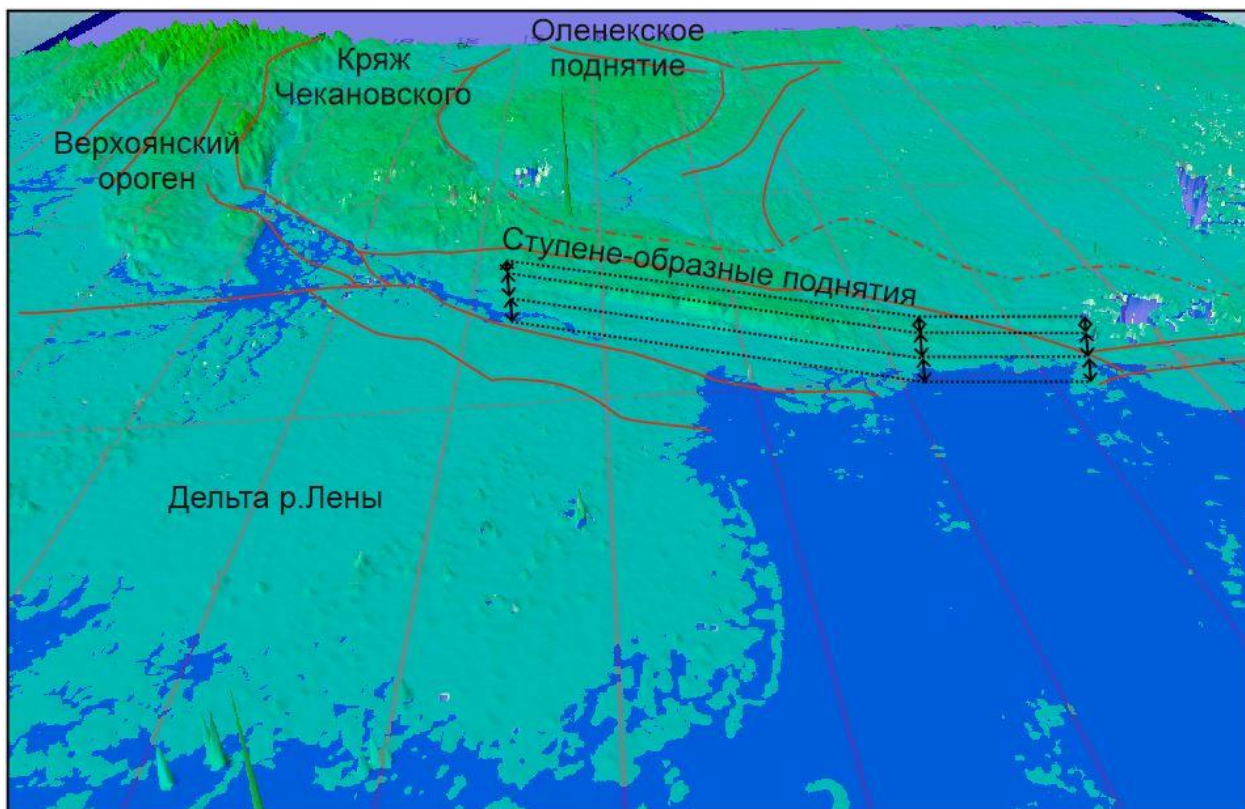
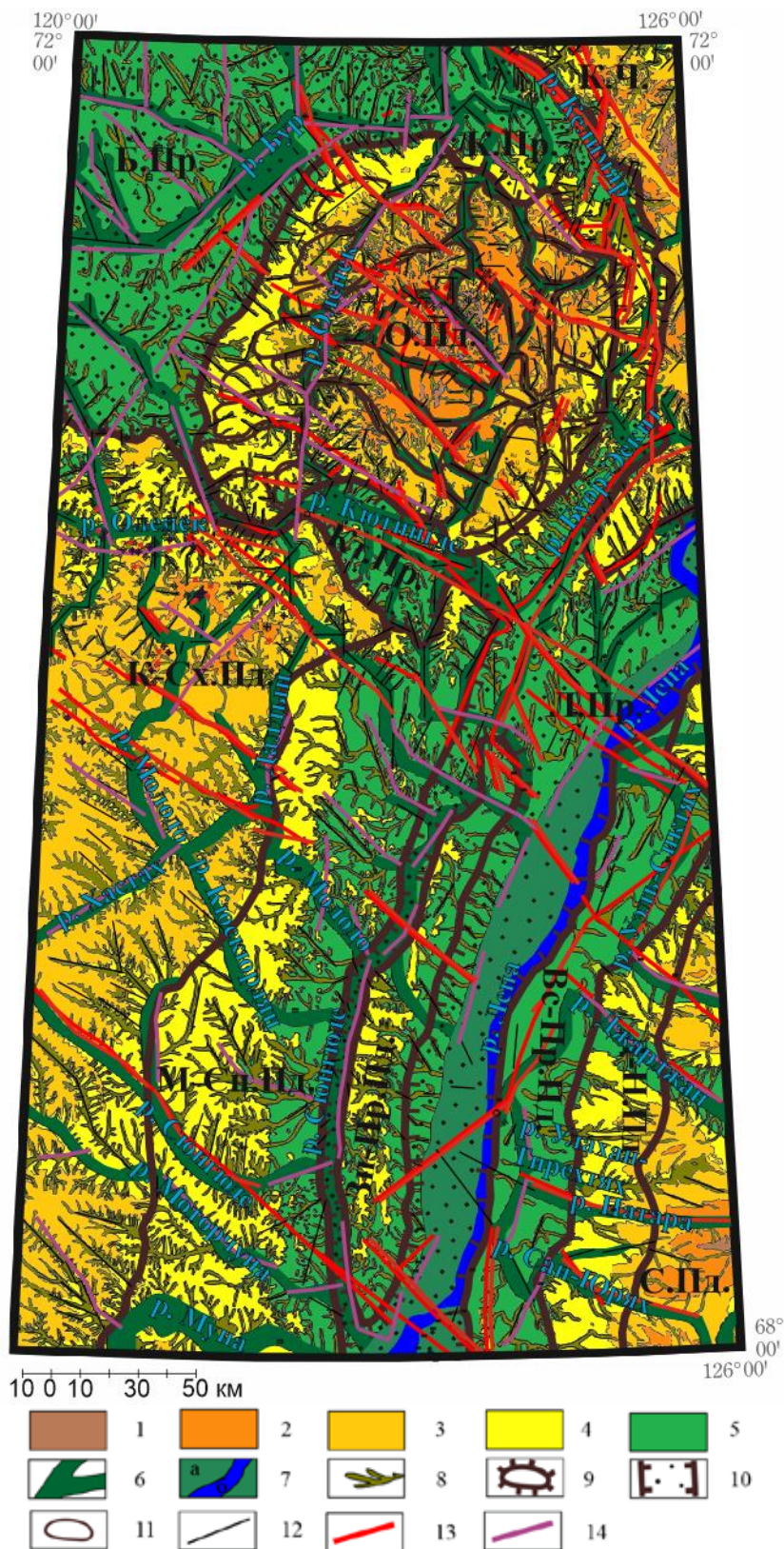


Рис. 3. 3D-геологическая модель рельефа.. Красные линии – разрывы, пунктиром – погребенные разрывы. Север схемы находится «внизу»

Нами были выявлены основные элементы новейшей структуры. Было установлено, что неотектонические структурные планы северной и южной части исследуемой территории в значительной степени отличаются. В северной части основной структурой является Оленекское сводовое поднятие, росту и развитию которого подчиняются Келимьярский и Бурский прогибы. На северо-востоке территории выделено новейшее поднятие Кряжа Чекановского. В строении южной части установлена субмеридиональная зональность новейших поднятий-ступеней, которые последовательно снижаются с запада и востока к Ленскому прогибу. В пределах центральной части района исследования выделены структуры Оленекского поднятия, Мунско-Суханское, Мунско-Сюнгюдинское и другие поднятия. Новейшие прогибы заняты речными долинами. Они разделяют новейшие поднятия. Впервые для этой территории построена детальная неотектоническая схема (рис. 4), на которой показаны главнейшие тектонические структуры.

Крупные структурные единицы разделены более мелкими группами брахиоморфных поднятий внутри крупных поднятий, а во впадинах активно развивается меандрирующая эрозионная сеть. Особенно четко выделяются три неотектонические структуры, такие как Оленекский свод, Мунское (Куойско-Суханское+Мунско-Сюнгюдинское поднятия) и северо-западное окончание Верхоянского хребта. Эти структуры являются рельефообразующими, так как все остальные новейшие структуры стремятся принять конформное строение, относительно трех перечисленных.

Далее в тексте в описании геодинамических реконструкций будет отдельно определено напряженное состояние каждой из структур.

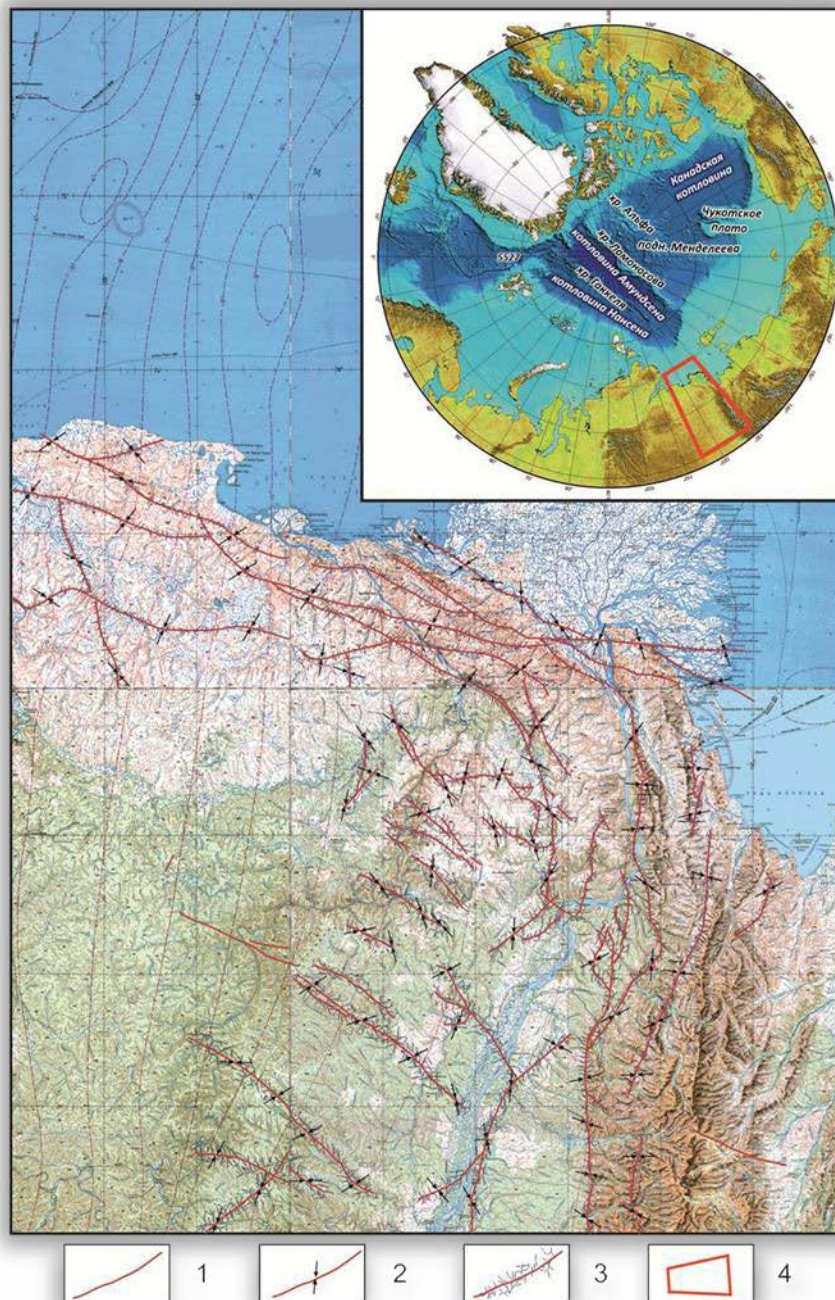


**Рис. 4.** Карта новейшей тектоники Северо-Востока Сибирской платформы, масштаба 1:500 000. Составили: Суханова Т.В., Гордеев Н.А.

1-5 – I Амплитуды поднятий (в метрах): 1 – 450-500; 2 – 350-450; 3 – 250-350; 4 – 150-250; 5 – 10-150; 6-8 – II Формы рельефа: 6 – долины крупных рек; 7 – а) пойма реки и б) русло р. Лена; 8 – эрозийная сеть; 9-12 – III Новейшие структуры: 9 – основные поднятия; 10 – основные прогибы; 11 – локальные поднятия; 12 – линеаменты; 13-14 – IV Структуры донеотектонические: 13 – разрывные нарушения; 14 – современные разрывные нарушения, дешифрируемые геоморфологическими методами. Буквами обозначены: в северной части: О.Пд. – Оленекское поднятие, К.Ч. – Кряж Чекановского, Б.Пр. – Бурский прогиб, К.Пр. – Келимярский прогиб, Кт.Пр. – Кюotingдинский прогиб; в южной части: К-Сх.Пд. – Куойско-Суханское поднятие, М-Сн.Пд. – Мунско-Снонгюдинское поднятие, Зп-Пр.Пд. – Западно-Приленское поднятие, Л.Пр. – Ленский прогиб, Вс-Пр.Пд. – Восточно-Приленское поднятие, Д-Н.Пд. – Джарджан-Натарское поднятие, С.Пд. – Собопольское поднятие

## Геодинамические реконструкции

Схема геодинамики всего района исследования 1: 1 000 000 масштаба (рис. 5) показывает основные закономерности формирования общего поля напряжения. Полученный результат по региональному субмеридиональному сжатию подкрепляется диаграммами разрывов и линеаментов, мегатрещин, так как центральный максимум осей сжатия лежит в створе острого угла мегатрещин, и по касательной  $35-45^\circ$  к главному простиранию по разломам.



**Рис. 5.** Общая схема напряжений на весь район исследований масштаба 1:1 000 000. На топографической подложке того же масштаба.

1 – разрывы ; 2 – главные оси сжатия (в горизонтальной плоскости); 3 – мегаштрихи, в области разрыва; 4 – район исследований на врезке со структурной схемой и рельефом в полярной проекции

Если рассматривать территорию с севера на юг, то становится заметна некоторая зональность. 1 зона это северная часть, включающая в себя Кряж Чекановского, ориентировки осей сжатия по большей части простираются на северо-восток, подчеркивая наведенный механизм воздействия раскрытия Хребта Гаккеля, и формирование грабенов в шельфе моря Лаптевых. 2 зона это Оленекское поднятие, Кряж Чекановского и впадины Бурская, Келемярская и Кютингдинская. Здесь главной структурой является Оленекское поднятие, развитию которого подчинены остальные

перечисленные структуры, это видно по ориентировкам осей сжатия, они расположены радиально-концентрически вокруг поднятия и хаотично в областях впадин. Зона это Мунское поднятие, Верхоянский ороген и Приленская впадина. Все структуры этой зоны вытянуты субмеридионально и формируют собой ансамбль ступенчатых поднятий, которые постепенно снижаются к руслу р. Лена, а со стороны Мунского поднятия формируют собой куэстообразные вытянутые поднятия, подчеркивая главенствующую роль развития современного Верхоянского хребта. Помимо перечисленных фактов рельефообразующих факторов можно подчеркнуть общую тенденцию расположения осей сжатия вдоль Верхоянского хребта, они с большей степенью выстраиваются субширотно.

## **Выводы**

Неотектонические напряжения на северо-восток Сибирской платформы охарактеризованы, как сдвиговое, субмеридиональное сжатие в горизонтальной плоскости.

Последний орогенический этап Верхоянского хребта имеет рельефообразующую роль на восточной окраине Сибирской платформы.

Влияние Арктического спрединга не распространяется дальше Кряжа Чекановского вглубь Сибирской платформы.

Оленекский свод имеет внутриплатформенный источник напряжения и имеет также, как Верхоянский хребет – рельефообразующую роль.

## **ЛИТЕРАТУРА**

1. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М. : Наука. 1975. 375 с.
2. *Гордеев Н.А., Молчанов А.Б.* Решение задачи по автоматизации структурно-геоморфологического метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим // Молодежная научно-практическая конференция XVI конференция студенческого научного общества "Современные исследования в геологии". Санкт-Петербург. Россия. 26-28 октября 2018. С. 9–11.
3. *Макаров В.И.* Некоторые проблемы изучения новейшей тектоники платформенных территорий (на примере Русской плиты) // Разведка и охрана недр. 1997. №1. С. 20–26.
4. *Полетаев А.И.* Линеаментный метод // Экологический вестник. 2001. № 3. С. 12–28.
5. *Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. вузов. геол. и разв. / Сим Л.А. 1991. № 10. С. 3–22.
6. *Сим Л.А., Маринин А.В., Брянцева Г.В., Гордеев Н.А.* Результаты изучения тектонических напряжений в регионах Северной Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, (3). С. 771–800. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0371.
7. [geodisaster.ru](http://geodisaster.ru)
8. [www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en](http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en)



## ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ, ДЕФОРМАЦИЙ И МЕСТНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИИ

Т.В. Гусева, И.С. Крупеникова, А.Н. Мокрова, Н.К. Розенберг

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия, guseva@ifz.ru, ik@ifz.ru, anmmok@ifz.ru, rosenna@ifz.ru

Рассматриваемый фрагмент Фенноскандии включает в себя часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП), в пределах которой расположен Балтийский щит – выступ докембрийского фундамента, имеющий блоковое строение, и характеризующийся слабой и средней сейсмической активностью. Современные тектонические движения и деформации земной коры российской части Фенноскандии изучены лучше, чем во многих других районах страны. Систематизированные данные о вертикальных движениях по результатам прецизионных повторных нивелирований и уровнемерных наблюдений представлены в публикациях и отчетах [Галаганов и др., 2009; Кафтан и др., 2005; Серебрякова, 2013].

Актуальной задачей геодинамики северо-запада Европы является исследование послеледникового поднятия. Кроме того, изучение и анализ современных движений, деформаций и сейсмичности необходимы в исследуемом регионе для повышения безопасности строительства и эксплуатации ответственных инженерных объектов, в том числе действующих и строящихся Кольской и Ленинградской АЭС.

Внедрение спутниковых технологий для изучения современных движений и деформаций земной коры на северо-западе РФ, начатое еще в конце прошлого века, продолжается и в настоящее время.

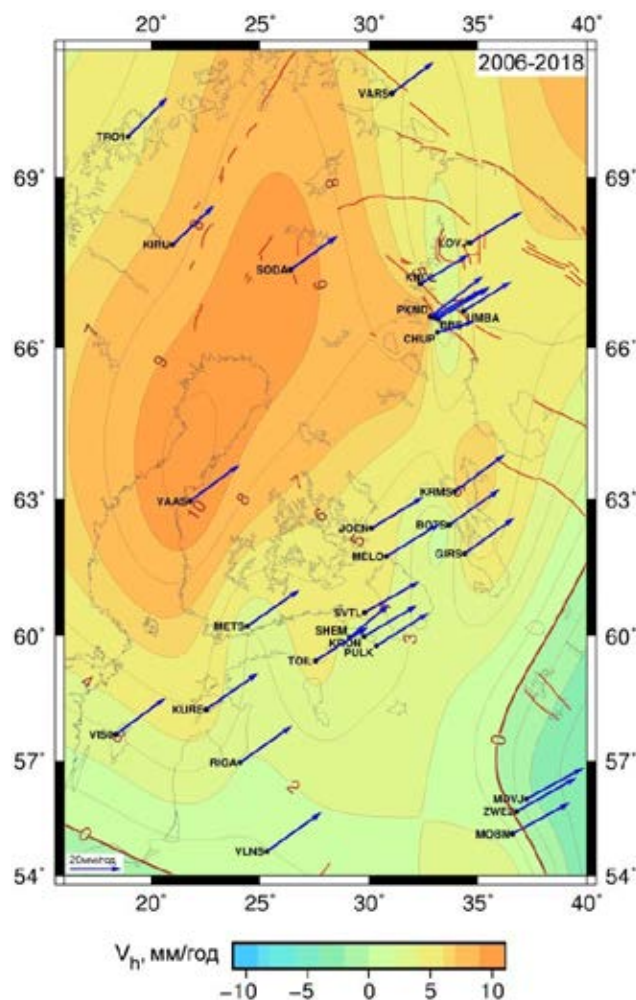
Несмотря на то, что спутниковые измерения позволяют изучать не только горизонтальные, но и вертикальные движения, полученные данные несколько отличаются от результатов высокоточного повторного нивелирования [Галаганов и др., 2009]. Тем не менее, оба метода, а также уровнемерные наблюдения и гравиметрические измерения ускорения силы тяжести [Kaftan, Mäkinen, 2019] подтверждают сводообразное поднятие Балтийского щита.

Рассматриваемые результаты получены сотрудниками ИФЗ РАН по наблюдениям ГНСС (глобальные навигационные спутниковые системы GPS/ГЛОНАСС) в ходе изучения современной региональной геодинамики российской части Фенноскандии и сопредельных территорий за период 2006-2018 гг.

В предлагаемом исследовании использованы данные, полученные на геодинамических полигонах в Карелии (наблюдения 2006-2018 гг.), Ленинградской области (наблюдения 2007-2018 гг.), а также с двадцати постоянно действующих станций Международной геодинамической сети (IGS) в России, Финляндии, Швеции и Норвегии. Также в исследовании были использованы данные трех циклов ГНСС измерений, проведенных в 2015-2018 гг. на пунктах геодинамического полигона, созданного на побережье Кандалакшского залива для изучения локальных движений в зоне активного грабена.

Повторные синхронные измерения GPS/ГЛОНАСС на региональной геодинамической ГНСС сети северо-запада России проводились ежегодно (или через год) в июле-августе сериями по 3-13 суток с помощью двухчастотных приемников *Javad Maxor* (интервал регистрации – 30 с). В результате обработки данных повторных измерений с использованием программного комплекса *Bernese* определены среднесуточные и средние на эпоху измерений геоцентрические и геодезические координаты пунктов в международной наземной системе координат ITRF 2008 и ITRF 2014. Среднеквадратическая случайная ошибка определения плановых координат в относительной системе отсчета с четырьмя опорными пунктами (KIRU, VIS0, SVTL, ZWE2), принимаемыми за неподвижные, составила в среднем 0.2 мм для закрепленных пунктов IGS и 0.3–0.5 мм – для определяемых пунктов. Полученные в результате расчета смещения плановых и высотных координат во времени относительно начальной эпохи измерений описываются линейной функцией с коэффициентом корреляции близким к единице.

Результаты линейной аппроксимации значений изменения координат за период 2006-2018 гг. свидетельствуют о том, что горизонтальные смещения пунктов ГНСС на исследуемой части Фенноскандии происходят в северо-восточном направлении со средней скоростью от 19.9 мм/год на севере региона до 23.9 мм/год на юге (рис. 1). Вертикальные движения отражают процесс сводового поднятия со скоростью до 10.4 мм/год (на российской территории не более 5–6 мм/год), [Галаганов и др., 2009; Гусева и др., 2016; Гусева и др., 2020;].



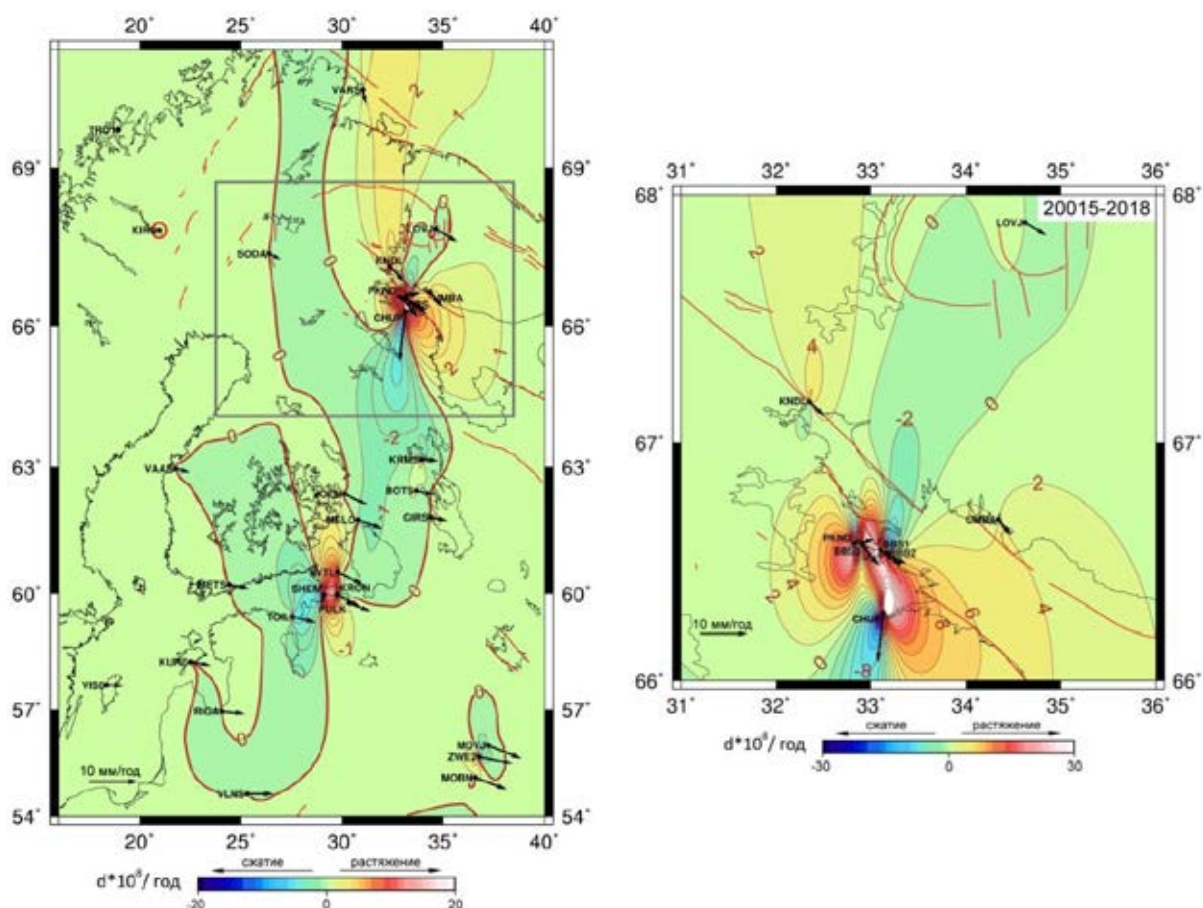
**Рис. 1.** Карта скоростей вертикальных (изолинии) и векторов горизонтальных (стрелки) движений за период 2006–2018 гг. в международной наземной системе координат ITRF. Красные линии – крупные разрывные нарушения

Значения скоростей горизонтальных движений в системе координат ITRF в значительной мере отражают движение Евразийской тектонической плиты. Для оценки значений горизонтальных движений в пределах исследуемого региона рассчитывались смещения относительно пункта KIRU, находящегося на северо-западе исследуемой территории (рис. 2). Внутрирегиональные скорости горизонтальных смещений, имеющих преимущественно юго-восточное направление, составляют от 0.8 мм/г на северо-западе до 5.8 мм/г на юго-востоке.

Используя координаты пунктов и их изменения, был рассчитан первый инвариант тензора деформаций для определения деформаций сжатия и растяжения за рассматриваемый временной интервал. Исходные измерения интерполировались на равномерную сетку с малым шагом, после чего выполнялось пространственное дифференцирование компонентов векторного поля по конечно-однородной сетке.

Деформационное поле региона отличается неравномерностью, протяженные зоны сжатия и растяжения сменяют друг друга. Значения деформаций изменяются в пределах от  $-0.8 \cdot 10^{-8}$  до  $1.6 \cdot 10^{-8}$  в год (рис. 2). Аномальные проявления деформационного поля выявлены для побережья западной части Финского залива и побережья Кандалакшского залива (рис. 2, *справа*).

Для оценки сейсмической активности исследуемого региона использовались данные каталога землетрясений, предоставленные Кольским филиалом Единой геофизической службы РАН, и каталога USGS (United States Geological Survey). За период 2000-2018 гг. в пределах рассматриваемой территории произошло 192 сейсмических события с магнитудами ( $M_s$ ) 0.7 – 4.1. В основном это слабые события с магнитудами до 3.3, кроме девяти – с  $M_s$  от 3.5 до 4.1. Расчет выделившейся в результате землетрясений сейсмической энергии проводился с помощью разработанного авторами программного обеспечения. Для сопоставления деформирования территории с сейсмической активностью использовался параметр количества выделившейся энергии землетрясений ( $E$ ), вычисленный из соотношения Гутенберга-Рихтера:  $\lg E = 1.5 \cdot M_s + 4.8$ .



**Рис. 2.** Карта скоростей площадных деформаций (изолинии) и векторов скоростей (стрелки) горизонтальных смещений относительно закрепленного пункта KIRU (отмечен красным кружком) для северо-западной части России (слева) и ее фрагмент для района Кандалакшского залива в более крупном масштабе (справа)

Территория была разбита на ячейки по 10 тыс. км<sup>2</sup>, для каждой из которых проведено суммирование сейсмической энергии всех землетрясений за 2000-2018 гг. Полученные суммарные значения присвоены центру каждой ячейки. Таким образом, был рассчитан поток сейсмической энергии  $P_E$ , Дж/год [Тарасов, Тарасова, 2011, 2019], площадное распределение которого представлено на рис. 3.

Распределение потока сейсмической энергии в пределах рассматриваемой области неоднородно. Большая интенсивность сейсмических проявлений характерна для сводового поднятия Фенноскандии. На западе сейсмическая активность проявляется в виде упорядоченной цепочки фрагментов меридиональной направленности со значениями  $P_E$  до  $10^{10}$  Дж/год; одна из них приурочена к зоне с растяжением до  $0.6 \cdot 10^{-8}$  в год. Со среднегодовыми скоростями потока сейсмической энергии  $P_E$  сопоставлялось деформирование территории. Обращают на себя внимание Кандалакшский залив и Балтийско-Ладожская область. В районе Кандалакшского залива повышенная сейсмическая активность сопутствовала аномальному проявлению деформационного поля. Балтийско-Ладожская область сейсмической активности, вытянутая в пространстве с юго-запада на северо-восток, где среднегодовые изменения потока сейсмической энергии  $P_E$  достигают значений  $10^6$  Дж/год, характеризуется переходом от деформаций сжатия к деформациям растяжения. Здесь можно отметить неполное совпадение аномальной деформации растяжения и повышенных изменений потока сейсмической энергии.

Таким образом, результаты выполненных исследований с использованием ГНСС технологий и анализа сейсмичности региона позволяют оценить современную тектоническую активность российской части Фенноскандии и особенности ее проявления в первое двадцатилетие текущего века.

Продолжается сводообразное поднятие Балтийского щита со скоростью до 10.4 мм/год. В пределах российской территории скорость поднятия достигает 6 мм/год, что подтверждается уменьшением значений ускорения силы тяжести по гравиметрическим измерениям.

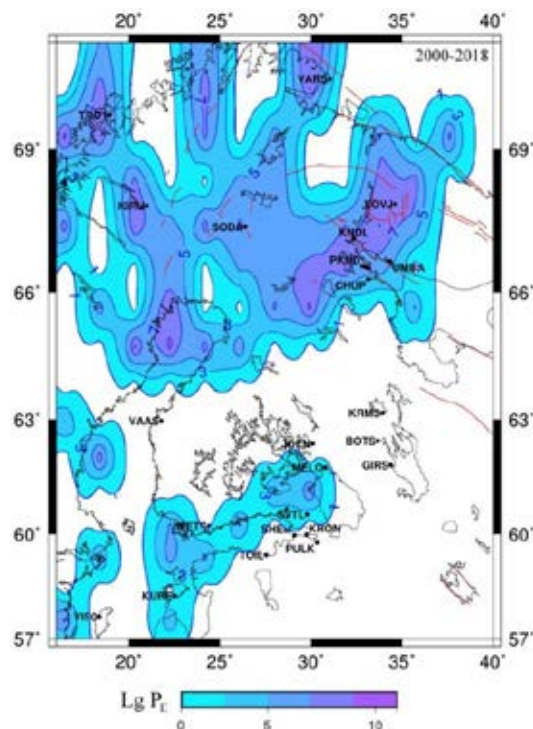


Рис 3. Распределение потока сейсмической энергии  $P_E$ , Дж/год за 2000-2018 гг.

Горизонтальные смещения пунктов ГНСС, происходящие в северо-восточном направлении со средней скоростью от 19.9 мм/год на севере до 23.9 мм/год на юге, отражают общий характер движения Евразии в системе ITRF. Местные внутриплитовые горизонтальные перемещения на юго-востоке рассматриваемого региона достигают 5.8 мм/год относительно принятого за неподвижный пункт на севере.

Использованная методика анализа деформирования земной коры выявила наличие чередующихся зон растяжения и сжатия со значениями деформаций от  $-0.8 \cdot 10^{-8}$  до  $1.6 \cdot 10^{-8}$  в год. Проявление сейсмичности в пределах рассматриваемой территории неоднородно – выделяются области, приуроченные как к зонам, переходным от растяжения к сжатию, так и к зонам растяжения. На западе выделяется область меридиональной направленности, где среднегодовые изменения потока сейсмической энергии  $P_E$  достигают значений  $10^{10}$  Дж/год, приуроченная к зоне растяжения с деформациями до  $0.6 \cdot 10^{-8}$  в год. Балтийско-Ладожская область сейсмической активности с  $P_E \sim 10^6$  Дж/год, вытянутая с юго-запада на северо-восток, приурочена к участку со сменой сжатия–растяжения и маркирует зону перехода от свода к платформе.

Предлагаемое сопоставление скоростей перемещений, деформаций и сейсмичности определяет количественные характеристики современной геодинамики исследуемого региона для конкретного временного интервала.

Работа выполнена в соответствии с планом госзаказа лаборатории 203.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Галаганов О., Горшков В., Гусева Т., Кузнецов Ю., Розенберг Н., Передерин В., Щербакова Н. Парадокс отличий в вертикальных движениях по данным определений разными методами // Геодезія, картографія і аерофотознімання. Львів. 2009. В. 71. С. 241–248.
2. Галаганов О.Н., Горшков В.Л., Гусева Т.В., Розенберг Н.К., Передерин В.П., Щербакова Н.В. Современные движения земной коры Ладого-Онежского региона по данным спутниковых и наземных измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8, № 2. С.130-136. [http://d33.infospace.ru/d33\\_conf/2011.html](http://d33.infospace.ru/d33_conf/2011.html)
3. Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Передерин В.П. Геодезический спутниковый мониторинг и сейсмическая активность северо-запада России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13, (5). С. 133–141.
4. Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Передерин В.П., Розенберг Н.К. // Геофизические исследования. 2020. Т. 21, (1). С. 24–32.

5. *Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г. Корчагина Е.Л.* Изучение геодинамики Балтийского региона и установление единой системы высот. М.: изд. НТО ЦНИИГАиК. 2005.
6. *Серебрякова Л.И.* Тектоника, сейсмичность и скорости современных вертикальных движений земной коры на северо-западе Восточно-Европейской платформы // Геодезия и картография. 2013. № 3. С. 47–57
7. *Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.* Влияние электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций, релаксация упругих напряжений, их активный мониторинг // Физика Земли. 2011. № 10. С. 82–96.
8. *Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.* Геодинамические последствия триггерного воздействия электромагнитных полей и взрывов на сейсмичность // Инженерная физика. 2019. № 8. С. 50–57.
9. *Kaftan V., Mäkinen J.* Fennoscandian uplift study as an example of Russian-Finnish cooperation in Arctic geodesy (Advisory) // Russian Journal of Earth Sciences. September 2019. Т. 19, (5). С. 1–8. DOI: 10.2205/2019ES000675

## НЕОТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ВОСТОКА ПЕРМСКОГО ПРИКАМЬЯ

В.М. Макеев<sup>1</sup>, И.В. Бондарь<sup>2</sup>, Д.Е. Трапезников<sup>3</sup>, Т.В. Суханова<sup>4</sup>, И.В. Коробова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

<sup>3</sup>Геологический институт УрО РАН, г. Пермь

<sup>4</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Пермское Приуралье, от широты г. Перми до Тиманского кряжа, находится в области сочленения разнотипных по морфологии и происхождению неотектонических (новейших) структур: Верхнекамского свода, Камского прогиба и Березниковско-Чердынское поднятия. Эти структуры является частью обширного Вятско-Камского поднятия Восточно-Европейской платформы (ВЕП), сопряженного на востоке со Средне- и Северо-Уральским горно-складчатым сооружением. Платформенные и орогенные структуры несогласно сочленяются по активному в новейшее время Западно-Уральскому разлому. Неотектонические структуры изучаемой территории исследуются с разных позиций, но в основном с т. зр. блоковой и разломной тектоники [Введенская, 1973; Копылов, 2019; Кудряшов, 2013; Сунцев и др., 2000; Трифонов, 1969]. Площадным изгибным структурам, сопряжено развивающимся с разрывными зонами, уделяется мало внимания, что приводит к существенной недооценки безопасности территорий особо сложных и опасных объектов. В этой связи актуальным является оценка геодинамической и геоэкологической безопасности территории Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС), расположенного в границах Пермского Прикамья, в связи с горно-геологическими и природно-техногенными проблемами [Барях, Санфиоров, 2012; Бондарь и др., 2017; Макеев и др. 2017; Трапезников, Чайковский, 2016; Осипов и др., 2014].

Неотектонические структуры развиваются на древнем основании (субстрате), который сформировался в герцинскую тектоно-магматическую эпоху. В это время образовались Предуральский краевой прогиб, звеном которого является Соликамская впадина (ВЛ). К западу от нее находится Камский (Коми-Пермяцкий) свод, к востоку – поднятие Уральского горно-складчатого сооружения (В.М.Проворов, 2003). На юге Соликамская впадина ограничена Косьюинско-Чусовской широтной седловиной, на простирании которой находится Пермская вершина. Эти две структуры являются элементом строения обширного Пермско-Башкирского свода. На севере Соликамская впадина ограничена Ксенофонтово-Колвинской седловиной, переходящей Тиманский кряж. Между Камским и Пермско-Башкирским сводами находится Чермозская седловина. К западу от сводов распространена обширная Верхнекамская впадина. От погребенной вершины Камского свода в восточном направлении поверхность кристаллического фундамента ВЕП полого снижается на расстоянии 175 км от -1.6 км (район рек Ужва и Лолог) до -4.0 км (район г. Березники). Уклон, отвечающий Прикамской (Кудымкарской) моноклинали, составляет здесь -10 м/км, что является типичным для платформенных структур. На поверхности фундамента залегают терригенно-карбонатные среднедевонские отложения, относящиеся к нефтематеринским. С конца перми и поныне рассматриваемая территория находится в континентальных условиях развития с образованием конэрозионных тектонических поднятий и прогибов.

В СВ части Пермского Прикамья в Березниковско-Соликамском районе были проведены детальные структурно-геоморфологические (неотектонические) и геодинамические исследования.

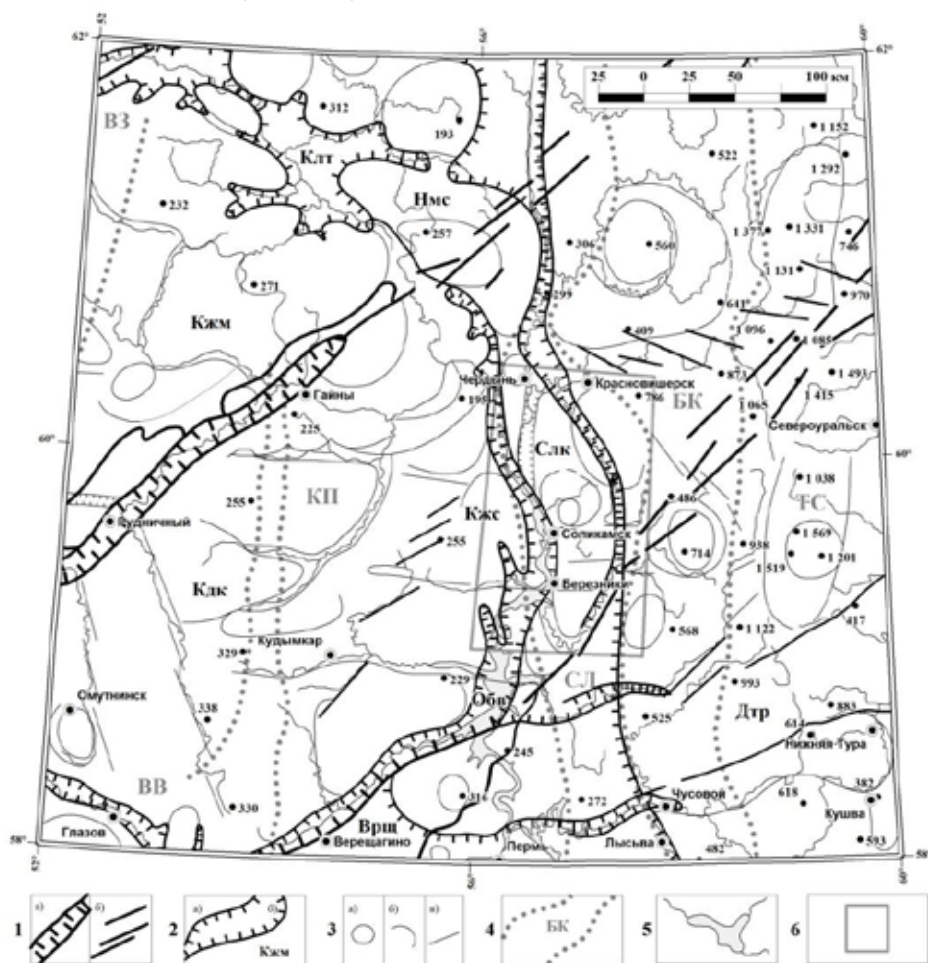
### Структурно-геодинамическая позиция Березниковско-Соликамского района в структурах Пермского Прикамья

Согласно структурно-геодинамическим исследованиям, Пермское Прикамье включает два неотектонических поднятия: 1) Верхнекамское и 2) Березниковско-Чердынское, разделенные Камским прогибом. На востоке находится Северо-Уральский средневысотный ороген с абс. отм. более 1000 м (рис. 1). Новейшие структуры пересекаются транзитными зонами с сейсмогенным характером развития на отдельных участках [Зубков, 2002].

1) Верхнекамское поднятие рассматривается как обширное изометричное, развивающееся на Камском погребенном своде, хорошо выраженном по кровле артинского яруса нижней перми. Его вершинная часть отвечает водоразделу в верховьях рек Камы и Белой (пос. Залазна, Омутнинск). Граница поднятия трассируется, наследующими ее участками рр. Кама, Вычегда, Сев. Кельтма, Обва и Лысьва. Обширное поднятие состоит из локальных поднятий: Кудымкарского (Кдк), Кажимского (Кжм) и Велвинского (Кжс), согласующихся с карельскими и докарельскими массивами

кристаллического фундамента ВЕП. Поднятия имеют свои вершины в виде овальных возвышенностей, склоны которых полого снижаются на восток в сторону рек Гординской Камы, Косы и Березниковской Камы, что указывает на западно-асимметричное их строение. Погребенная поверхность кристаллического фундамента – Кудымкарская моноклиналль – наклонена здесь на восток с –1600 м (Рудничный) до –5000 м (Березники) и более.

С Верхнекамским поднятием сопряжено развивается Камский (в районе гг. Березники, Соликамск и Чердынь) и др. прогибы (Клт, Обв), ооконтуривающие поднятие. В свою очередь Камский прогиб сопряжен на западе с Велвинским (Кжс), на востоке – с Березниковско-Чердынским (Слк на рис. 1) поднятиями, которые, согласно П.А. Софроницкому и др. (1982), приурочены к Камскому докарельскому (беломорскому) массиву кристаллического фундамента, ограниченного со всех сторон разломами. В пределах этих поднятий поверхность фундамента погружается с -3000 м (Кудымкар) до -6000 м (Кизел). Над самой погруженной частью фундамента (-5000 м) находится Соликамская впадина в границе кунгурской галогенной формации, содержащая уникальное месторождение калийных солей (ВКМКС).



**Рис. 1.** Неотектонический план Пермского Прикамья (предварительный).

1 – трансрегиональные (секущие) тектонические нарушения: а) шовного депрессионного типа, б) трещиноватого и разрывного типа. 2 – *Новейшие структуры.* Верхнекамское изометричное поднятие, дифференцированное на локальные поднятия и прогибы. *Поднятия:* Кажимское (Кжм), Омутнинское (?), Залазненское (?), Кудымкарское (Кдж) и Велвинское (Кжс), Соликамское (Березниковско-Чердынское) поднятие (Слк); *прогибы:* Косанский (?), Георгиевской Камы (?), Песковско-Белый (?). В пределах древней Вычегодской впадины (Притиманского прогиба) выделены: Немское поднятие (Нмс) и – Кельтменский (Клт) прогиб. В пределах древнего (герцинского) поперечного Краснокамско-Полазненского вала и Пермской вершины выделен Обванский прогиб (Обв). В пределах древней Косьювенско-Чусовской седловины, отвечающей границе Соликамской и Сылвинской впадин, выделены поднятия: Верещагинское (Врш), Добрянско-Верхнетурунское (Дтр). 3 – *Линейменты:* кольцевые а), дугообразные б) и прямолинейные в). Они уточняют строение основных новейших структур, их простирание и тенденцию развития. 4 – *Границы герцинских и более древних докембрийских структур:* Коми-Пермяцкий свод (КП), Соликамская впадина (СЛ), переходящая в Юрюзанский прогиб; Верхнекамская впадина (ВВ), Вятская зона дислокаций (ВЗ), выраженная Вятским валом, в основании которого находится Казанско-Сергиевский рифейский прогиб; Северо- и Средне-Уральские складчато-разрывные структуры: Басегско-Каменногорский (Кваркушинский) антиклинорий (БК), Тагильский (Центрально-Уральский) синклиний (ТС). Последний восточнее сопряжен с Восточно-Уральским антиклинорием, находящимся за пределами территории исследования. 5 – реки и озера. 6 – Березниковско-Соликамский район детальных исследований

С нашей точки зрения, Верхнекамское поднятие в районе Кудымкарской моноклинали формируется под влиянием тектоно-гравитационных деформаций. Автономный рост свода в условиях наклонной поверхности фундамента приводит к деформациям девонско-пермского осадочного чехла и формированию западно-асимметричных неотектонических поднятий (Кжс, Кдк, Залазненского) и прогибов (Георгиевской Камы, Косанского, Камского), выпуклых с запада на восток. Не исключено, что этим процессам подвергается Березниковско-Чердынское поднятие также выпуклое в сторону Урала. Новейшее (неоген-четвертичное) напряжение субширотного сжатия, связанное с поднятием Северо-Уральского орогена и его воздействием в западном направлении в сторону ВЕП ограничено зоной Красноуфимского разлома. В его пределах происходит сопряжение разнородных структур, что позволят отнести его к категории геодинамически активных зон.

2) Березниковско-Чердынское поднятие (Слк) в плане является выпуклым в сторону Урала. По простиранию в сторону Тиманского кряжа оно переходит в Немское и потом Жежимпармское поднятия, формирующиеся отчасти над Притиманским прогибом. На юге рассматриваемое поднятие ортогонально сочленяется с Добрянско-Верхнеуруинским поперечным поднятием, наследующим древнюю Косьвинско-Чусовскую седловину и Пермскую вершину. Ортогональное сочленение структур является причиной для концентрации здесь сейсмогенных напряжений. К западу Березниковско-Чердынское поднятие согласуется с Камским прогибом (район Березники, Соликамска, Чердыни), к востоку – с Яйвенским и Язвенским и др. прогибами. Выпуклость прогибов и поднятий также проявлена в рельефе западного склона Северо-Уральского орогена до меридиана г. Кизел, и вершин Молчанский Камень (713 м) и Помяненный Камень (780 м). Изгибность, возможно, связана с поднятым южным крылом Соликамского прогиба.

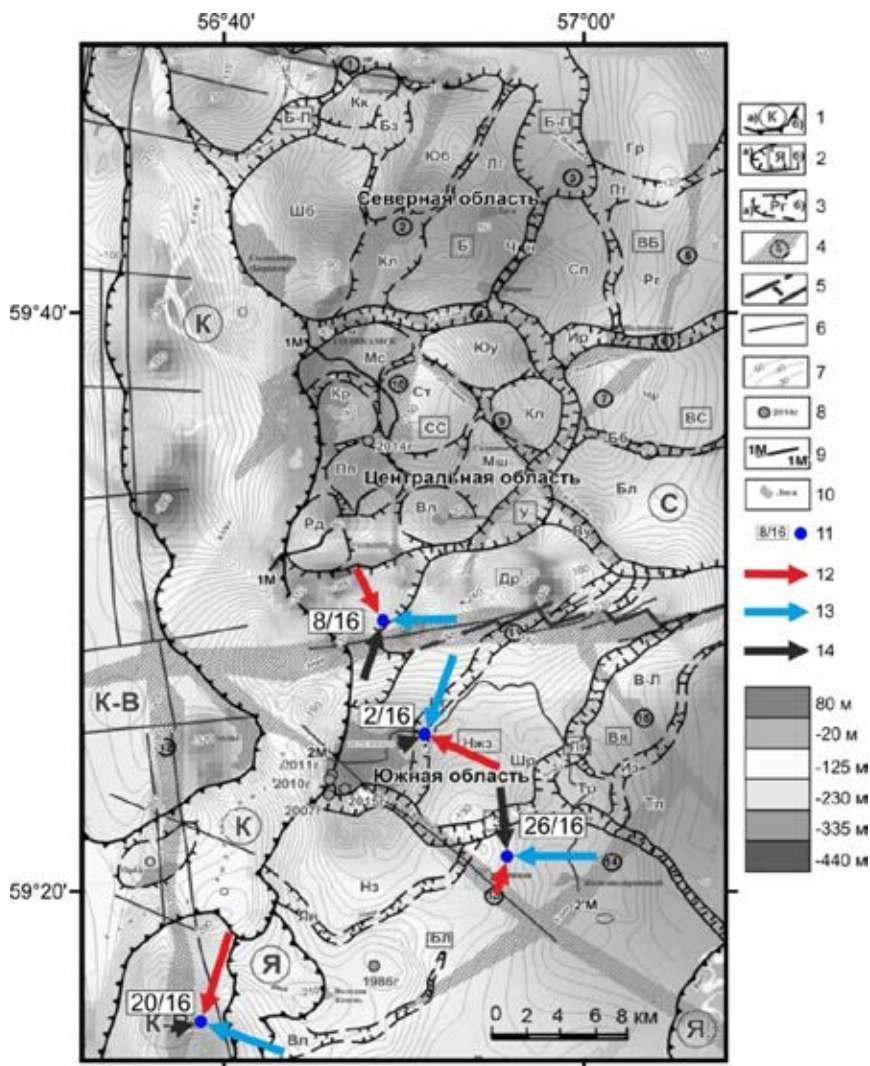
Пермское Прикамье пересекается двумя трансрегиональными зонами нарушений СВ простирания, уходящими за пределы рассматриваемой территории. На двух участках от пос. Рудничный до Гайны и рр. Лысьва и Обва эти зоны имеют шовно-депресссионный тип строения. По простиранию в пределах Немского поднятия, Тиманского кряжа, и особенно Северо-Уральского поднятия зоны переходят в зону сгущения тектонических линеаментов, косо секущих новейшие и соответственно герцинские структуры. Характерным для этих зон является образование валов-поднятий и коротких линеаментов в виде кулис, указывающих на формирование их в условиях напряжений сжатия со сдвигом. К югу за пределами Добрянско-Верхнеуруинского широтного поднятия развитие подобных транзитных зон не установлено. Это дает основание связать их образование со Дмитровско-Ветлужской буферной зоной ВЕП, пересекающей здесь Уральский ороген. Предполагается, что рассматриваемые зоны являются элементами ее строения. Буферная зона – это широтная граница сочленения северных (Фенноскандинавская) и южных (Альпийская) геодинамических систем [Макарова и др. 2017; Макеев и др., 2016]. Напряжения Фенноскандинавской системы ориентированы здесь в СЗ-ЮВ направлении. Их усилия распространяются с северо-запада со стороны Северных увалов в юго-восточном направлении до Добрянско-Верхнеуруинского поперечного поднятия. Под их влиянием формируются рассматриваемые транзитные зоны СВ простирания, Западно-Уральская и Красноуфимская субмеридиональные зоны, а также Тимано-Кокчетавская и др. зоны СЗ простирания [Зубков, 2002].

### **Неотектоника Березниковско-Соликамского района детальных исследований**

В рельефе самой древней поверхностью выравнивания является раннеплиоценовая. Ее образование предшествовало формированию Березниковско-Чердынского поднятия. Рост поднятия выразился во вложении в раннеплиоценовую поверхность позднеплиоценовой, затем эоплейстоценовой и раннеэоплейстоценовой поверхностей выравнивания. Дифференциация территории на локальные поднятия и понижения началась со времени образования трех надпойменных террас среднеэоплейстоценового (одна) и позднеэоплейстоценового (две) возраста. На поверхностях выравнивания сохранились флювиогляциальные зандровые отложения днепровской морены первой половины среднего эоплейстоцена, аккумулирующие в себе запасы пресных вод и, возможно, фильтрующихся по зонам трещиноватости.

Березниковско-Чердынское неотектоническое поднятие дифференцировано на три локальных поднятия: 1) Боровское, 2) Соликамско-Селянское, 3) Нижнезырянское (рис. 2). Последнее включает Балахонцевское поднятие [Бондарь и др. 2017; Макеев и др. 2016]. Локальные поднятия разделены субширотными зонами повышенной трещиноватости и разрывообразования: 1) Усолкинской, 2) Дуринской и 3) Боровской. Первая, наследуемая фрагментами рр. Усолка и Ирень, разделяет Боровское и Березниковско-Селянское поднятия, вторая – Соликамско-Селянское и Нижнезырянское поднятия. Третья зона расположена почти за пределами рассматриваемой территории.





**Рис. 2.** Неотектонические структуры Берзениковско-Соликамского района.

*Новейшие структуры:* 1 – региональные (буквы в кружках) а) поднятия: К-В – Камско-Вишерское, С – Соликамское; б) прогибы: К – Камский, Я – Яйвинский; 2 – *субрегиональные* (буквы в прямоугольниках) а) поднятия: Б – Боровское, СС – Соликамско-Селянское, ВБ – Восточно-Боровское, ВС – Восточно-Соликамское, Др – Дуринское, Нжз – Нижнезырянское, Вя – Верхнейайвинское, Бл – Балахонцевское; б) прогибы: Б-П – Боровско-Потымкинский, У – Усолкинский, Ир – Иренский, Ву – Верхнеусолкинский, 3 – Зырянский, Лг – Легчимский; 3 – *локальные структуры:* а) поднятия: Кк – Кокоркинское, ШБ – Шубинское, Юб – Южно-Боровское, Лг – Логское, Гр – Гребешковское, Сп – Северо-Половодовское, Мс – Малосоликамское, Кр – Коркинское, Пп – Поповское, Вл – Володинское, Рд – Родниковское, Ст – Студенское, Чр – Чуриновское, Бл – Бельское, Кл – Каменологское, Юу – Южно-Усолкинское, О – Орловское, Бр – Берзениковское, Шр – Шараповское, В-Л – Восточно-Легчимское, Тр – Троицкое, Тл – Талицкое, Нз – Новозырянское; б) прогибы: Бз – Безымянный, Кл – Клестовский, Пт – Потымкинский, Бб – Бубровский, Ир – Иренский, Чрн – Чернореченский, Ву – Верхнеусолкинский, Бг – Быгельский, Вл – Волимский, Из – Изверский, Лн – Ленвинский; ступени: Мш – Мешалкинская, Рг – Рогалинская. 4 – *линеamentные зоны* (цифры в кругах): 1 – Боровская, 2 – Клестовская, 3 – Чернореченская, 4 – Усолковская, 5 – Верхнеростовицкая, 6 – Ростовицкая, 7 – Верхнеусолковская, 8 – Бубровская, 9 – Селянская, 10 – Батуевская, 11 – Дуринская, 12 – Красноуфимская, 13 – Камско-Зырянская, 14 – Волимско-Уньвинская, 15 – Изверско-Легчимская. 5 – *новейшие разрывы* южного крыла Дуринского поднятия. 6 – *древние (донеотектонические) разломные зоны*. 7 – изолинии подошвы покровной каменной соли (ПКС). 8 – природно-техногенные провалы и год их образования. 9 – линии разрезов. 10 – населенные пункты. 11- точки полевых наблюдений. *Главные оси напряжений:* 12 – сжатия, 13 – растяжения, 14 – промежуточная. Оттенки серого цвета – абс. отметки ПКС

1) Боровское поднятие (Б) дифференцировано на малые по размеру поднятия СВ простирания (Лг, Юб), сопряженные с узкими прогибами (Бз, Чр, Б-П и др.). Развитие линейных структур осложнено Каменологской наложенной впадиной (Кл) и двумя куполами (ШБ, Кк). Боровско-Потымкинский прогиб (Б-П) окаймляет Боровское поднятие, подчеркивая тем самым его изометричное строение. Каменологская впадина, немного смещенная к югу относительно центра рассматриваемого поднятия, является обращенной относительно приподнятой погребенной покровной каменной соли (ПКС) (абс. отм. +22-27 м). Согласно буровым данным, калийно-магниевая залежь здесь выщелочена, что позволяет считать впадину эрозионно-тектонической. Погребенное

поднятие сопряжено с поднятиями ПКС, выстраивающимися вокруг него в виде кольца. В этой связи Боровское поднятие рассматривается как концентрическое.

2) Соликамско-Селянское поднятие (СС) в целом имеет радиально-концентрическое строение, подчеркиваемое развитыми на его склонах разновозрастными поверхностями выравнивания и речными надпойменными террасами. В центральной части поднятия расположен Студенский купол (Ст), вокруг которого образовано кольцо из формирующихся куполов (Мс, Юу, Кл, Мш, Вл, Пп, Кр). Срединный купол формируется над относительно опущенной подошвой ПКС (-152 м), что является специфической особенностью неотектонических структур ВКМКС. Границей радиально-концентрического поднятия является опоясывающий его прогиб, унаследованный р. Усолка.

3) Нижнезырянское (Нжз) и Балохонцевское (Бл) поднятия дифференцированы на относительно небольшие по размеру поднятия и прогибы, которые в целом не выдержаны по простиранию. Прогибы (Вл, Лн, Лг и др.) являются изогнутыми к югу, подчеркивающими периклинальное замыкание Соликамско-Чердынской структуры. Поднятия (Нз, Шр, Вл и др.) имеют западную асимметрию: у них снижение абс. высот происходит к югу в соответствии с наклоном кровли ПКС. Исключением является Березниковское (Бр) поднятие, частично наследующее соляной купол, выраженный по подошве ПКС. К узлу пересечения трех структур (К, З, БР) и линеamentной зоны приурочено несколько природно-техногенных провалов, произошедших в 2007, 2010 и 2011 гг.

Таким образом, Березниковско-Чердынское неотектоническое поднятие имеет обратное соотношение с Соликамской герцинской впадиной. С положительной формой поднятия согласуется кровля раннепермской соляной толщи, однако ее подошва, наоборот, является зеркальной и согласной с подошвой древней впадины. Локальные структуры развиваются преимущественно при участии процессов галокинеза. Рост соляных куполов и деформации земной поверхности могут привести к развитию трещин растяжения, что может сопровождаться интенсивной инфильтрацией поверхностных и грунтовых вод в надсоляную и, возможно, в соляную толщу. На это указывают наличие в районе так называемых «слепых» русел и ложбин. Процесс водообмена поверхностных и подземных вод может привести к эрозии сводовой части соляных куполов и к развитию в них карстовых полостей, заполненных водой и глиной. Замкнутые на себя впадины, особенно хорошо выраженные в рельефе, являются вместилищем пресных грунтовых вод. Длительное их сохранение также приводит к инфильтрации воды в соляную толщу.

### **Результаты дешифрирования линеamentов**

На основе дешифрирования космоснимков и цифровых моделей рельефа выделены три принципиальных линеamentных зоны 1) Дуринская (11), 2) Камско-Зырянская (13) и 3) Красноуфимская (12). Согласно полевым наблюдениям, они рассматриваются как современные (голоценовые) зоны повышенной трещиноватости и разрывообразования.

1) Дуринская линеamentная зона согласуется с одноименной раннепермской сбросовой зоной. На месте древней сбросовой зоны в рельефе выделяются линеamentы СВ простирания и вал, состоящий из ряда правокулисных локальных складок, коротких сбросовых разрывов. Линеamentная зона протягивается с правобережья Камы на ее левый берег, и далее в восточном направлении в сторону Урала. Линеamentы в западной и центральной частях Дуринской зоны по простиранию надстраивают и как бы продолжают друг друга, а в восточной части они образуют эшелонированные ряды правых кулис.

2) Камско-Зырянская линеamentная зона СЗ простирания согласуется с древним Зырянским разломом, наличие которого поныне оспаривается. Она наследуется протяженным (более 5 км) участком р. Кама (от поселка Пыскор до Усоля) и фрагментом р. Зырянка коленообразного типа и эрозионными формами рельефа. Такие изгибы рек Камы и Зырянки рассматриваются как возможные признаки современных сдвиговых деформаций. Рассматриваемая зона может являться причиной образования природно-техногенных провалов на руднике БКПРУ-1.

3) Красноуфимская линеamentная зона согласуется с одноименной протерозойской сбросовой зоной субмеридионального простирания, которая была активизирована в раннесоликамское время с образованием множества сопутствующих трещин [Трапезников, Чайковский, 2016]. По разломной зоне проводится граница Коми-Пермяцкого свода и Соликамской впадины. Рассматриваемая зона ярко проявлена на право- и левобережье Камы в виде цепи валообразных возвышенностей, которые пересекаются разнотипными линеamentами. Одна часть из них является протяженной, согласной с разломом, другая часть представлена короткими секущими линеamentами, которые могут образовывать левокулисные ряды.

## Результаты исследований современных полей напряжений

В линейных зонах и, главным образом, в карьерах, вскрывших коренные терригенно-карбонатные нижнепермские отложения, включая четвертичные, были проведены исследования дизъюнктивных нарушений с целью определения современного поля напряжений. Согласно методу катакластического анализа разрывных смещений [Ребецкий и др., 2017], пространственная ориентировка зеркал скольжения была измерена в четырех точках наблюдений: №2, 8, 20 и 26.

1) На северо-восточной окраине г. Березники (т.н. №2) ось главного сжатия имеет северо-западную ориентацию (СЗ) с падением под углом  $18^{\circ}$  относительно горизонта. Главная ось растяжения ориентирована в юг-юго-западном направлении (Ю-ЮЗ) под углом  $15^{\circ}$ . Промежуточная ось является практически вертикальной. При наличии субширотных зон вещественно-структурных неоднородностей подобное расположение главных осей сжатия и растяжения, как правило, вызывает правосдвиговые деформации, что подтверждается наличием в Дуринской субширотной зоне правосторонних кулисных линейных элементов.

2) У дер. Дурино (т.н. №8) ось сжатия является практически одинаковой по ориентации с осью сжатия т.н. №2, но она имеет более крутой угол падения  $40^{\circ}$ . Ось растяжения субширотная, ее падение составляет  $38^{\circ}$  на запад. Промежуточная ось падает на СВ под углом  $30^{\circ}$ . Крутое падение осей напряжений может указывать на необычную сдвиговую обстановку в субвертикальной плоскости по типу правостороннего «взреза». Учитывая, что т.н. №2 и №8 находятся в пределах Дуринской субширотной зоны можно утверждать, что главные напряжения сжатия являются причиной развития в ней валов и правосдвиговых смещений.

3) На правом берегу устья р. Яйвы (т.н. №20) ось сжатия падает на Ю-ЮЗ под углом  $10^{\circ}$ , главная ось растяжения – на СЗ и также под углом  $10^{\circ}$ . Промежуточная ось является как обычно субвертикальной и составляет  $85^{\circ}$ . Такое соотношение главных осей напряжений, может приводить к левосдвиговым деформациям относительно широко развитых здесь левокулисных валов, приуроченных к Красноуфимской разломной зоне. Для более реальной характеристики полей напряжений, действующих в Красноуфимской зоне, в ней необходимы дополнительные исследования дизъюнктивных нарушений.

4) В отличие от других точек наблюдения, у г. Железнодорожный (т.н. №26) ось сжатия является субвертикальной, а оси растяжения и промежуточная являются субгоризонтальными. В рассмотренных выше трех точках наблюдения субвертикальное положение обычно занимает промежуточная ось, что является обычным. В рассматриваемом районе погребенная подошва ПКС является опущенной и по условиям соотношения с рельефом может быть сопоставлена со Студенским поднятием. Обратное соотношение структурных форм является специфическим для тектонических структур и может рассматриваться как проявление галокинеза.

С нашей точки зрения, различие ориентаций главных осей напряжений связано с приуроченностью их к различным по происхождению структурам. В Дуринской и, возможно, Боровской субширотных зонах ныне происходят правосдвиговые смещения в условиях диагонального (косого) сжатия. При этом в Боровской зоне древние левосторонние кулисы испытывают ныне правосдвиговые смещения, что приводит к их раскрытию и развитию вдоль зоны эрозионных процессов, т.е. понижения. В Дуринской зоне, наоборот, древние правосторонние кулисы подвергаются ныне правосторонним смещениям, что приводит к образованию валов-поднятий.

*Таким образом*, изгибные и разрывные неотектонические структуры Пермского Прикамья, включая Березниковско-Соликамский район, характеризуются следующими геодинамическими условиями формирования. Над Соликамским герцинским прогибом в новейшее время формируется Березниковско-Чердынское относительно пологое поднятие (ампл. 250 м) позднеплиоценового возраста. Со среднечетвертичного времени поднятие испытывает дифференцированные движения, приводимые к формированию локальных поднятий и прогибов. Развитие разнопорядковых структур происходит под воздействием региональных и локальных полей напряжений. Региональные напряжения характеризуются СЗ-ЮВ сжатием, ориентированным диагонально относительно субмеридиональных древних вещественно-структурных неоднородностей (разломных зон и складок), что приводит к интенсивным левосдвиговым деформациям. Под влиянием этих напряжений активизируются внутриплатформенные глубинные источники напряжений, вызывающих рост Верхнекамского изометричного поднятия. Это приводит к развитию на его склонах тектоно-гравитационных деформаций. На ВКМКС локальные напряжения обусловлены процессами галокинеза, возможно, при участии уральского субширотного сжатия, устанавливаемого до границ Красноуфимской геодинамически активной зоны. В этой связи выделено несколько специфических поднятий и прогибов, отнесенных к категории обращенных, связанных с соляной тектоникой.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Барях А.А., Санфиоров И.А.* О природе провалов на земной поверхности после затопления первого Березниковского рудника. Сб. науч. тр. «Стратегия и процессы освоения георесурсов». Вып. 10. ГИ УрО РАН. Пермь. 2012. С. 65-68.
2. *Бондарь И.В., Макарова Н.В., Суханова Т.В., Макеев В.М., Коробова В.М.* Новейшие движения и геодинамика южной части Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей (Пермский край) // *Материалы пятой молодежной тектонофизической школы-семинара: Современная тектонофизика. Методы и результаты.* М.: ИФЗ РАН. 2017. С. 190–198.
3. *Введенская Н.В., Болонкин П.Ф., Голубева П.П., Спиринов Л.Н.* Древние долины и аллювиальные отложения в среднем течении Камы // *Учен. зап-ки Перм. ун-та.* 1967. № 170. С.104–130.
4. *Зубков А.В.* Напряженное состояние земной коры Урала // *Литосфера.* 2002. № 3. С. 3-18.
5. *Копылов И.С.* Морфонеотектоническая система оценки геодинамической активности. Пермь, 2019. <http://www.psu.ru/files/docs/science/books/mono/kopylov-morfoneotektonicheskaya-sistema-ocenki-geodinamicheskoy-aktivnosti.pdf>.
6. *Введенская Н.В.* Планетарно-тектоническая трещиноватость, ее структурное, стратиграфическое и поисковое значение // *Применение аэрогеологических и морфометрических методов для изучения неотектоники и глубинного строения Русской платформы.* Воронеж: ВГУ. 1973. С. 88–91.
7. *Сунцев А.С., Леонова-Вендеровская З.А., Денисов М. И., Черткова И. И.* Структурная геология и геологическое картирование. Геологическое строение района г. Перми: Пермь: Перм. ун-т, 2000. С. 102.
8. *Кудряшов А.И.* Верхнекамское месторождение солей. 2-е изд. М.: Эпсилон Плюс. 2013.
9. *Макеев В.М., Дорожко А.Л., Мамаев Ю.А., Макарова Н.В., Суханова Т.В., Коробова И.В., Бондарь И.В.* Неотектоника южной части Верхнекамского месторождения калийных солей в связи с обеспечением геодинамической безопасности рудников // *Сергеевские чтения.* М.: РУДН. 2017. В. 19. С. 101–107.
10. *Макеев В.М., Макарова Н.В., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Коробова И.В., Бондарь И.В.* Неотектоника и современная геодинамика территории Верхнекамского месторождения калийных солей // *Вестник Пермского университета. Серия «Геология».* 2017. № 4.
11. *Макеев В.М.* Структурно-геодинамические условия устойчивости территорий особо опасных и технически сложных объектов на древних платформах / Автореф. доктора геол.-мин. наук. Москва. 2015. 50 с.
12. *Осипов В.И., Барях А.А., Санфиоров И.А., Мамаев Ю.А., Ястребов А.А.* Карстовая опасность при затоплении калийного рудника в г. Березники Пермского края // *Геоэкология.* 2014. № 4. С. 356–361.
13. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: ГЕОС. 2017. 225 с.
14. *Трапезников Д.Е., Чайковский И.И.* О строении и природе Дуринского прогиба на Верхнекамском месторождении солей. // *Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ.* Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2016. Т. 2. С. 271-275.
15. *Трифонов В.П.* Новейшая тектоника Урала. Геология СССР. Т. XII, ч. 1, кн. 2. М.: Недра. 1969. С. 205–240.
16. *Чайковский И.И.* Типизация основных механизмов соляной тектоники мира: Верхнекамское месторождение как эталон многоэтапного гравитационного скольжения // *Вестник Пермского университета.* 2013. № 1. С. 18–37.

# ЧИСЛЕННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ФЕННОСКАНДИИ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ SVEKA

Д.С. Мягков

ИФЗ РАН, Москва, dsm@ifz.ru

## Введение

Напряжённое состояние значительной части Фенноскандии характеризуется наличием обстановки горизонтального сжатия. В данной работе рассматривается один из вероятных механизмов генерации избыточных напряжений горизонтального сжатия, связанный с экзогенными процессами (денудационно-аккумулятивными). Физический механизм связи подобного рода процессов и формирования аномальных напряжений горизонтального сжатия подробно рассмотрен в работе [Ребецкий и др., 2017]. В данной работе представлены результаты численного моделирования. Построена геодинамическая модель формирования гравитационных напряжений в коре Фенноскандии вдоль профиля SVEKA и, на базе данной модели, реализован вышеописанный механизм экзогенного формирования аномального напряжённого состояния коры региона.

## Создание геомеханической численной модели

При построении модели использовались разнообразные геофизические данные вдоль профиля SVEKA [Varentsov et al, 2002; Korja et al., 2006; Glaznev, 2003; Moisiso & Kaikkonen, 2004]. Геометрия модели показана на рис. 1. На рис. 2 представлены амплитуды рельефа вдоль SVEKA. Размеры модели: мощность - 70 км, длина - 850 км, ориентация - с юго-востока на северо-запад (по профилю SVEKA). Границы между основными телами (слоями) модели основаны на сейсмических данных [Luosto, 1984].

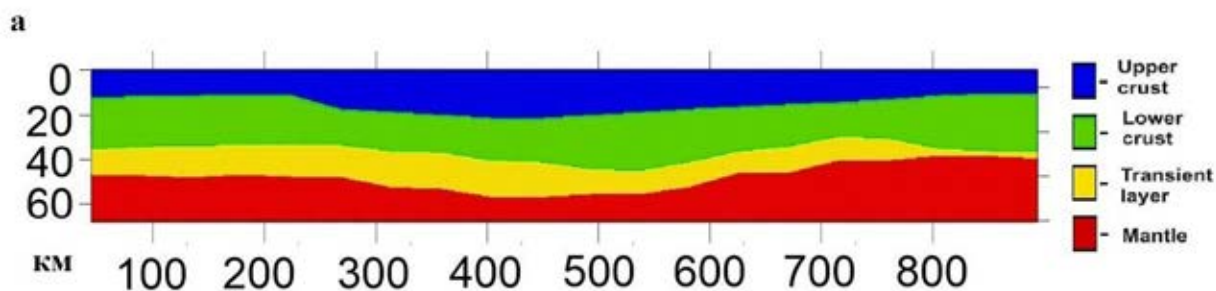


Рис. 1. Общая геометрия стартовой модели, сформированная путем обобщения геофизических данных [Глазнев, 2003].

Двумерная модель состоит из 4 элементов, в каждом из которых происходит некоторая латеральная вариация свойств относительно средних значений. Основные тела (слои) модели и их средние параметры приведены в табл. 1. Они соответствуют Верхней, Нижней коре, переходному слою (аналогичному таковому в работе [Glaznev, 2003]) и Верхней мантии.

Значения когезии и коэффициента угла внутреннего трения приведены в таблице 1 с учетом данных по тепловому полю, по геоэлектрическому разрезу [Korja et al., 2002; Korya, Lahti, Pedersen, 2006; Zhamaletdinov, 2011, Zhamaletdinov, Petrishchev, 2015] и относительно часто используемых значений в аналогичных численных моделях [Rebetsky et al., 2018]. Коэффициент угла внутреннего трения был эффективно оценен с учетом влияния жидкости. Мантия рассматривалась как тело с законом пластичности Мизеса, соответственно коэффициент угла внутреннего трения принимался равным нулю.

Модель на рисунке 6 состоит из идентичных ячеек размером 500x500 м, общее количество ячеек составляет 238 000. Моделирование проводилось по методике, разработанной Уилкинсом для исследования упругопластических тел [Уилкинс, 1972] и усовершенствованной Ю.П. Стефановым [Стефанов, 2005] для применения в геомеханике. Особенности данного подхода являются использование явной конечно-разностной схемы и запись уравнений движения в динамической форме, с дальнейшей адаптацией для описания квазистатических процессов. Тела модели

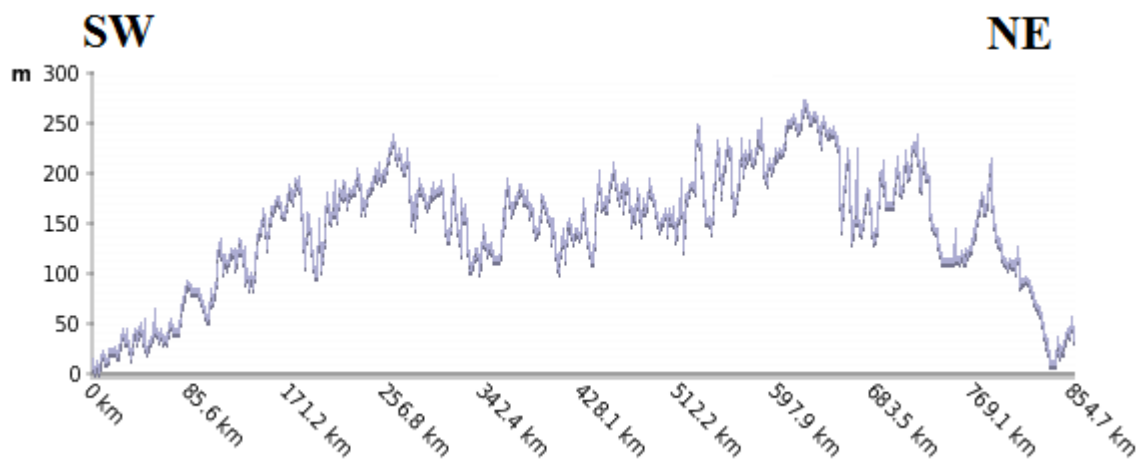
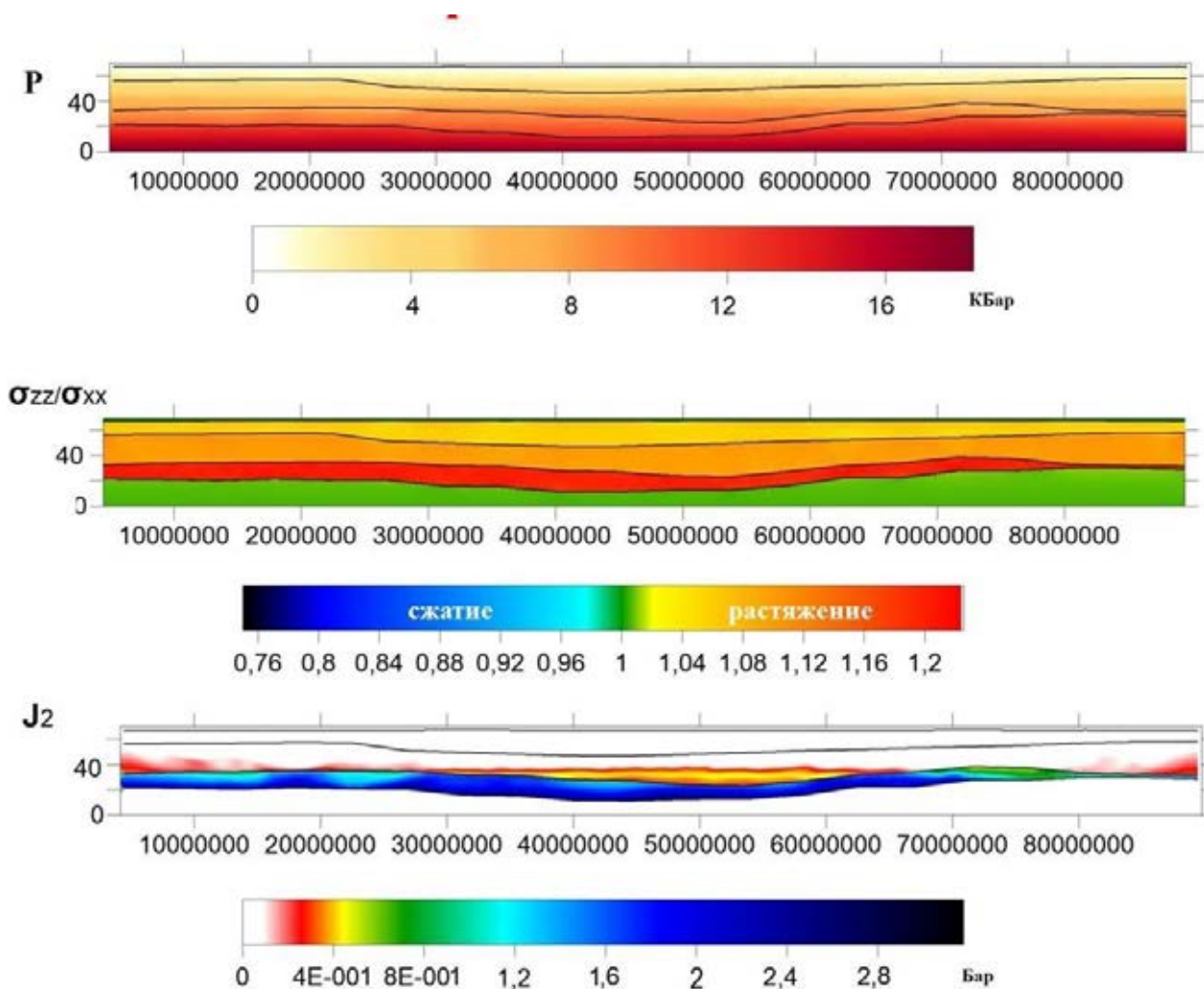


Рис. 2. Амплитуды современного рельефа по профилю SVEKA

рассматриваются как упруго-пластические, а не вязкие, для более соответствующего геодинамическим процессам учёта пластичности, используется неассоциированный упруго-пластический закон течения Друкера-Прагера-Николаевского [Drukker & Prager, 1975; Nikolaevsky, 1972] там, где, в действительности, имеют место катакластические процессы, для описания истинной пластичности в мантии используется закон Мизеса. Учитывается (в приближённой форме) флюидонасыщенность в форме соответствующих добавок к прочностным параметрам среды. Для коровой части помимо параметров, указанных в табл. 1, введен параметр «коэффициент дилатансии», равный 0,3. Граница Мохо в центральной части профиля (в области 300–400 км на рис. 1) опускается до глубины 55–60 км со средними значениями 44 км на юго-западе и 38 км на северо-востоке [Pavlenkova, 2006, Sharov & Mitriofanov, 2014]. Следует отметить, что перепад высоты рельефа на профиле SVAKA составляет около 200 м, что определяет наличие пониженных значений давления в центральной части модели на рис. 3.

Таблица 1. Средние значения параметров по модельным слоям.

Слой	гранитно-метаморфический	гранулитобазитовый	переходный слой	Верхняя мантия
Плотность, г/см <sup>3</sup>	2.79	2.98	3.11	3.32
V <sub>p</sub> , км/с	6.20	6.73	7.51	8.10
V <sub>s</sub> , км/с	3.58	3.85	4.34	4.68
kα	0.05	0.10	0.12	0
Когезия, бар	16	31	38	50



**Рис. 3.** Результаты моделирования для нагружения массовыми гравитационными силами. На рисунке в реальном масштабе представлены (сверху вниз) рассчитанное поле давления, соотношение вертикальных и горизонтальных нормальных напряжений в модели и максимальные касательные напряжения в коре (в форме второго инварианта тензора напряжений в степени 0.5). Поверх рассчитанных значений нанесены линии, разделяющие основные слои модели, указанные на рис. 1.

### Результаты моделирования

Напряженно-деформированное состояние модели, которая формируется под действием силы тяжести, было рассчитано на основе выбранных параметров и геометрии, сформированной на рис. 3. Результаты моделирования воздействия денудационных процессов представлены на рис. 4. Верхняя часть рисунка 1 показывает структуру напряженного состояния в виде отношения вертикального и горизонтального нормального напряжения (которое в двумерной формулировке характеризует положение основных осей). В мантии с угловым коэффициентом, равным нулю, соотношение рассматриваемых компонентов регулярно получается равным единице. Земная кора находится в режиме вертикального сжатия, соотношение вертикальных и боковых напряжений в ней возрастает с 1,07 до 1,2. Локальные зоны горизонтального сжатия наблюдаются в некоторых случаях под действием только массовых сил в зонах градиентного рельефа [Rebetsky et al., 2018]. В этом случае вся земная кора находится в состоянии вертикального сжатия. Нижняя часть рисунка 15 показывает интенсивность касательных напряжений в форме второго инварианта тензора напряжений. После введение процесса денудации (амплитуда – 600 м) в Верхней коре формируются отчётливо прослеживаемые области преобладания горизонтальных нормальных напряжений над вертикальными (рис. 4). Механизм их формирования описан в работе [Ребецкий и др., 2017]. Данная ситуация является достаточно характерной для Балтийского щита.

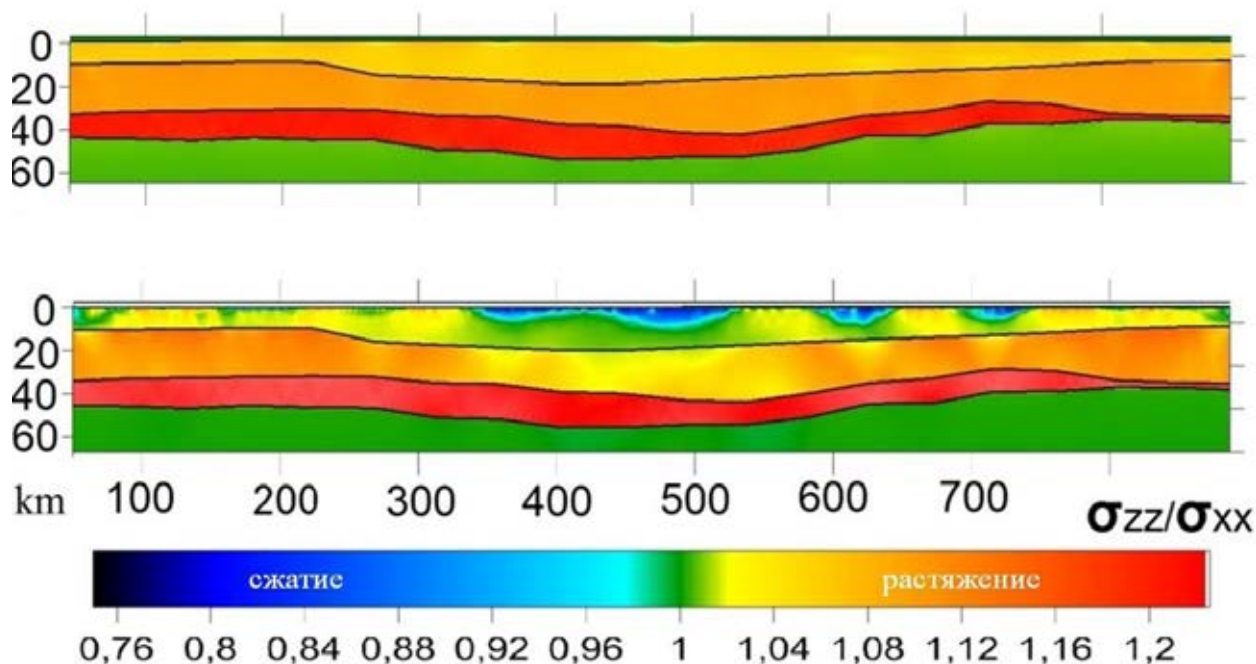


Рис. 4. Отношение вертикальной и горизонтальной нормалей напряжения в модели (результаты моделирования влияния денудации).

## Выводы

Рассмотрены элементы геодинамического анализа строения земной коры по профилю SVEKA. Показано ярко выраженное преобладание аномальных  $\sigma_{xx}$  напряжений в верхней части коры в области сноса геоматериала при достаточной амплитуде денудации (в среднем от 0.5 км). Это доказывает, что данный механизм генерации напряжений должен рассматриваться как один из ведущих, ответственных за формирования напряжённо-деформированного состояния в континентальной коре в геодинамических моделях, наряду с "классическими» эндогенными механизмами и должен рассматриваться в качестве самостоятельного источника формирования напряжённо-деформированного состояния в геодинамических моделях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 18-05-00528, а также в рамках госзадания Министерства образования и науки РФ – тема ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0052 и темы ЦЭС КНЦ РАН № 0226-2019-0067.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Глазнев В.Н., Павловский В.И., Раевский А.Б. Плотностная модель земной коры северо-восточной части Балтийского щита по гравитационным данным. // Геологическое истолкование потенциальных полей.: Ред. В.И. Старостенко, Е.Г. Булах. Киев, Наукова думка. 1983. С. 67–76.
2. Николаевский В.Н. Механические свойства грунтов и теория пластичности // Механика твёрдых деформируемых тел. Т. 6. Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ АН СССР 1972. С. 5–81.
3. Ребецкий Ю.Л., Погорелов В.В., Мягков Д.С., Ермаков В.А. О генезисе напряжений в коре островной дуги по результатам численного моделирования // Вестник КРАУНЦ. 2018. (3). С. 54–73.
4. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А. О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, (4). С. 263–280.
5. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8, (3). С. 129–142.
6. Уилкинс М.Л. Расчёт упруго-пластических течений // Вычислительные методы в гидродинамике. 1967. М.: Мир. С. 212–263.



7. *Pavlenkova, N.I.* Structure of the lithosphere of the Baltic Shield according to the DSS / Struktura litosfery Baltiiskogo Shchita po dannym GSZ. Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe. Moscow, Geokart, GEOS. (in Russian). 2006.
8. *Korja, T.* The BEAR Working Group. Lithosphere. Program and Extended Abstracts (Inst. of Seismology, Univ.of Helsinki, Helsinki), Report S-41. 2000.
9. *Korja T., Lahti I. and Pedersen L.* The core conductive structure along the SVEKA profile in the central part of the Baltic Shield. // In the book: The structure and dynamics of Eastern Europe. Release 2. Moscow. Geocards Geos 2006. P. 113-121.
10. *Sharov, N.V., and F.P. Mitrofanov.* High-speed heterogeneity of the lithosphere of the Fennoscandian (Baltic) shield / Skorostnye neodnorodnosti litosfery Fennoskandinavskogo Shchita. Reports of the Academy of Sciences. 2004. V 454 (2). P. 221-224. (in Russian).
11. *Varentsov Iv.M., Engels M., Korja T., Smirnov M.Yu. and the BEAR Working Group.,* 2002. The generalized geoelectric model of Fehnnoscandia: a challenging database for long period 3D modeling studies within Baltic electromagnetic array research (BEAR). // Fizika Zemli. 2002. (10). P. 64–105.
12. *Zhamaletdinov A.A. & M. S. Petrishchev.* Three Dimensional Model of ithosphere Electrical Conductivity of the Fennoscandian Shield Based on the Results.of the BEAR and FENICS Experiments. ISSN 1028\_334X, Doklady Earth Sciences, 2015, Vol. 463, Part 1, pp. 751–756. © Pleiades Publishing, Ltd., 2015.Original Russian Text © A.A. Zhamaletdinov, M.S. Petrishchev, 2015, published in Doklady Akademii Nauk, 2015, Vol. 463, (3). P. 333–338.
13. *Zhamaletdinov A.A.* (2011). The New Data on the Structure of the Continental Earth crust Based on the Results of Electromagnetic with the Use of Powerful Controlled Soures. // Doklady Earth Sciences. 2011. V. 438. Part 2. P. 798–802.

# СЕЙСМОТЕКТОНИКА РАЙОНА ДНЕСТРОВСКОГО ГИДРОУЗЛА (УКРАИНА)

Л. Е. Назаревич<sup>1</sup>, А. В. Назаревич<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, отдел сейсмичности Карпатского региона, Украина, г. Львов, nazarevych.L@gmail.com

<sup>2</sup>Карпатское отделение Института геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, Украина, г. Львов, nazarevych.a@gmail.com

## Введение

Исследование сейсмичности и сейсмотектоники районов техногенно-антропогенного воздействия имеет важное значение для безопасного и устойчивого развития территорий. В частности, к таким территориям относятся районы водохранилищ, которые оказывают техногенное воздействие на прилегающие массивы пород и местную гидрогеологическую обстановку. Присутствующие здесь масштабные процессы массопереноса, а также прогибы земной коры под действием гравитационной нагрузки от масс воды, осложненные разномасштабным блочным строением коры с активными в неогене разрывными нарушениями, изменяют напряженное состояние породных массивов на большой территории и усиливают сейсмическую активность в районах строительства крупных гидроузлов. При этом эксплуатация водохранилищ считается причиной повышения сейсмической активности в 23% случаев. Наведенная сейсмичность отмечена в районах водохранилищ Кариба (Зимбабве), Гувер (США), Ингури (Грузия), Нурекского (Таджикистан), Байкалоангарского каскада и др. [Леви и др., 2013]. Подобная ситуация имеется и в Украине в районе Днестровского гидроузла. После начала работы данного гидроузла резко выросла сейсмичность именно в этом районе, обратив на себя внимание сейсмологов. Отметим, что нами ранее были изучены некоторые аспекты наведенной сейсмичности и сейсмотектоники в Украинском Предкарпатье, в частности, в центрально-восточной его части – Надворнянском нефтегазовом районе [Назаревич, Назаревич, 2015, 2016, 2018], к востоку от него лежит район Днестровского гидроузла, подобные методики исследований были применены и здесь. Изучение всех аспектов такой сейсмичности и сейсмотектоники представляет значительный интерес для обеспечения устойчивого и безопасного развития данных территорий.

**Цель исследования** – изучение сейсмотектоники района Днестровского гидроузла. Отметим, что Днестровская ГАЭС, которая, по нашему мнению, наряду с Днестровской ГЭС-1 создает основную техногенную нагрузку в районе, начала работать в конце 2008 года и является частью Днестровского гидроузла, в состав которого также входит еще ГЭС-2 (рис. 1). Именно после начала активной работы всего комплекса ГЭС и ГАЭС были зарегистрированы сейсмические события в радиусе 10-15 км от гидроузла.



**Рис. 1.** Тектоническая позиция района Днестровского гидроузла (черный кружок) на фоне основных тектонических структур запада Украины:

1 – Карпатская горная система (с Предкарпатским и Закарпатским прогибами), 2 Вольно-Подольская плита, 3 – Украинский щит, 4 – Западно-Европейская платформа; черные точки – ощутимые землетрясения

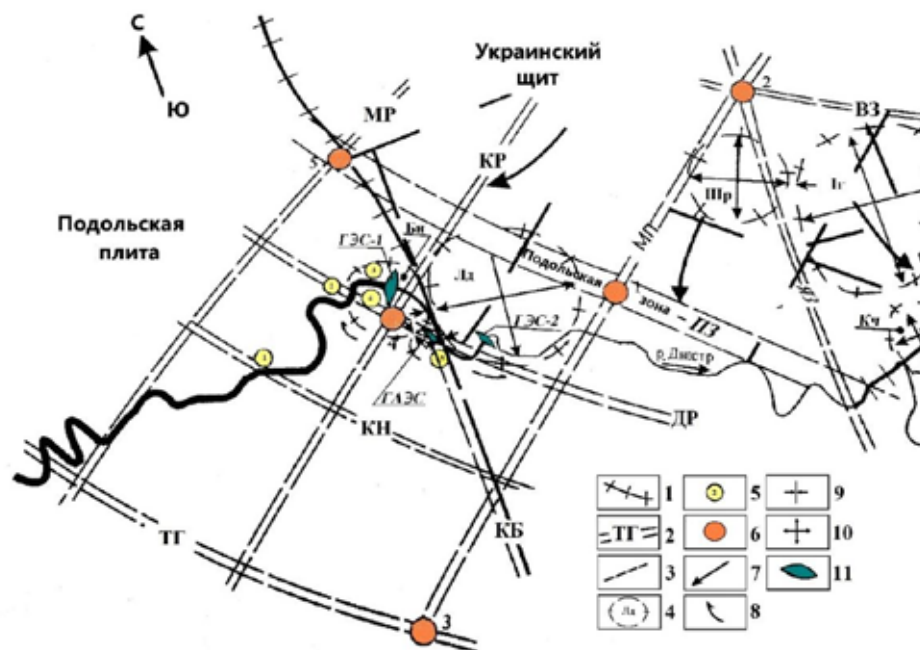
## Историческая сейсмичность района

Индикатором современной сейсмотектонической активности в зоне Днестровского гидроузла является наличие здесь инструментально зарегистрированных землетрясений. При этом по историческим данным в этом районе местные землетрясения не были известны. А сейсмичность прилегающих к району исследования территорий за исторический период представлена землетрясениями в окрестностях городов Каменца-Подольского (1721 г., 1728 г. (4 балла), 1883 г. (3-

4 балла)), Могилева-Подольского (1843 г. (4 балла)) [Евсеев, 1969]. Основной причиной этих землетрясений являются напряжения в разломно-блоковой структуре литосферы юго-западного края Восточно-Европейской платформы, в частности, шовной зоны на стыке юго-восточного окончания Вольно-Подольской плиты и Украинского щита, осложненных здесь рядом разноранговых разрывных нарушений. Эта территория также испытывает сейсмические воздействия от сильных землетрясений зоны Вранча (Румыния) с интенсивностью  $I_0$  от 3-х до 6-7-ми баллов (для сильнейших землетрясений 1802 и 1940 гг.) по шкале MSK-64. В районе расположения каскада Днестровских гидросооружений с целью разработки антисейсмических мероприятий и минимизации ущерба от сильных сейсмических событий были проведены разные геолого-геофизические и геодезические исследования, в том числе на предмет обнаружения палеосейсмодислокаций [Калуш Ю., Ридуш Б., 2012]. Такие палеосейсмодислокации были обнаружены в селе Васыливка Сокрыянского района, на северо-западе от водохранилища Днестровской ГАЭС. Эти палеосейсмодислокации сейсмогравитационного типа имеют северо-восточное направление сдвига (азимут  $85^\circ$ ), а вероятным эпицентром палеоземлетрясений может быть зона региональных и локальных разломов в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы с Карпатским горным сооружением. Генезис и характеристики палеосейсмодислокаций в с. Васыливка указывают на вероятность генерации этих последствий землетрясениями с интенсивностью сотрясений 7 баллов и более, которые не были исторически зафиксированы, в частности в [Евсеев, 1969]. Геолого-геоморфологический анализ данных показал, что эпицентры этих землетрясений вероятно локализовались в зоне влияния Караецкого и Днестровского разломов, где на современном этапе геодинамического развития территории зафиксирована сейсмическая активность (см. ниже).

### Тектоника региона

Тектоническое строение района, где расположен Днестровский гидроузел, следующее (см. рис. 2).



**Рис. 2.** Структура фундамента земной коры Подольского Приднестровья в районе Днестровского гидроузла (с элементами тектоники и геодинамики по [Сарнавский, 2006]).

Здесь: 1 – шовная зона на стыке Подольской плиты и Украинского щита; 2 – зоны разломов 1-го порядка: МР – Морозовского, КР – Караецкого, МП – Могилев-Подольского, ПЗ – Подольского, ДР – Днестровского, КН – Кайнарского, ТГ – Товтровского, КБ – Куболтинского, ВЗ – Вапнярского, ЯЗ – Ямпольского; 3 – разломы 2-го и 3-го порядка; 4 – структуры центрального типа: Лд – Лядивская, Шр – Шаргородская, Иг – Игнатьевская, Кч – Каменская; 5 – блоковые оползни полускальных массивов; 6 – эпицентры землетрясений; 7 – направление регионального растяжения структур; 8 – направление вращения структур центрального типа; 9 – зона сжатия; 10 – зона растяжения; 11 – гидросооружения

В тектоническом плане район расположен на юге Вольно-Подольской плиты – юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Сама Вольно-Подольская плита граничит здесь с юго-запада с Карпатской горной системой (Складчатые Карпаты, Предкарпатский и Закарпатский прогибы), с востока – с Украинский щитом, а с юга – с Молдавской моноклиналью. Эти тектонические единицы разделены между собой зонами глубинных разломов. Основная система

разломов здесь имеет преимущественно диагональное северо-западное (субкарпатское) направление, дополнительная – секущая эти тектонические единицы на отдельные блоки – северо-восточное. Один из основных имеющихся здесь активных трансформных субкарпатских разломов – разлом по линии Луцк – Збараж – Каменец-Подольский, проходит непосредственно через исследуемую зону [Крупский, 2001] и к нему приурочены эпицентры ощутимых местных землетрясений с макросейсмическим эффектом 3-4 балла. О активности различных геодинамических процессов в районе Днестровского гидроузла говорят оползни полускальных массивов, происшедшие: 1, 2, 4 – в марте 1985 г., 3 – в марте 1987 г., 5 – в ноябре 1992 г. (рис. 2). Территориально они расположены в зоне меандров нижнего течения р. Днестр, на пересечении двух разломов – Днестровского и Кайнарского.

### **Новейшая сейсмическая активизация района**

Слабая «инструментальная» сейсмичность этого района проявлялась и до начала работы ГАЭС. Так, здесь в 1987 г., 1989 г., 1991 г., 2000 г., 2005 г., 2006 г. (см. рис. 2) инструментально зарегистрированы 16 слабых землетрясений (с  $K=6,5\div 7,8$ ). В тектоническом плане очаги этих землетрясений тяготеют к зонам пересекающихся активных разломов, создающих систему подвижных швов и потенциально сейсмоопасных дизъюнктивных узлов – потенциальных мест возникновения землетрясений. В 2006 г. в районе Новоднестровска инструментально зарегистрировано 9 землетрясений класса  $K=6,1\div 8,4$  [Сейсмологический..., 2008]. Наиболее сильное из них с  $K=8,4$  ( $M=2,9$ ) произошло 22.10.2006 г. Очаг этого землетрясения располагался восточнее Днестровской ГЭС (рис. 3) на глубине 3,8 км. Это землетрясение, несмотря на относительно небольшую магнитуду, вызвало макросейсмический эффект (из-за малой глубины очага), сотрясения ощущались в радиусе 15 км, интенсивность сотрясения в эпицентре была  $I_0=4$  балла по шкале MSK-64, а сейсмические волны этого землетрясения зарегистрированы мировой сейсмической сетью в радиусе более 300 км от очага. По комплексу геолого-геофизических данных эпицентр этого землетрясения локализован в шовной зоне контакта Подольской плиты и Украинского щита, в зоне влияния Лядивской структуры, усложненной разрывными нарушениями. Лядивская структура (по геологическим данным) испытывает сжатие в диагональном юго-запад – северо-восточном направлении с некоторой вращательной (против часовой стрелки) компонентой. Такой ее режим согласуется с общим геомеханическим режимом взаимодействия структур юго-западного края Восточноевропейской платформы с Карпатским горным сооружением [Назаревич, Назаревич, 2015] – тангенциальным сдвигом в близширотном направлении (Карпат – на восток, платформы – на запад (относительно)) в условиях названного выше диагонального сжатия, а также с результатами тектонофизического моделирования зон горизонтального сдвига [Бокун, Назаревич, 2013]. Такое тангенциальное движение Карпат частично вызвано также прослеженной нами в последних работах террейновой составляющей современной геодинамики Украинских Карпат [Назаревич, Назаревич, 2019]. Отрицательный крипекс этого землетрясения также говорит о том, что оно произошло в условиях сжатия земной коры, возможный механизм – взбросо-сдвиг в близширотном восточном направлении (см. рис. 2). Касательно того, что землетрясение 22.10.2006 г сравнительно небольшой магнитуды из района Новоднестровска зарегистрировала мировая сейсмическая сеть, можно отметить, что по целому ряду данных юго-западный край Восточноевропейской платформы является геомеханически достаточно консолидированной структурой, находящейся в режиме сжатия, поэтому сейсмические возмущения передаются здесь в разные стороны (особенно в субширотном западном и северо-западном, а также в восточном и северо-восточном направлениях) с небольшим затуханием как по неглубоким горизонтам коры, так и по более глубоким (включая южное и юго-западное направление – под Карпаты). Подтверждением этому служит, в частности, сильно вытянутые вдоль края платформы изосейсты макросейсмического поля сильнейшего из известных здесь Велико-Мостовского землетрясения 1875 г. с  $M=5,7$  [Евсеев, 1969; Назаревич, Назаревич 2014].

После описанного выше ряда землетрясений 2000-2006 гг. в данном районе несколько лет не было инструментально зарегистрированных существенных сейсмических событий, а только очень слабые рои микроземлетрясений с  $K=5,4\div 6,7$ , которые фиксировались только одной станцией Новоднестровск (NDNU), что не давало возможность определить координаты и глубины их очагов. Количество таких событий существенно вариативно во времени. Так после заполнения верхнего водоема ГАЭС в октября 2012 г. количество регистрируемых микроземлетрясений достигло 36. В 2013 г. уровень водохранилища увеличился до проектных объемов, т. е. гидростатическая нагрузка на ложе водоема дополнительно возросла, и произошел скачек микросейсмической активности,

зарегистрировано уже 61 микроземлетрясение. В 2014 году количество микроземлетрясений выросло до 160.

С 2014 г. здесь начинают работать 3 цифровые станции DASS-04: NDNU1, NDNU2, NDNU3. Это открыло возможность более детального исследования пространственных особенностей сеймотектонической активизации разных слоев геологической среды с использованием разработанных нами методик уточнения гипоцентрии сейсмических событий (см, например, [Kováčiková S. et al, 2016; Назаревич, 2015, 2016]). Полученные новыми сеймостанциями данные вместе с данными сейсмической сети Карпатского региона Украины дали возможность надежно определить параметры местных землетрясений (время в очаге, координаты, глубину, энергетические характеристики). Дополненной сетью в районе Днестровской ГАЭС за период 2014-2018 гг. зафиксирован ряд землетрясений разного энергетического класса, данные о более значительных из них (с  $M=0,6\div 2,4$ ) приведены в таблице 1 и на рис. 3. Нами детально проанализированы эти землетрясения, локализация их эпицентров представлена на рис. 3. Очаги большинства землетрясений расположены на небольших глубинах ( $H=1-2$  км), только некоторые из них имеют большую глубину ( $H=4-5$  км). Пространственно очаги рассматриваемых землетрясений размещены западнее гидротехнических сооружений Днестровского гидроузла, в то время как очаги землетрясений 1991-2006 гг. располагались в основном восточнее его. То есть имеет место миграция сейсмической активности с востока на запад, что, очевидно, объясняется пространственным перераспределением тектонических напряжений в данной зоне, вызванным как описанным выше общим давлением Восточных Карпат на юго-западную окраину Восточно-Европейской платформы [Kováčiková S. et al, 2016; Назаревич, Назаревич 2015, 2018], так и более локальными процессами в шовной зоне на контакте Подольской плиты и Украинского щита, и в том числе, работой Днестровского гидроузла.

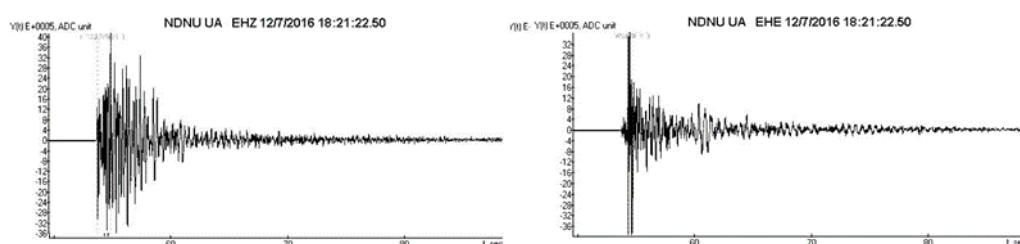


**Рис. 3.** Карта-схема (на основе космоснимка Google) сейсмичности района Днестровской ГАЭС-1 за период 2014-2018 гг. Здесь: красно-желтые кружки – эпицентры землетрясений различной магнитуды; желтый треугольник – сейсмическая станция «Новоднестровск», белый круг с крестом – макросейсмический эпицентр землетрясения 22.10.2006 г. (показаны условные профили I-I и II-II)

Одно из более сильных землетрясений серии 2014-2018 гг. (с  $M_{SH}=3$ ) было зарегистрировано 12.07.2016 г. в 18.21.51,9 ч. сейсмическими станциями Карпатской сейсмологической сети, оно ощущалось людьми. Его очаг находился на глубине  $H=2$  км, в 10 км к юго-западу от водохранилища на реке Днестр. Компоненты сейсмической записи этого события сейсмической станцией «Новоднестровск», которая расположена в непосредственной близости к очаговой зоне, приведены на рис. 4. Несмотря на близость сейсмической станции к очагу землетрясения, здесь можно уже различить моменты вступления Р- и S-волн. Длительность землетрясения на сейсмограмме составила 120 с. Определение интенсивности сотрясений по номограмме, исходя из соотношения между магнитудой  $M$  и глубиной очага  $H$  для землетрясения 12.07.2016 г. с  $M_{SH}=3$  дал интенсивность  $I_0$  сотрясений в эпицентре 5 баллов. При этом отметим, что по карте общего сейсмического районирования территории Украины ОСР-2004-А ( $T=500$  лет и  $P=10\%$ ) район Днестровского гидроузла расположен в 6 бальной зоне. То есть, относительно частые (раз в несколько десятков лет) землетрясения небольшой магнитуды, но с малой глубиной очага могут на этой территории генерировать ощутимые сейсмические сотрясения, близкие к максимально прогнозируемым.

**Таблица. 1.** Каталог землетрясений за период 2014-2018 гг., произошедших в районе Днестровского гидроузла

N	Дата	Время в очаге	Широта	Долгота	Глубина, км	M <sub>D</sub>	M <sub>L</sub>	M <sub>SH</sub>	K
1	20.07.2018	04.30.28,3	48.572 <sup>0</sup>	27.151 <sup>0</sup>	2	1.9	2.0	2.1	7.6
2	31.07.2018	23.47.02.7	48.640 <sup>0</sup>	27.193 <sup>0</sup>	2	1.4			6,5
3	31.05.2018	13.00.44.8	48.580 <sup>0</sup>	27.354 <sup>0</sup>	2.5	1.6	1.8		6,7
4	24.03.2018	12.20.53.8	48.609 <sup>0</sup>	27.378 <sup>0</sup>	1	2.6	2.6	2.4	9.4
5	17.01.2018	04.14.27,8	48.630 <sup>0</sup>	27.271 <sup>0</sup>	2	1.6	1.7	1.6	7.2
6	17.01.2018	04.16.09,6	48.655 <sup>0</sup>	27.278 <sup>0</sup>	2	1.2	1.4		6,2
7	26.11.2017	04.48.46,3	48.609 <sup>0</sup>	27.364 <sup>0</sup>	2	1.6	1.6	1.4	7.2
8	08.07.2017	22.25.20,8	48.618 <sup>0</sup>	27.320 <sup>0</sup>	2	1.6	1.7	1.4	7.5
9	12.06.2017	02.34.12,2	48.487 <sup>0</sup>	27.099 <sup>0</sup>	3	1.3	1.3		6,3
10	14.06.2017	21.47.12,7	48.617 <sup>0</sup>	27.234 <sup>0</sup>	2	0.9	0.8		5,6
11	25.05.2017	19.17.47.9	48.667 <sup>0</sup>	27.375 <sup>0</sup>	3	1.6	1.7	1.5	7.4
12	06.04.2017	11.39.19,8	48.529 <sup>0</sup>	27.357 <sup>0</sup>	2	1.4	1.3	1.1	6.6
13	04.03.2017	04.04.28,9	48.599 <sup>0</sup>	27.299 <sup>0</sup>	1	1.8	1.8		7,2
<b>14</b>	<b>12.07.2016</b>	<b>18.21.51,9</b>	<b>48.634<sup>0</sup></b>	<b>27.333<sup>0</sup></b>	<b>2</b>	<b>3.4</b>	<b>3.1</b>	<b>3.0</b>	<b>9.9</b>
15	05.05.2016	06.57.47,5	48.681 <sup>0</sup>	27.235 <sup>0</sup>	2	1.5	1.5	1.5	6.8
16	09.03.2016	23.04.56.7	48.608 <sup>0</sup>	27.226 <sup>0</sup>	5	2.2	2.2	2.0	8.1
17	07.02.2016	17.06.52.9	48.577 <sup>0</sup>	27.312 <sup>0</sup>	4	2.9	2.9	2.8	9.5
18	08.02.2016	04.46.38,9	48.630 <sup>0</sup>	27.315 <sup>0</sup>	2	2.2	2.4	2.2	8.2
19	26.05.2014	08.37.03,1	48.587 <sup>0</sup>	27.401 <sup>0</sup>	2	1.3	1.3	1.3	6.4
20	28.05.2014	16.52.32.2	48.555 <sup>0</sup>	27.371 <sup>0</sup>	1	0.6	0.7	0.6	5.1



**Рис. 4.** Вертикальная и горизонтальная компоненты сейсмической записи землетрясения 12.07.2016 г. с M<sub>SH</sub>=3 и глубиной очага H=2 км, зарегистрированного цифровой станцией DAS-004 (разработка С.Т.Вербицкого и др.) в г. Новоднестровске.

Для исследования возможной связи сейсмической активности рассматриваемой территории с деятельностью Днестровского гидрокаскада был проведен суточный анализ моментов возникновения землетрясений. Он показал, что наибольшее количество землетрясений происходит в вечернее и ночное время, так в 4 часа ночи произошло 6 землетрясений, в 23 часа – 2 события, в остальное время суток – по одному событию в час. Это дает возможность предположить о наличии некоторого влияния на напряженно-деформированное состояние геологической среды в районе Днестровского гидроузла работы самих гидростанций. Так, ГАЭС постоянно прогоняет воду между двумя водохранилищами, ночью вода закачивается из нижнего водоема в верхний, для этого используется

избыточная электроэнергия из базовой генерации. Заполненное верхнее водохранилище ГАЭС создает дополнительную нагрузку на горный массив, геомеханически эта нагрузка достаточно локальна. Но за счет нее возникает изменение гидрологического режима местных водоносных горизонтов, которое при определенных условиях (из-за действия законов гидравлики) может передаваться на значительные расстояния. Землетрясения возникают на участках земной коры, где накопились естественные тектонические напряжения и земная кора уже подготовлена к возникновению сейсмических событий, а дополнительное гидравлическое воздействие выполняет функцию спускового крючка (включая также явления «смазки» и гидроразгрузки сцепленных бортов разрывов в очаге). Здесь также имеет место эффект скольжения пластов породы, находящихся в разных физических и напряженных состояниях, когда миграция процессов разрушения породы идет по фронту активизации проникновения воды в трещинно-поровое пространство горной породы, и тогда достижение фронтом обводнения напряженной зоны вызывает релаксацию напряжений и активизацию сейсмичности. Нам представляется, что комплекс описанных эффектов может являться причиной возникновения местных землетрясений в ночное время – так называемой наведенной (индуцированной) сейсмичности.

### Пространственные особенности сейсмотектоники района Днестровского гидроузла

Для выявления таких особенностей были проанализированы данные сейсмичности, о векторах напряжений в земной коре этого района, данные о голоценовых [Поливцев, 2011] и современных вертикальных движениях, морфологии рельефа и русла реки Днестр. Для анализа распределения землетрясений по глубине нами были построены два условных профиля (см. рис. 3), которые перекрещиваются в центре облака землетрясений: первый проходит по азимуту  $150^\circ$ , примерно параллельно Карпатам (профиль I-I), второй (аз. около  $60^\circ$ ) – примерно перпендикулярно им (профиль II-II). Анализ пространственного расположения очагов землетрясений на этих двух профилях – вкрест Карпат (рис. 5, а) и параллельно им (рис. 5, б) показал, что на обоих профилях четко прослеживаются два глубинных уровня сейсмической активизации. Первый уровень – глубины  $H=1-2$  км, второй –  $H=3-5$  км. На первом уровне происходит большее количество слабых землетрясений. На втором уровне происходят более сильные землетрясения с  $M \geq 2$ , их количество значительно меньше. Именно на втором глубинном уровне произошли два землетрясения с макросейсмическим эффектом. Основная область группирования очагов в плане образует овал неправильной формы (рис. 3), большая ось которого направлена по азимуту  $150^\circ$ . Эта область контролируется разломами второго порядка, которые сопровождают и оперяют основной здесь и активный Луцк – Збараж – Каменец-Подольский разломом. Тот факт, что эпицентры некоторых землетрясений в плане тяготеют к меандрам реки Днестр, можно объяснить геодинамической активностью тектонических структур в зоне русла р. Днестр в этой ее части, а также приуроченностью этого русла к имеющимся в этом районе разрывным нарушениям разных рангов, с том числе и секущих зону русла. Увеличение давления порово-трещинных вод, гидродинамически связанных с объемом водохранилищ, снижает трение в зонах «запитываемых» этими водами разломов (сопротивление сдвигу), что облегчает снятие тектонических напряжений, «оживляет» разломы и способствует возникновению сейсмогенерирующих подвижек, в том числе субвертикальных. Проведенный в связи с этим анализ карты вертикальных движений земной поверхности этого района [Поливцев, 2011] показал, что изобазы суммарных амплитуд неотектонических движений имеют субширотное простирание, форма их напоминает меандры реки Днестр.

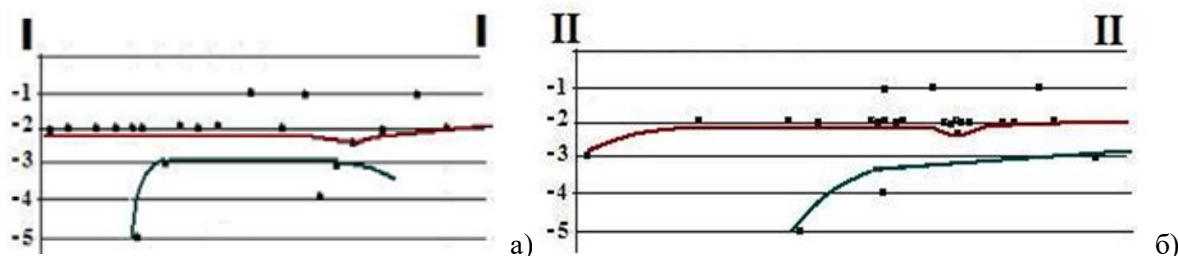


Рис. 5. Расположение очагов землетрясений 2014-2018 гг. в районе Днестровского гидроузла на профилях вкрест Карпат (а) и параллельно им (б). Схема расположения профилей дана на рис. 3.

### Выводы

Подытоживая изложенное, отметим, что современная сейсмичность района Днестровского гидроузла представлена мелкофокусными землетрясениями небольшой силы, имеет выраженную

тенденцию к активизации с существенным увеличением количества сейсмических событий во времени, генетически связана с зонами палеосейсмодислокаций. Касательно особенностей сейсмотектоники отметим, что очаги землетрясений локализируются на пересечении активных разрывных структур, которые испытывают общее сжатие с некоторой ротационной составляющей и в тектоническом плане приурочены к шовной зоне между Подольской плитой и Украинским щитом (юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы). Сейсмотектоника района имеет свои глубинные особенности – два уровня сейсмической активности; первый, на глубинах 1-2 км, второй, на глубине 3-5 км, причем на первом уровне имеются в основном землетрясения незначительной силы, на втором происходит меньшее количество землетрясений, но с большими магнитудами, они проявляются также макросейсмически. Сейсмические события наиболее часто происходят в ночное время, что может быть связано с режимом работы Днестровских ГЭС и ГАЭС. Геодинамическая активность территории, значительные тектонические напряжения, нестабильное напряженно-деформированное состояние земной коры, вызванное, в том числе, работой Днестровского гидроузла, могут быть причиной естественной и наведенной местной сейсмичности и все это нуждается в дальнейшем детальном изучении и мониторинге.

## ЛИТЕРАТУРА

- 1 *Бокун А.М., Назаревич А.В.* Структура и динамика зон горизонтального сдвига (по результатам физического моделирования и полевых исследований) // Геодинамика. 2013. № 1 (14). С. 129–141. DOI: 10.23939/jgd2013.01.129 (на укр. языке).
- 2 *Евсеев С.В.* Интенсивность землетрясений Украины. Киев: Наук. Думка. 1969. С. 32–55.
- 3 *Калуш Ю., Ридуш Б.* Палеосейсмодислокации в районе Днестровской ГАЭС – индикаторы сейсмических событий в регионе Среднего Приднестровья // Науч. Вестник Черновицкого университета. 2012. Вып. 616. География. С. 19–15 (на укр. языке).
- 4 *Крупский Ю.З.* Геодинамические условия формирования и нефтегазоносность Карпатского и Вольно-Подольского регионов Украины. Киев: УкрГГРИ. 2001. 144 с. (на укр. языке).
- 5 *Леви К.Г., Козырева Е.А., Задонина Н.В., Чечельницкий В.В., Гилёва Н.А.* Проблемы наведенной сейсмичности и инженерногеологической защиты водохранилищ Байкалоангарского каскада // Геодинамика и тектонофизика. 2013. 4 (1). С. 13–36. <https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-1-0089>
- 6 *Назаревич Л.Е., Назаревич А.В.* Наведенная сейсмичность и сейсмотектоника Надворнянского нефтегазового района (Украинское Предкарпатье) // 15th EAGE International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects “Geoinformatics-2016”. 10-13 May 2016, Kiev, Ukraine. Киев. 2016 (CD). DOI: 10.3997/2214-4609.2016004902 (на укр. языке).
- 7 *Назаревич Л.Е., Назаревич А.В.* Сейсмичность и сейсмотектоника Надворнянского нефтегазового района (Украинское Предкарпатье) // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2015. Т. 90, (6). С. 17–27.
- 8 *Назаревич Л.Е., Назаревич А.В.* Сейсмичность Олесской площади и геологические риски при добыче сланцевого газа // Материалы научной конференции-семинара «Сейсмологические и геофизические исследования в сейсмоактивных регионах». 3-5 июня 2014 г., г. Львов, Украина. Львов: Сполум. 2014. С. 175–179 (на укр. языке).
- 9 *Назаревич Л.Е., Назаревич А.В.* Сейсмогеодинамическая активизация нефтегазоносных районов Предкарпатского прогиба (Долина, Надворная, Борислав) // Минеральные ресурсы Украины. 2018. С. 36–42. DOI: 10.31996/mru.2018.2.36-42 (на укр. языке).
- 10 *Назаревич А.В., Назаревич Л.Е.* О террейновых особенностях геодинамики Украинских Карпат и их связь с нефтегазоносностью // Материалы Шестой международной научно-практической конференции "Недропользование в Украине. Перспективы инвестирования". Украина, г. Трускавец, 7-11 октября 2019 г. Киев. 2019. Т. 1. С. 355–359. (на укр. языке).
- 11 *Полищев А.В.* Карта вертикальных голоценовых движений Вольно-Подоллии и Предкарпатье // Геодинамика. 2011. Т. 1 (10). С. 58–60 (на укр. языке).
- 12 Сейсмологический бюллетень Украины за 2006 год. Симферополь: КЭС, НАНУ. 2008. С. 31–41.
- 13 *Сарнавский В.Г.* Структурные особенности и напряженно-деформированное состояние массива осадочных пород в техногенно измененных условиях (на примере Днестровского комплексного гидроузла) // Геология и геохимия горючих ископаемых. 2006. № 1. С. 77–91 (на укр. языке).
- 14 *Kováčiková S., Logvinov I., Nazarevych A., Nazarevych L., Pek J., Tarasov V., Kalenda P.* Seismic activity and deep conductivity structure of the Eastern Carpathians // Stud. Geophys. Geod. 2016. Т. 60. Р. 1–17. DOI: 10.1007/s11200-014-0942-y.



# ЧЕТЫРЕ ЭТАПА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ САМБИЙСКОГО (КАЛИНИНГРАДСКОГО) ПОЛУОСТРОВА ОТ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ДО ГОЛОЦЕНА

С.В. Шварев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, shvarev@igras.ru

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, shvarev@ifz.ru

## Введение

Согласно данным геологических съемок, четвертичные отложения Самбийского (Калининградского) полуострова, включают все три звена неоплейстоцена и характеризуются комплексами ледниковых образований, чередующимися с озерными и морскими отложениями [Лукьянова и др., 2011]. Дочетвертичный рельеф весьма неровный с высотой поверхности в среднем от -60 до +20 м [Додонов и др., 1972]. Минимальные отметки дочетвертичной поверхности достигают -135 м, при этом узкие погребенные и переуглубленные «долины» образуют преимущественно ССВ-сеть с субширотными поперечными элементами. [Загородных и др., 2001]. Неровности коренного субстрата традиционно связываются с неравномерной денудацией [Казанов и др., 1983; Лукьянова и др., 2011], среди агентов которой, кроме экзарации и гляциотектоники – талые ледниковые воды и речная эрозия, следы которых в виде ложбин стока и фрагментов речных долин широко развиты на полуострове. Неровность ложа четвертичного чехла сопровождается крайней неравномерностью мощности плейстоценовых отложений, варьирующей в диапазоне от 4,5 м до 161 м [Казанов и др., 1983]. Подстилающий коренной субстрат в западной части полуострова представлен преимущественно кайнозойскими отложениями палеогеновой и неогеновой систем с фрагментарной локализацией меловых пород, которые к востоку становятся доминирующими. Палеогеновые и неогеновые породы обнажаются в естественных береговых уступах, где их кровля местами поднимается на несколько десятков метров, в то время как мощность перекрывающего четвертичного чехла снижается почти до полного выклинивания. Кроме узких понижений, поверхность коренных пород образует ступени и выступы, для которых обнаруживаются некоторые характерные черты: а) современный рельеф в целом подобен погребенной дочетвертичной поверхности; б) положение основных стратиграфических горизонтов также в значительной степени соответствует положению дочетвертичной поверхности; в) в положении кровли и подошвы обнажающихся на неровностях дочетвертичного рельефа палеогеновых свит также намечается соответствующая закономерность. При этом максимальная мощность вскрываемых свит местами меньше, чем разница высот положения их кровли, что исключает возможность сведения этих характеристик к неравномерной денудации. С большим основанием можно отнести характерные черты и площадного развития линейных понижений и вертикального разреза к блоковому строению с активным развитием в четвертичное время. С такой позицией вполне согласуются данные по деформации базовой для оценки неотектонических вертикальных движений поверхности нижнеолигоценых морских отложений [Garetsky et al., 1998]. Конфигурация изолиний определяет Самбийский полуостров как субширотный относительно стабильный, слабо воздымающийся массив, с трех сторон ограниченный зонами опусканий, достигающими 50-150 м. Эти опускания сопряжены с новейшими разломами, сопряженными с приповерхностными флексурами [Сейсмоструктура..., 2009], входящими в систему Восточно-Балтийской (Готландско-Балтийской) системы грабенов [Гарецкий, 1999] с максимальными погружениями в центральной части бассейна до 250 м [Ludwig, 2001]. Амплитуды пост-олигоценых смещений отражают кумулятивный эффект новейших движений, которые, судя по фиксируемой инверсии тектонического режима, маркируемого появлением лихвинских (гольштейнских) морских отложений на смежных с изучаемой территориях Балтийской синеклизы, происходили, в основном, с этого рубежа, когда и началось формирование системы грабенов [Левков, Карабанов, 1994]. Формирование Самбийского полуострова как положительной структуры по-видимому, относится к этому времени. Согласно палеогеографическим реконструкциям для раннего плейстоцена, исследуемая территория находилась в зоне меридионального прогиба с бассейновым осадконакоплением, а к лихвинскому времени здесь уже существовало субширотное поднятие [Блажчишин, 1998]. Эту активизацию можно отнести к последней стадии валахско-пасаденской фазы неотектонической активизации, проявившейся в последние 0,5 млн. лет [Трифонов и Соколов, 2017]. Таким образом, скорости вертикальных движений на флангах Самбийского полуострова могут

достигать средних величин от 1-2 до 4-5 мм/год или 1-5 м за 1 тыс. лет. Такие величины, локализованные в межблоковых зонах и дискретизированные во времени, вполне могут соответствовать сильным землетрясениям, сопровождающим вертикальные смещения, и оказывающим значительное влияние на характер седиментации и постседиментационные деформации четвертичных отложений, начиная со среднего плейстоцена.

Деформации четвертичных отложений были обнаружены на территории исследований ранее, начиная с работ немецких геологов в начале XX века [Geologische..., 1908]. Позднее среди них выделены: горстообразные поднятия неогеновых и палеогеновых пород, ограниченные разрывами и флексурами, диапировые складки в неогеновых и четвертичных отложениях разного генезиса и литологического состава, пологие складки и моноклинали, осложненные большим количеством мелких разрывных нарушений с амплитудой до 1 м и малоамплитудных (до 1-1,5 м) складок [Додонов и др., 1971]. Было установлено, что дислокации нарушают отложения, условно отнесенные к лихвинскому межледниковью и не прослеживаются в валдайской морене, подошва которой несогласно перекрывает деформированные отложения. Часть деформаций, в основном мелких, была интерпретирована в качестве гляциодислокаций, но наиболее крупные отнесены к неотектоническим проявлениям. Изучение деформаций получило новое развитие после землетрясения 2004 г., когда в ходе работ по уточнению сейсмической опасности территории были обнаружены формы разжижения, несомненно свидетельствующие о сейсмической активности территории [Рогожин и др., 2010], а для отдельных диапировых складок были установлены признаки активности в голоцене в виде деформации покровных суглинков позднего голоцена ( $\approx 3$  т.л.н.) [Рогожин и др., 2014]. Данные о сильных палеоземлетрясениях перекликаются с историческими свидетельствами, согласно которым на территории Самбийского полуострова и близлежащих районов отмечались сейсмические сотрясения интенсивностью до 8 баллов и магнитудой до 5 [Сейсмогеология..., 2009].

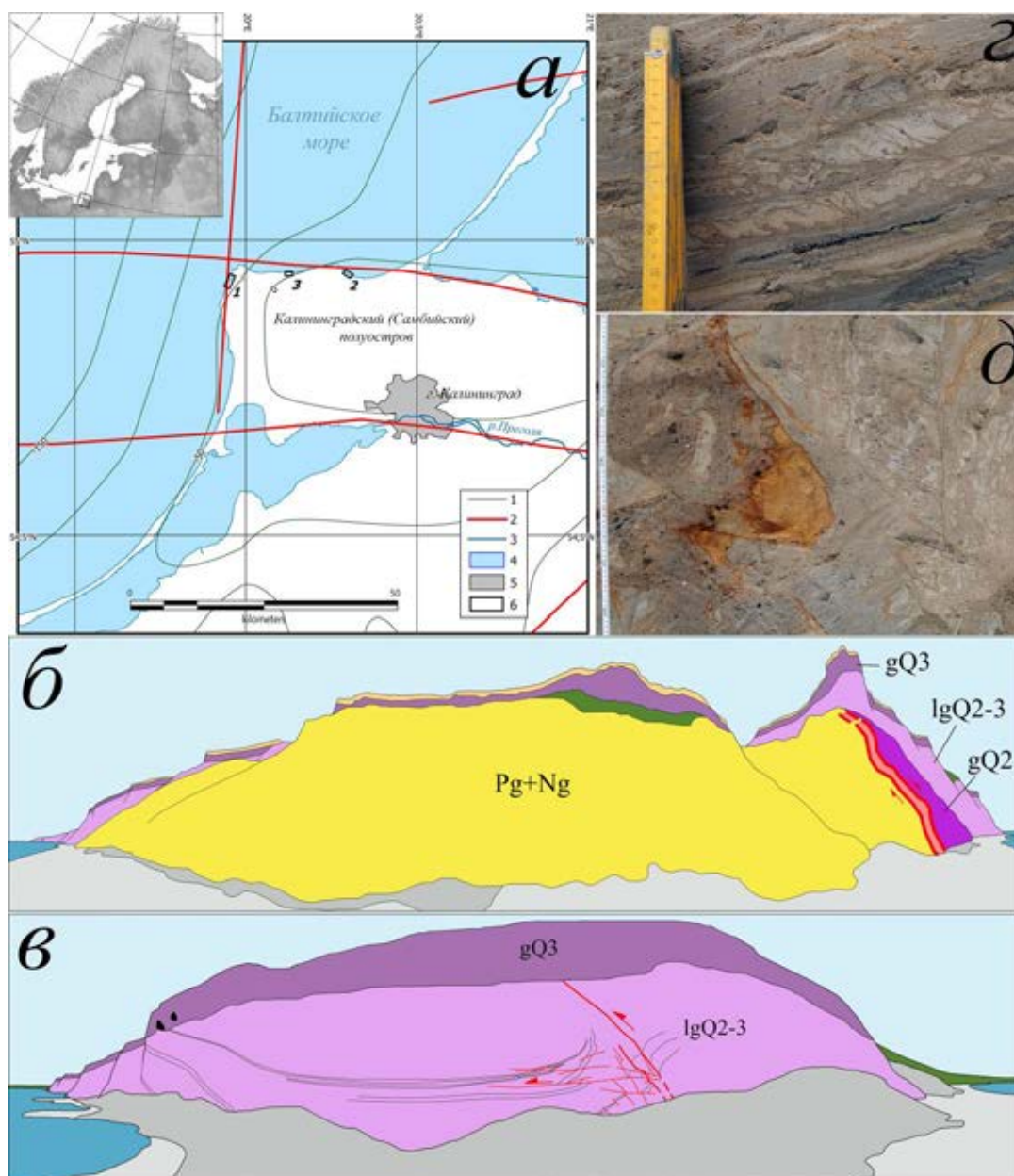
Безусловная значимость воздействия дифференцированных тектонических движений на формирование четвертичных отложений определяет необходимость систематического анализа деформаций. С этой целью проведены исследования на трех ключевых участках на северном и западном побережьях Самбийского полуострова (рис. 1).

### Методы исследований

Изучение деформаций рыхлых отложений как признаков тектонической активности в плейстоцене базировалось на стандартных методах геолого-геоморфологических наблюдений с расчисткой естественных обнажений, отбором образцов для инструментального датирования (ИК-ОСЛ и радиоуглеродного) и фиксацией всех типов деформационных структур с определением их генезиса, стратиграфического положения и пространственно-кинематических параметров.

### Результаты работ

На *первом ключевом участке* (рис. 1б) в береговом уступе высотой от 30-35 м до 40-44 м вскрывается толща, значительно меняющая характер вдоль уступа на протяжении первых километров. На севере в верхней части залегают позднеледниковые песчаные отложения, переработанные эоловыми процессами, подстилаемые выдержанным прослоем валдайской морены и водно-ледниковыми верхне-среднеплейстоценовыми бассейновыми преимущественно песчаными отложениями, развитыми до уреза моря. На юге в 30-35-метровом обрыве вскрываются в верхней части валдайские ледниковые супеси и суглинки с обломочным материалом, прослеживающиеся выдержанно на всем участке с устойчивой высотной позицией (около 30 м) и мощностью (около 2-3 м). Валдайская морена подстилается палеоген-неогеновыми горизонтально залегающими песками, суглинками, глинами с прослоями и включениями органики. Третичные отложения выступают узким асимметричным горстом, ограниченным с запада субвертикальной приразломной флексурой видимой амплитудой более 20 м ( $A_{зд}250^\circ \perp 75-90^\circ$ ), по которой вблизи уреза моря контактируют с московской мореной, а выше – с межморенными бассейновыми песками. Ледниковые отложения московского возраста в приразломной зоне шириной около 10 м занимают субвертикальное положение. Вблизи тектонического контакта наблюдаются сжатые в узкие складки песчаные прослои, свидетельствующие о взбросовой кинематике в обстановке субширотного сжатия. На восточном крыле горста (к северу вдоль берегового уступа) наблюдается ступенчатое понижение кровли неогеновых отложений (вплоть до погружения их ниже уреза моря) перекрытых московской мореной, поднимающейся вместе с неогеновыми отложениями до перекрывающей их в верхней части уступа валдайской морены.



**Рис. 1.** Участки исследований и характерные деформации рыхлых отложений, связанные с тектонической активизацией: а) схема расположения ключевых участков: 1 – изолинии поверхности отложений Pg3 (Garetsky et al., 1998); 2 – новейшие разрывные нарушения (Сейсмотектоника..., 2009); 3 – реки; 4 – море; 5 – населенные пункты; б) участок берегового уступа в пределах ключевого участка 1 с взбросом в неогеновых и среднеплейстоценовых отложениях; в) участок берегового уступа в пределах ключевого участка 2 с надвигом в средне-позднеплейстоценовых отложениях; г) фрагмент горизонта разжижения в средне-позднеплейстоценовых отложениях, вторично смещенного по горизонтальному разрыву; д) фрагмент надвига в средне-позднеплейстоценовых отложениях

Над московской мореной залегают бассейновые пески двух генераций (предположительно Q<sub>2-3</sub> и Q<sub>3</sub>), разделенные поверхностью размыта и выклинивающиеся вверх по разрезу в южном направлении и расширяющиеся вплоть до уреза моря – в северном. В средней части участка характерно сохранение валдайской морены в верхах разреза с частичным перекрытием её водноледниковыми осадками, подстилаемыми бассейновыми межморенными песками двух генераций, залегающими, в свою очередь на московской морене, кровля которой волнообразно поднимается или опускается ниже уреза моря. Ундулирующая московская морена конформно перекрывается нижней генерацией межморенных песков, складчатость которой варьирует от пологих синклиналей до сжатых антиклиналей с субмеридиональным простиранием (Az<sub>пр</sub>175-180°). В нижней генерации межморенных песков отмечаются деформации разжижения в виде крупных (более 1 м в высоту) пламеобразных форм, придающих всей толще «кипящий» облик. В верхней генерации межморенных

песков проявляется разжижение в виде гомогенизированных пятен в параллельно-слоистой толще, а также малоамплитудная складчатость и субвертикальные разрывы субмеридионального простирания ( $Az_{\text{пл}} 170^\circ \angle 80-85^\circ$ ) со смещениями до первых десятков сантиметров (20-40 см), пронизывающие и нижележащие отложения. Отдельные разрывы ( $Az_{\text{пл}} 78-85^\circ \angle 70-75^\circ$ ) проникают в перекрывающую пески валдайскую морену и вышележащие позднеледниковые пески, смещая их на крыльях до 3-5 см.

На **втором ключевом участке** (рис. 1в), береговой уступ значительно ниже – от 1,5-2 до 10-12 м, но ситуация принципиально не меняется, дополняясь только присутствием голоценовых отложений предположительно литориновой трансгрессии ( $Q_4$ ), развитых в приповерхностных частях низкой террасы, сопряженной с левым бортом долины р. Забава. Терраса постепенно увеличивает высоту в западном направлении от 1,5-2 до 7-8 м, при этом мощность литориновых песков ( $\approx 1$  м) устойчиво сохраняется на всем протяжении ( $\approx 500$  м), выклиниваясь только вблизи верхнего уровня. Поверхность террасы соответствует западному крылу пологой синклинали, осевую часть которой занимает русло р. Забава. Амплитуда синклинали около 7 м при ширине в несколько сотен метров. С востока на запад при подъеме бровки берегового уступа под литориновыми песками появляется горизонт валдайской морены мощностью около 2 м, поднимающийся к бровке террасы на высоту около 8-10 м и далее к западу устойчиво выдерживающий высоту. Под валдайской мореной залегают песчаные бассейновые отложения, нижняя часть которых облекает волнистообразную кровлю московской морены, то появляющуюся выше уреза и поднимающуюся в верхнюю часть берегового уступа смыкаясь с валдайской мореной, то погружающейся ниже уреза моря. Нижняя часть бассейновых межморенных песков ( $Q_{2-3}$ ), конформно облекает кровлю московской морены и представляет собой сочетание пологих синклиналей шириной первые сотни метров и амплитудой до первых метров и узких сжатых асимметричных антиклиналей, сопряженных с субширотными взбросами и надвигами ( $Az_{\text{пл}} 360^\circ \angle 75-80^\circ$ ;  $Az_{\text{пл}} 330-340^\circ \angle 50-60^\circ$ ). В песчаных прослоях межморенной толщи наблюдаются выраженные горизонты с деформациями разжижения в виде пламеобразных текстур высотой до 10 см

На **третьем ключевом участке** (рис. 1г) береговой уступ высотой 35-37 м обнажает палеоген-неогеновую толщу субгоризонтально переслаивающихся песков, супесей, глин с характерными прослоями органики. Толща нарушена двумя крупными разрывами субмеридионального ( $Az_{\text{пл}} 80-90^\circ \angle 50-55^\circ$ ) и субширотного ( $Az_{\text{пл}} 180-190^\circ \angle 20-25^\circ$ ) простирания. Амплитуда разрывов не установлена, но превышает 3-4 м по видимым в обнажении плоскостям. Субмеридиональный разрыв образует зону шириной до 0,5 м с интенсивным ожелезнением и разжижением.

## Выводы

Территория Самбийского полуострова характеризуется тесной взаимосвязью осадконакопления с активной тектонической деятельностью начиная со среднего плейстоцена и вплоть до позднего голоцена.

Пространственно-кинематические параметры разрывных и складчатых деформаций, фиксирующихся в береговых уступах, соответствуют фланговым элементам морфоструктуры с субмеридиональным простиранием вдоль западного обрамления и субширотным – вдоль северного.

В отложениях зафиксированы следы 4-х этапов тектонической активизации: а) послемосковский ( $Q_{2-3}$ ); б) предвалдайский ( $Q_3$ ); в) позднеледниковы-раннеголоценовый ( $Q_{3-4}$ ); г) позднеголоценовый ( $Q_4$ ).

Для первого этапа характерно преобладание взбросовых и надвиговых структур, сопровождаемых антиклиналями, а для более поздних этапов – сбросов и пологих синклиналей, что, по-видимому, отражает смену тектонического режима

Наиболее интенсивные тектонические движения относятся к наиболее ранним этапам (а), когда амплитуды вертикальных смещений по разрывам достигали первых десятков метров, а мощность горизонтов разжижения превышала 1 м. Позднее интенсивность снижалась, отражаясь в амплитудах смещений по разрывам от нескольких десятков см (б) до сантиметров и первых дециметров (в и г).

Возрастные определения этапов носят ориентировочный характер и базируются на стратиграфической позиции деформированных отложений и будут уточнены после получения данных инструментального датирования.

**Источники финансирования:** работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-80087)

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Блажчишин А.И.* Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ. 1998. 160 с.
2. *Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Палиенко В.П., Шляуна А.И.* Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника. 1999. № 5. С.3-14.
3. *Додонов А.Е.* Дислокации кайнозойских отложений и их связь с неотектоникой на территории Калининградского полуострова // Вестник Московского университета. Геология. 1971. № 6. С. 78-82.
4. *Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А.* Стратиграфия Калининградского региона. Калининград. 2001. 225 с.
5. *Казанов Ю.В., Макарова Э.П., Иванова З.К.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Прибалтийская. Лист N-34-VIII, IX. Объяснительная записка. М. 1983. 59 с.
6. *Левков Э.А., Карабанов А.К.* Неотектоника Беларуси // Литосфера. 1994. № 1. С. 119-126
7. *Лукьянова Н.В., Богданов Ю.Б., Васильева О.В., Варгин Г.П., Вербицкий В.Р., Горбачевич Н.Р., Жамойда В.А., Зытнер Ю.И., Кириков В.П., Максимов А.В., Никутина Н.Г., Семенова Л.Р., Сивков В.В., Фенин Г.И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-(34) – Калининград. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2011. 226 с.
8. *Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Новиков С.С., Мараханов А.В.* Активная тектоника района Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 года // Вопросы инженерной сейсмологии. 2010. Т. 37 (3). С. 5-20.
9. *Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Горбатилов А.В., Лутиков А.И., Новиков С.С., Мараханов А.В., Степанова М.Ю., Андреева Н.В., Ларьков А.С.* Детальная оценка сейсмической опасности территории Калининграда и тектонический анализ землетрясений 2004 г. // Инженерные изыскания. 2014. № 12. С. 26-38
10. Сеймотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения / *Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Аронова Т.И., Бояркин С.А., Воейкова О.А., Гарецкий Р.Г., Донцова Г.Ю., Дудлер И.В., Иогансон Л.И., Карабанов А.К., Лутиков А.И., Макаров В.И., Несмеянов С.А., Николаев В.А., Никонов А.А., Ойзерман М.Т., Серебрякова Л.И., Сероглазов Р.Р., Хайме Н.М.* / под ред. Р.Г. Гарецкого и С.А. Несмеянова М.: Книга и бизнес. 2009. 288 с.
11. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* Сопоставление тектонических фаз и инверсий магнитного поля в позднем мезозое и кайнозое // Вестник Российской академии наук. 2017. Т. 87 (12). С. 1091-1097.
12. *Garetsky R.G., Levkov E.A., Schwab G., Sokolowski J., Stackebrandt W.* Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (Oligocene). Map of Scale 1:1500000. Neogeodynamica Baltica. Project No. 346. Edited by: Geological Survey of Brandenburg, Germany, Kleinmachow. 1998-2000
13. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Herausgegeben von der Koniglich Preussischen Geologischen Landesanstalt. Gr Dirschkeim. Geologisch und agronomisch bearbeitet durch *E. Meyer*, 1908. Langen-Massstab 1:25000. Herausgegeben. 1914
14. *Ludwig A.O.* Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map 1). Neogeodynamics of the Baltic Sea depression and adjacent areas. Results of IGCP project No. 346. Ed. R.G. Garetsky, A.O. Ludwig, G. Schwab, W. Stackebrandt// Brandenburgische Geowiss. Beitr. Kleinmachow. 2001. 8 (1). P. 5-12.





## К ОЦЕНКЕ СИЛЫ И ЧАСТОТЫ ЗАПРОЕКТНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В РАЙОНЕ РАЗМЕЩЕНИЯ АС

Е.Г. Бугаев

ФБУ "НТЦ ЯРБ", Москва, e-mail: bugaev@secnrs

### Введение

В марте 2011 г. на АЭС «Фукусима-Дайичи» произошла тяжелая авария, причиной которой стало землетрясение "Тохоку" с  $M_w = 9,0$  и последовавшее за ним цунами с максимальной высотой волны 14–15 м. При проектировании АЭС «Фукусима-Дайичи» учитывались реальные сейсмические воздействия, соответствующие повторяемости порядка 1 раза в 200-300 лет, установленные согласно сейсмическому зонированию Японии. При этом реальная высота волны цунами принималась равной 5,5 м. Экстремальные внешние воздействия не рассматривались. Последствия аварии определили важность идентификации и учета при обосновании безопасности редких сильных воздействий, превышающих воздействия принятые в проекте АС. В российские нормативные требования включено выполнение анализа запроектной аварии, вызванное внешними воздействиями, которые превышают воздействия, учитываемое в проекте АС. Идентификация и определение параметров (место,  $M_{\max}$ , частота, безопасное расстояние) запроектного землетрясения потребовали разработки и совершенствования методов оценки сейсмической опасности с учетом возможного проявления на площадке АС максимальной интенсивности с вероятностью превышения  $10^{-5}$  в год. Систематический анализ результатов программы GSHAP (1992-1999 гг.), в рамках которой выполнялось ОСП-97, показал, карты GSHAP и комплект карт ОСП-97, разработанных в рамках программы GSHAP, не решают данной проблемы и неприемлемы для ответственных оценок риска, поскольку в зонах с более низкой прогнозной сейсмичностью проявляются сильные землетрясения [Кособоков, Некрасова, 2011].

Анализ результатов детального сейсмического районирования (ДСР) района размещения АС, выполняемого на основании методологии ОСП-97, позволяет установить причины пропуска цели - недооценки опасности в прогнозных зонах сейсмичности являются:

1) при использовании детерминистского подхода это:

- учет предположения об отсутствии в пределах определенного района землетрясений, больших некоторой максимальной магнитуды  $M_{\max}$ ;
- оценка  $M_{\max}$  с учетом  $M_{\max \text{ наб}}$ , согласно соотношению:  $M_{\max} = M_{\max \text{ наб}} + \Delta M$ . Обычно принимается  $\Delta M = 0,5$ , что справедливо лишь при условии реализации в районе землетрясение близкого к максимальному, что маловероятно при периоде наблюдений значительно короче нормативного;
- сегментация структур - учет при оценке  $M_{\max}$  линейного отрезка (или части домена) зоны ВОЗ, а не ее полной длины (или размера уточненного домена);
- учет большей глубины очага или большего эпицентрального расстояния, чем принято при ОСП-97;

2) при использовании вероятностного подхода это:

- предположение о стационарности сейсмического и геодинамического процессов в районе размещения АС, детальный анализ показывает, что это не так;
- использование усеченного закона Гутенберга-Рихтера, при котором ограничивается величина  $M_{\max}$ ;
- оценка сейсмической опасности с учетом  $M_{\max}$  для периода наблюдений  $T = 50$  лет. Для обоснования безопасности АС требуется учитывать землетрясения с  $M_{\max}(T = 10000 \text{ лет})$  и рассматривать возможность запроектных землетрясений с  $M_{\max}(T_{\max} = 100\,000 \text{ лет})$ ;
- не достаточное внимание уделяется сеймотектоническим и геодинамическим условиям подготовки и проявления предельных землетрясений с  $M_{\max \text{ пр}}$ .

Основной причиной несоответствия результатов ОСП и ДСР района размещения АС нормативным требованиям является исключение из рассмотрения экстремальных событий с вероятностью превышения порядка  $10^{-4}$  в год и менее. Хотя еще в начале пятидесятых годов прошлого века Г.А. Гамбурцев отмечал, что нельзя исключать из рассмотрения возможность проявления в пределах как в активной, так и слабоактивной территории максимального предельного землетрясения, воздействия при которых могут отличаться лишь повторяемостью (частотой) [Гамбурцев, 1955].



Это потребовало дальнейшего совершенствования методологии ОСР-97 в части выявления определения места, силы ( $M_{\max}$ ) и частоты предельного землетрясения в районе размещения АС, оценки безопасного расстояния и определения максимальных параметров сейсмических воздействий, необходимых для выполнения анализа запроектной аварии, вызванной землетрясением, не учитываемым в проекте АС.

Для этого в РБ-019-18 «Оценка исходной сейсмичности района и площадки размещения объекта использования атомной энергии при инженерных изысканиях и исследованиях» включен новый детерминистско-вероятностный подход к оценке  $M_{\max}$ , частоты максимального землетрясения в районе размещения АС и прогнозных пределов графиков повторяемости землетрясений (далее - прогнозных пределов), на основе расчетной модели, отражающей самоподобие (дискретность) геодинамических зон - линеаментов ЛДФ-модели ОСР-97 с учетом масштабности структур и сеймотектонических закономерностей о зависимости предельных параметров очагов землетрясений от размера очага, условий деформирования и характера разрушения. Подход основан на генетической связи геодинамического и сейсмического процессов. Его возможности рассмотрены применительно к анализу условий подготовки и проявления двух катастрофических землетрясений: Тохоку (2011) в Японии и Тяньшанского (1976) на Восточно-Китайской платформе. Выполненный анализ позволил объяснить природу нестационарности сейсмического процесса и ее роль в пропуске цели при оценке сейсмической опасности.

### **Основные положения нового детерминистско-вероятностного подхода**

Требование идентификации и определения параметров запроектного землетрясения, возможного в районе размещения АС с вероятности превышения  $10^{-5}$  в год, послужило основанием для разработки и включения в руководство по безопасности РБ-019-18 детерминистско-вероятностного подхода оценки  $M_{\max}$ , частоты максимального землетрясения и прогнозных пределов графиков повторяемости землетрясений по материалам инженерных изысканий на основе генетической связи геодинамического и сейсмического процессов и их нестационарности. Основанием для разработки детерминистско-вероятностного подхода послужили тектонофизические взгляды М.В. Гзовского на связь сейсмичности и долговременной скорости тектонических движений; самоподобие (дискретность) геофизической среды и приуроченность наиболее сильных землетрясений к геодинамическим зонам – межблоковым границам литосферных блоков высшего иерархического уровня [Садовский и др., 1987], связь эпицентров землетрясений со структурой геодинамических зон, используемой в линеаментно-доменно-фокальной модели зон ВОЗ ОСР-97 [Уломов, Шумилина, 1999]. Базой детерминистско-вероятностного подхода является расчетная модель, отражающая структуру геодинамических зон - потенциальных зон ВОЗ, выявленных при проведении детальных инженерных изысканий в районе размещения АС по уточнению и детализации характеристик ЛДФ модели-ОСР-97. Отсутствие представительных сейсмостатистических данных и недостаточная изученность глубинного строения земной коры вынуждает при оценке сейсмической опасности опираться на ряд физически и эмпирически установленных закономерностей и предположений:

- расчетная модель принята на основе модели "кусковатости" геофизической среды (Садовский и др., 1987) и отражает самоподобие (дискретность) межблоковых границ (геодинамических зон) и является естественной детализацией ЛДФ-модели зон ВОЗ ОСР-97 [Уломов, Шумилина, 1999];

- потенциальные зоны ВОЗ - геодинамические зоны, активизированные на неотектоническом, четвертичном и современном этапах геологического развития, - аналог линеаментов в ЛДФ-модели ОСР-97;

- основными характеристиками расчетной модели являются размер максимального элемента  $L_1$  модели, соответствующий протяженности максимальной зоны ВОЗ в районе размещения АС, и коэффициент подобия  $k_{\text{п}}$ , равный корню квадратному из десяти.

- дискретные свойства расчетной модели позволяют формализовать оценку эффективных размеров  $L_i$  зон ВОЗ района, и суммарного количества  $N_{ci}$  элементов модели ранга  $n$  и более до максимального элемента  $i = 1$  включительно, где  $i = 1, 2, 3, \dots, n$ ;

- сейсмический процесс в районе размещения АС определяется максимальной потенциальной зоной ВОЗ расчетной модели, ее типом (линейная, плоская), скоростью деформации (минимальная  $G_{\text{мин}}$  и максимальная  $G_{\text{макс}}$ ) и упругим пределом ( $e_{\text{эф}}$ ,  $e_{\text{макс}}$ ,  $e_{\text{хп}}$ );

- для плоской модели максимальный период  $T_{\text{макс}}$   $n$ , соответствующий времени достижения накопленными деформациями упругого предела  $e_{\text{макс}}$ , при достижении которого в максимальной зоне

ВОЗ произойдет разрушение, определен согласно:  $T_{\max} = e_{\max}/G_{\min}$ . Периоды повторения  $T_{\max \pi i}$  максимальных землетрясений в составных элементах ранга  $n$  определяются делением  $T_{\max \pi}$  на суммарное количество составных элементов ранга  $n$ ;

- для линейной модели максимальный период  $T_{\max \text{ л}}$ , соответствующий времени достижения накопленными деформациями упругого предела  $e_{\text{эф}}$ , при достижении которого в максимальной зоне ВОЗ произойдет разрушение, определен согласно:  $T_{\max \text{ л}} = e_{\text{эф}}/G_{\max}$ . Периоды повторения  $T_{\max \text{ л} i}$  максимальных землетрясений в составных элементах ранга  $n$  определяются делением  $T_{\max \text{ л}}$  на суммарное количество составных элементов;

- кривые фрактальности ( $\lg N_{ci}(\lg L_i)$ ) вычисляются с учетом деления суммарного количества  $N_{ci}$  элементов ранга  $n_i$  на  $T_{\max i}$  и характеризуют скорость потока формирования структур разного ранга в районе размещения АС;

- прогнозные пределы графиков повторяемости землетрясений рассчитываются с учетом кривых фрактальности и предельных сеймотектонических закономерностей, отражающих зависимость  $M_{\max}$  и  $e_{\text{эф}}$  и  $e_{\text{хп}}$  от размера составного элемента модели, соответствующего эффективной протяженности ВОЗ соответствующего ранга.

Перечисленные предположения и допущения позволяют на основе расчетной модели формализовать оценку  $M_{\max}$ , частоты максимального землетрясения и прогнозных пределов и использовать эти данные для определения безопасного расстояния, максимальной интенсивности и частоты запроектного землетрясения на площадке АС.

Использование разных типов расчетной модели (линейная, плоская) и учет изменения условий деформирования и характера разрушения позволяет понять природу нелинейности фрагментов графиков повторяемости магнитуд (далее - графиков) землетрясений, по выборкам данных для фона сейсмического процесса, его активизации при подготовке сильного землетрясения, форшокового до и афтершокового после главного события и возвращения к сейсмическому фону. Новый детерминистско-вероятностный подход с учетом региональных геодинамических и сейсмологических данных был использован при анализе условий подготовки и проявления сильнейших землетрясений в сейсмически активной зоне субдукции (район проявления землетрясения Тохоку (2011) и на платформенной территории, ранее считавшейся асейсмичной, - район проявления Таньшанского землетрясения (1976). Исходные данные включали сведения о масштабности структур, скорости деформации, а также выборки из каталогов инструментальных и исторических землетрясений в период фона, активизации, форшокового и афтершокового процесса с последующим выходом на фон.

### Геодинамические и сейсмологические условия проявления землетрясения Тохоку

Район проявления землетрясения Тохоку с  $M_w = 9,0$  приурочен к зоне субдукции и характеризуется высоким уровнем геодинамической и сейсмической активности, наличием структур XIV, XV, XVI и более высокого порядка. Землетрясение произошло в результате подвижки блоков земной коры в зоне влияния контакта Тихоокеанской и Северо-Американской (Охотской) плит в очаговой зоне длиной 400 км и шириной 200 км [Тихонов, Ломтев, 2011]. В результате землетрясения остров Хонсю сместился на 2,4 метра в сторону эпицентра землетрясения (Северной Америки). По другим оценкам, сдвиг составил 40 м и занимал площадь от 300 до 400 км в длину и 100 км в ширину (структура XV порядка). Учитывая размер очаговой зоны, протяженность зоны ВОЗ, ответственной за подготовку и проявления землетрясения Тохоку (2011), могла быть принята структура XVI порядка, протяженность как минимум 1000 км. С учетом соотношения размеров очаговой зоны и протяженности зоны ВОЗ для расчетов можно принять коэффициент подобия  $k_{\pi} = \sqrt{10}$ . Скорость надвигания Тихоокеанской плиты на Охотскую достигает 92 мм/год. Скорость деформации может изменяться от  $9,2 \cdot 10^{-7}$  до  $3,1 \cdot 10^{-6}$  в год на структурах XIII - XIV порядка. На более мелких структурах величина скорости деформации может достигать  $9,2 \cdot 10^{-5}$ - $2,8 \cdot 10^{-4}$  и более. Для контроля достоверности прогнозных пределов графиков повторяемости землетрясений (далее - прогнозных пределов) использованы графики повторяемости магнитуд наблюдаемых землетрясений (далее - графики) для выборок событий, произошедших в разные отрезки времени, соответствующие фону, нарастанию сейсмической активности и ее спаду после главного события. При расчете параметров графиков суммарное количество событий для разных диапазонов магнитуд приводилось к 1 году и единичной площади района. Графики для временного интервала 49 лет до главного события, рассчитанные для территории в радиусе 150 - "черные круги" и 300 км - "черные окружности" от АЭС "Фукусима" приведены на (Рис. 1а), здесь же показаны: график исторических землетрясений за ~ 900 лет "черно желтые квадраты", график за 21 год до главного события "черные треугольники", 2

графика форшоков за 3-е суток до главного толчка ("синие квадраты" и "черные ромбы"), и два графика афтершоков за 11 суток "сиреневые ромбы" и за 1 год "сиреневые квадраты" после землетрясения 11 марта 2011 года.

### **Геодинамические и сейсмические условия проявления Тяньшанского землетрясения**

Рифтовые зоны на Северо-Востоке Китая заложены еще в миоцене, но основное развитие получили в плиоценовое время [Zhang et al., 1998]. По неотектоническим данным, латеральные перемещения в этих зонах разломов составляют 2-6 мм/год [Deng et al., 2002]. С учетом долговременной скорости тектонических движений и линейных размеров тектонических блоков XIII - XIV порядка оценена максимальная и минимальная скорость деформации:  $G_{\max}=1,9 \cdot 10^{-7}$  и  $G_{\min}=6 \cdot 10^{-8}$  в год. В сейсмическом отношении территория северо-востока Китайской платформы относилась к слабоактивным территориям, в пределах которой имели место редкие сильные исторические землетрясения. Для оценки графиков повторяемости использована выборка инструментальных данных о землетрясениях северо-востока Китайской платформы для территории, ограниченной координатами 35-45° с.ш. и 113-124° в.д. в период с 07.03.1966 по 07.12.2013 г. из каталога землетрясений (ANSS). Выборка включает сейсмические события с магнитудами от 3,0 до 7,9, в том числе катастрофическое Тяньшанское землетрясение (1976).

Анализ пространственного распределения очагов землетрясений позволил подразделить данные на два временных этапа с принципиально разным сейсмическим режимом.

Этап I длился порядка десяти лет (с проявления землетрясением с  $M=6,75$  (1966) до афтершока Тяньшанского землетрясения, произошедшего 15.11.1976 г. с  $M=6,3$ ) и характеризовался кластерным характером и повышенной сейсмической активностью в зоне северо-восточного простирания шириной порядка 200 км и протяженностью порядка 1000 км. Землетрясения за пределами этой зоны в течение этапа I практически отсутствовали. Внутри зоны наблюдалось последовательное проявление сейсмической активности с юго-запада на северо-восток в виде сильных землетрясений с  $M$  более 6,5 с афтершоками и роями в виде трех кластеров, расстояние между которыми достигало 300 км. После второго сильного события наблюдалась цепочка умеренных землетрясений, которая контролировала направление зоны изменения напряженно-деформированного состояния северо-восточного простирания и послужила одним из прогностических признаков при удачном прогнозе третьего в данной зоне Хайченского землетрясения с  $M=7,4$  (04.02.1975 г.). Предсказать четвертое катастрофическое Тяньшанское землетрясение (1976), приуроченное к данной зоне, не удалось.

Этап II начался с проявления афтершока Тяньшанского землетрясения, произошедшего 15.11.1976 г. с  $M=6,3$ , после которого кластерный характер пространственного распределения эпицентров землетрясений сменился на рассеянную сейсмичность, охватившую всю рассматриваемую территорию. Такой процесс, по-видимому, продолжается до настоящего времени и характеризует начало повторного сейсмического цикла. На рис. 1,б приведены графики для I этапа "красно желтые квадраты", графики II этапа "красно желтые треугольники", график исторических землетрясений "красно-желтые ромбы" и график для фоновых событий "красные окружности".

В результате Тяньшанского землетрясения и его сильнейших афтершоков, включая афтершок 15.11.1976 г., консолидированные взаимодействующие тектонические блоки распалась и сформированная в течении длительного времени региональная сейсмогенная зона прекратила свое существование. Это подтверждается переходом от кластерного характера сейсмичности к рассеянному и графиком за период наблюдений с 2000 по 2006 год "красные окружности" (рис. 1,б) и сходными с графиком этапа II. Соотношение размеров консолидированных блоков и протяженности региональной сейсмогенной зоны также позволяет принять коэффициент подобия  $k_{\Pi} = \sqrt{10}$ , что не противоречит модели "кусковатости" геофизической среды академика М.А. Садовского.

### **Обоснование одной расчетной модели для обеих районов**

Региональные геодинамические и сейсмологические данные позволяет для обеих районов принять одну расчетную модель, основные характеристики которой определяются размером максимального элемента модели  $L_1 = 1000$  км и коэффициентом подобия  $k_{\Pi} = \sqrt{10}$ . Рассмотрение двух типов модели (плоская и линейная) позволяет учесть разные условия деформирования: плоская модель отражает рассеянную сейсмичность при всестороннем, а линейная - при одноосном деформировании. Согласно сеймотектоническим данным упругий предел в очаговых зонах землетрясений изменяется от  $10^{-9}$  до  $10^{-3}$  и более. Для оценки  $M_{\max}$ , частоты и прогнозных пределов учитывались эффективный упругий предел для Земли в целом  $e_{\text{эф}} = 3,2 \cdot 10^{-5}$ , хрупко-пластический предел  $e_{\text{хп}}$ , ограничивающего упругий предел  $e_{\text{уп}}$  сверху, согласно:  $\lg e_{\text{уп}} = \lg e_{\text{хп}} - 0,5 \cdot \lg L_i - 2,75$ ,

где  $L_i$  - протяженность составных элементов расчетной модели (или потенциальных зон ВОЗ района размещения АС) разного ранга [Татаринов, Бугаев, Татаринова, 2015].

Основные отличительные особенности рассматриваемых районов определяются прежде всего различием в долговременной скорости латерального перемещения. Для платформы  $V = 2-6$  мм/год, а для зоны взаимодействия Тихоокеанской и Охотской плит  $V = 92$  мм/год, и принципиальным различием скорости деформации ( $G$ , в год).

Для района проявления землетрясения Тохоку (2011)  $M_{\max}$ ,  $T_{\max}$  и прогнозные пределы рассчитывались на основе плоской модели с учетом  $G_{\min} = 3 \cdot 10^{-7}$  в год. Для учета возможного изменения свойств среды в области подготовки катастрофического землетрясения и после него прогнозные пределы рассчитывались на основе линейной модели с учетом трех величин скорости деформации:  $G_{\max 1} = 1,7 \cdot 10^{-6}$  в год для оценки влияния фоновой сейсмичности;  $G_{\max 2} = 3 \cdot 10^{-5}$  в год для изменения свойств среды на начальном периоде подготовки главного события и  $G_{\max 3} = 0,3$  в год для анализа форшоковой и начального периода афтершоковой активности. При анализе афтершоковой активности через год после главного толчка учитывалась величина  $G_{\max 4} = G_{\max 2}$ .

Для района проявления Тяньшанского землетрясения (1976) прогнозные пределы графиков повторяемости рассчитывались на основе плоской модели с учетом  $G_{\min} = 6,2 \cdot 10^{-10}$  в год и линейной модели с учетом двух значений скорости деформации:  $G_{\max 1} = 1,5 \cdot 10^{-5}$  в год для I этапа сейсмической активности  $G_{\max 2} = 2 \cdot 10^{-8}$  в год для II этапа - этапа перехода к фоновой сейсмичности после 15.11.1976 г. с  $M=6.3$ , кластерный характер пространственного распределения эпицентров землетрясений сменился на рассеянную сейсмичность и рассчитывались на основе плоской модели с учетом  $G_{\min} = 6,2 \cdot 10^{-10}$  в год.

### **Сопоставление прогнозных пределов и графиков повторяемости магнитуд землетрясений**

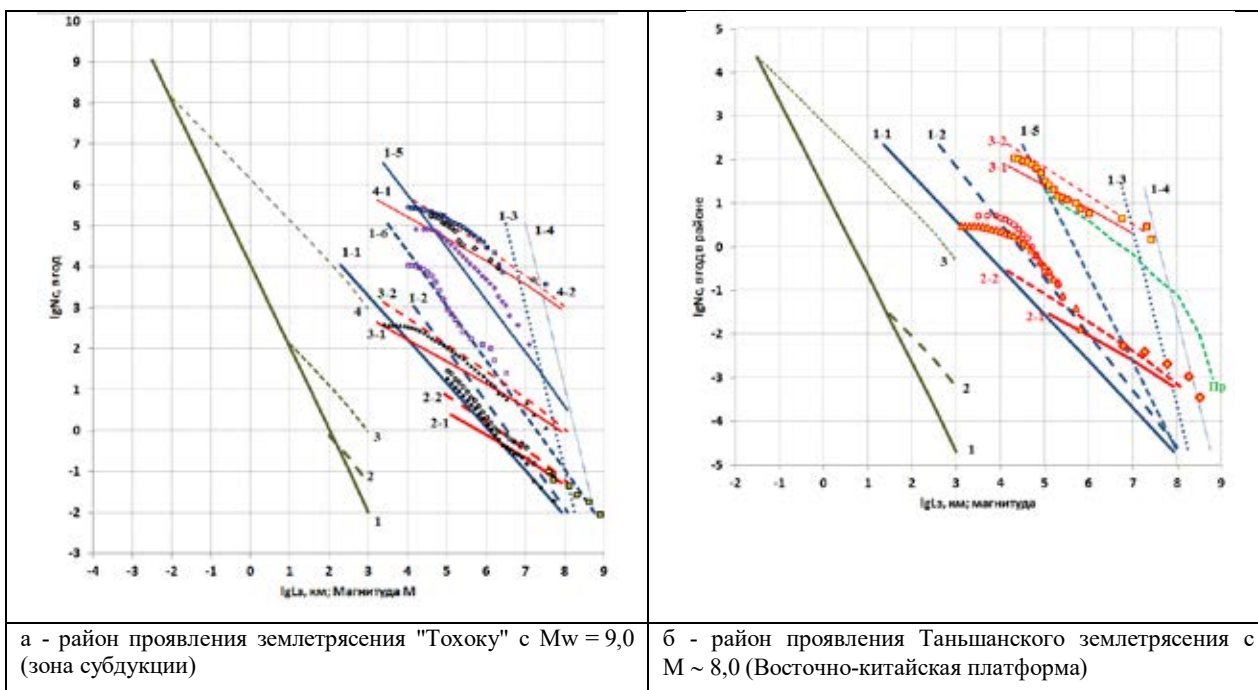
Для района землетрясения Тохоку (2011) результаты оценки графиков повторяемости магнитуд для разных выборок данных представлены на рисунке 1а. Графики для периода наблюдений 49 лет до главного события, получены для территорий в радиусе  $R_1 = 300$  км ("черные окружности") и  $R_2 = 150$  км ("черные круги") контролируются прогнозными пределами (1-1) и (1-2), рассчитанными для плоской модели и упругих пределов  $e_{\text{эф}}$  и  $e_{\text{хп}}$  соответственно и характеризуют фоновую сейсмичность. Графики не линейны и включают характерные сейсмические события, магнитуда и частота которых превышает прогнозные оценки по слабым событиям, получаемым согласно закону Гутенберга-Рихтера. Проявление характерных события контролируется графиком исторических землетрясений за  $\sim 900$  лет ("черно желтые квадраты") и прогнозными пределами (2-1) и 2-2), рассчитанными для линейной модели и упругих пределов  $e_{\text{эф}}$  и  $e_{\text{хп}}$  соответственно. Обращает на себя внимание более высокий уровень активности графиков для территории в  $R_2 = 150$  км ("черные круги"), что связано с влиянием эпицентральной зоны главного события. График за 21 год до главного толчка ("черные треугольники") контролируются прогнозными пределами (3-1) и (3-2), рассчитанными для линейной модели и упругих пределов  $e_{\text{эф}}$  и  $e_{\text{хп}}$  соответственно для более высокой скорости деформации. Графики форшоков "синие квадраты" и "черные ромбы", рассчитанные по разным выборкам для трех суток, контролируются прогнозными пределами (4-1) и (4-2), также рассчитанными для линейной модели и упругих пределов  $e_{\text{эф}}$  и  $e_{\text{хп}}$  соответственно, но при еще более высокой скорости деформации. Графики афтершоков "сиреневые ромбы" и "сиреневые квадраты", наблюдаемые в течение 11 суток и 1 года после главного толчка, контролируются прогнозными пределами (1-5) и (1-6), рассчитанными для плоской модели, упругого предела  $e_{\text{эф}}$  и  $G_{1-5}$  и  $G_{1-6}$  в год соответственно.

Для Тяньшанского землетрясения (1976) особенности пространственного проявления сейсмических событий послужили основанием для выделения двух временных этапов. I этап - период сейсмической активизации, характеризующийся структурированной приуроченностью кластеров землетрясений к линейной зоне северо-восточного простирания, имеющей длину порядка 1000 км и ширину — порядка 200 км. В пределах этой зоны последовательно с юго-запада на северо-восток произошло три крупных землетрясения, последнее из которых Хайченское землетрясений 1975 г. было удачно спрогнозировано, а на следующий год случилось Тяньшанское землетрясение, гласная ось афтершоковой последовательности которого была ориентирована сейсмогенной зоны, которая, по-видимому, сформировалась в течении длительного деформирования и контролировала текущий сейсмический процесс. После афтершока 15.11.1976 г. с  $M=6.3$ , кластерный характер пространственного распределения эпицентров землетрясений сменился на рассеянную сейсмичность, охватившую всю рассматриваемую территорию, что может рассматриваться как признак

прекращения существования новообразованной напряженно-деформированной зоны. С учетом этого все события после афтершока 15.11.1976 г. были отнесены ко II этапу и рассматривались как характеристика фона.

Для I этапа ( $T_{\text{наб}} \sim 10$  лет до главного толчка) график представлен "красно желтыми квадратами" контролируется прогнозными пределами (3-1) и (3-2), рассчитанными для линейной модели и упругих пределов  $\epsilon_{\text{эф}}$  и  $\epsilon_{\text{хп}}$  соответственно (рис. 1,б).

Для II этапа (после афтершока 15.11.1976 г. с  $M=6.3$ ) график контролируется прогнозным пределом (1-2), рассчитанным для плоской модели для предела  $\epsilon_{\text{хп}}$ . Возможность рассмотрения данного графика в качестве характеристика фона подкрепляется графиком событий с 2000 по 2016 гг "красные окружности" (рис. 1,б). Здесь же представлен график исторических землетрясений "красно-желтые ромбы", контролируемые прогнозными пределами (2-1) и (2-2), рассчитанными для линейной модели и упругих пределов  $\epsilon_{\text{эф}}$  и  $\epsilon_{\text{хп}}$  соответственно, которые указывают на возможность проявления в данном районе характерных землетрясений. Последний факт нашел отражение кривой сейсмической опасности ("Пр" - зеленые штрихи), разработанной для Таньшанского землетрясения (AIR EarthquakeModel for Mainland China).



**Рис. 1.** Графики повторяемости магнитуд землетрясений (далее - графики) районов проявления катастрофических землетрясений и прогнозные пределы графиков повторяемости (далее - пределы), рассчитанные согласно новому детерминистско-вероятностному подходу на основе расчетной модели, отражающей сомоподобие (дискретность) геофизической среды и происходящих в ней процессов, с учетом предельных сеймотектонических закономерностей о зависимости параметров очагов землетрясений от их размера, а также условий деформирования и разрушения среды. Условные обозначения приведены в тексте

## Обсуждение результатов

Совместный анализ прогнозных и наблюдаемых данных показал эффективность нового детерминистско-вероятностного подхода к оценке сейсмической опасности с учетом нестационарности сейсмического процесса и нелинейности графиков повторяемости и позволяет отметить:

- фоновая сейсмичность контролируется прогнозными пределами, рассчитанными для плоской модели при всестороннем деформировании с учетом минимальной скорости деформации и максимального упругого предела;
- графики повторяемости характерных и исторических землетрясений, как правило, контролируются прогнозными пределами, рассчитанными для линейной модели при одноосном деформировании с учетом эффективного упругого предела и максимальной скорости деформации. Они определяют нелинейность графиков (их выполаживание) и проявление характерных землетрясений;

• подготовка сильного землетрясения, как правило, сопровождается повышением сейсмической активности, выполаживанием графиков и проявление характерных землетрясений, положение которых контролируется прогнозными пределами, рассчитанными на основе линейной модели. Особенно ярко это выражено при анализе выборок форшоков. Графики афтершоков контролируются прогнозными пределами, рассчитанными для плоской модели, их уровень с течением времени постепенно приближается к фону.

Полученные результаты позволяют предположить:

• при оценке сейсмической опасности, согласно программы GSHAP (1992-1999 гг.), как правило, учитывался фоновый сейсмический режим, контролируемый прогнозными пределами для плоской модели при всестороннем деформировании. Это приводило к недооценке потенциальной опасности характерных землетрясений;

• при разработке комплекта карт ОСР-97 учитывалось выполаживание графика повторяемости, контролируемое прогнозными пределами (2-1) и (2-2), что приводило некоторому повышению сейсмической опасности, но при этом величина  $M_{\max}$ , как правило, ограничивалась с учетом  $M_{\max \text{ наб}}$ , что также может приводить к недооценке сейсмической опасности;

• при разработке карт GSHAP и ОСР-97 недостаточное внимание уделялось детерминистской оценке мест возможного проявления катастрофических землетрясений и необоснованно большее - вероятностному подходу к оценке сейсмической опасности.

### Выводы и рекомендации

1. Методология GSHAP и ОСР-97 не позволяет идентифицировать и учесть при обосновании безопасности АС возможность проявления в районе размещения АС редких сильных землетрясений, воздействия при которых превышают воздействия принятые в проекте АС и способны привести к запроектной аварии.

2. ДСР района размещения АС, выполняемое при инженерных изысканиях на основании методологии ОСР-97, не решает проблему идентификации и определения параметров максимального землетрясения с  $M_{\max}(T_{\max} = 100\ 000 \text{ лет})$ , необходимого для выполнения анализа запроектной аварии, вызванной редким сильным землетрясением с частотой порядка  $10^{-5}$  в год.

3. При ДСР района размещения АС в составе инженерных изысканий для идентификации и определения параметров запроектного землетрясения с учетом нестационарности сейсмического и геодинамического процесса рекомендуется использовать новый детерминистско-вероятностный подход, включенный в РБ-019-18 «Оценка исходной сейсмичности района и площадки размещения объекта использования атомной энергии при инженерных изысканиях и исследованиях».

4. При проведении мониторинговых наблюдений в районе размещения АС особое внимание рекомендуется уделять контролю параметров сейсмического режима, скорости деформации среды и упругого предела и оценивать влияние их возможного изменения на сейсмическую опасность при сооружении, эксплуатации и выводе из эксплуатации АС.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Гамбурцев Г.А. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений // Бюллетень Совета по сейсмологии. 1955. (1). С. 7–14.
2. Кособоков В.Г., Некрасова А.К. Карты глобальной программы оценки сейсмической опасности (GSHAP) ошибочны // Вопросы инженерной сейсмологии. 2011. Т. 38 (1). 2011. С. 65–76.
3. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука 1987. 100 с.
4. Татаринцов В.Н., Бугаев Е.Г., Татаринцова Т.А. Оценка деформаций земной коры по данным спутниковых наблюдений при обосновании безопасности подземной изоляции радиоактивных отходов // Горный журнал. 2015. (10). С. 27–32.
5. Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Великое японское землетрясение 11 марта 2011 г: Тектонические и сейсмологические аспекты // Геофизические процессы и биосфер. 2011. Т. 10. (2) С. 49–66.
6. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ИФЗ РАН. 1999. 57 с.
7. Deng, Q.D., Zhang, P.Z., Ran, Y.K., Yang, X.P., Min, W., and Chu, Q.Z. Basics characteristics of active tectonics of China (in Chinese): Science in China. 2002. V. 32. P. 1020–1030.
8. Zhang Y., Mercier J.L., Vergely P. Extension in the graben systems around the Ordos (China), and its contribution to the extrusion tectonics of south China with respect to Gobi-Mongolia // Tectonophysics. 1998. V. 285. P. 41–75, doi: 10.1016/S0040-1951(97)00170-4.

# НЕОБХОДИМОСТЬ СМЕНЫ РАЗРЫВНОЙ ИДЕОЛОГИИ В СЕЙСМИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ НА ДЕГАЗАЦИОННУЮ. ПОНИМАНИЕ ПРИРОДЫ ГЛУБОКОФОКУСНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ - КЛЮЧ К АНАЛИЗУ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ЛИТОСФЕРЕ

И.Л. Гуфельд<sup>1</sup>, О.Н. Новоселов<sup>2</sup>, А.Ю. Щекотов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> МГТУ

1. Разрывная идеология сейсмического процесса начала свою жизнь с Сан-Францисского землетрясения 1906 года. Наблюдения последствий этого события по существу стали основой лабораторных моделей сейсмического процесса. Это событие сопровождалось сильными горизонтальными сдвигами на поверхности, сам «разрыв» вышел на поверхность. Закон Гука был уже известен, поэтому наблюдаемы смещения Рейд объяснил увеличением деформаций и сдвиговых напряжений до уровня, превышающего предел прочности пород, при котором произойдет разрыв. Локализованное смещение пород было принято за «разрыв». Разрывная идеология сейсмического процесса стала основной с середины 70-годов прошлого века и нашла своих сторонников в лабораторных экспериментах (модели ЛНТ, ДД и их разновидности). Привлекательностью лабораторных моделей была их наглядность, не требующая изучения реальной среды. Такая логика сейсмологов на многие десятки лет блокировала возможное реальное продолжение работ по сейсмической безопасности. Причем безумием было распространение методологии разрывной идеологии на акты глубокофокусных сейсмических событий. Разве можно заниматься изучением «разрушения» среды, не затрагивая ее строение и структуру?

Начиная с 60-70 годов прошлого века и вплоть до сегодняшних дней исследования по сейсмической безопасности базируются на переносе представлений лабораторных моделей процессов подготовки разрушения и самого разрушения на условия литосферы [Соболев, 1993] и более глубоких слоев. Предвестниками сильных сейсмических событий стали считать возмущения любых полей на разумных расстояниях от будущей эпицентральной зоны в интервале времен от десятков лет до часов-суток. За десятки лет опубликована статистика наблюдения связи магнитуды событий, периода упреждения и эпицентрального расстояния. Однако на этой основе не было сделано прогнозных оценок из-за значительной неопределенности полученных результатов, многие из которых ставили исследователей в тупик. Например, возмущения, трактуемые как краткосрочные, наблюдались на большем расстоянии от эпицентральной зоны, чем среднесрочные. Особенности возмущений различных полей, контролируемых в одной локальной зоне литосферы и должны были бы быть обусловлены одним действующим фактором - деформацией, противоречат друг другу. Возмущения многих полей были не чувствительны к акту распада очага, т.е. к изменению напряженного состояния среды. Анализ связи случайных распределений возмущений в пространстве с сейсмическими событиями, показал, что за аномалию, представляемую как предвестник, можно принять случайное возмущение [Трапезников, 1993]. Еще из наблюдений, возмущение параметра закончилось, а сильное событие происходит спустя длительное время - месяцы, годы, уже в фоновом состоянии среды (!). Оценка сейсмотектонической ситуации при таких наблюдениях становится невозможной, мы ее не можем понять. Тупиковая ситуация при использовании лабораторных представлений стала понятной уже в конце 80 — начале 90 годов прошлого века. Это отразилось на работах по предупреждению о сейсмической опасности.

2. В конце 80-годов было показано, что геологическую среду нельзя представлять столь упрощенно, как монотонно нагружаемый или находящийся под нагрузкой монолитный образец. Многочисленные наблюдения показали, что геологическая среда постоянно находится в перманентно неустойчивом состоянии на различных масштабах, в среде отсутствуют устойчивые состояния вплоть до глубин глубокофокусных сейсмических событий. Однако сейчас отсутствуют средства контроля более глубоких горизонтов. Среду начали представлять как блоковую, находящуюся в предельном по упругой энергии состоянии. Блоки перемещаются относительно друг друга как единое целое, а сильнейшие сейсмические события происходят по границам блоков и плит и контролируются состоянием межблоковых граничных структур, а не процессами трещинообразования. Причем отсутствует необходимость накопления упругой энергии до предельного уровня, на чем настаивает механика разрушения. Отсутствует крупномасштабное разрушение среды по границам блоков, внутриблоковая сейсмичность также не разрушает среду, иначе среда превратилась бы в песок. Зарегистрированы вариации с определенной периодичностью скоростей сейсмических волн в

верхней мантии и литосфере, а также периодичность глубокофокусных событий (6-12 лет). Все эти наблюдения могут быть объяснены процессами взаимодействия восходящих потоков водорода с твердой фазой верхней мантии и литосферы [Садовский и др., 1987; Адушкин и др., 2001; Гамбурцева и др., 1982; Поликарпова и др., 1995].

Сейчас можно говорить о необходимости смены разрывной идеологии сейсмического процесса на дегазационную, включая глубины вплоть до 600-700 км. Приведем многочисленные данные, подтверждающие правомерность такого перехода. Однако прежде заметим, что до сих пор принято рассматривать развитие сеймотектонических ситуаций на различных глубинах исходя из механики разрушения. Например, оценки механизмов очага для коровых и глубокофокусных сейсмических актов. В результате этого получают, что в горизонтах глубокофокусных событий возникают крупномасштабные зоны с растягивающими или сжимающими напряжениями.

3. Эту ситуацию можно рассмотреть на примере Охотоморского глубокофокусного события 24.05.2013 г. с магнитудой 8.2. "По данным Global CMT событие произошло в условиях преобладания напряжений сжатия. Событие имеет сбросовую дислокацию в очаге.. Одна из плоскостей разрыва имеет крутое падение... и по ней произошел сброс..." [Чебров и др., 2013]. "...Распределение афтершоков примерно обрисовывают область, в пределах которой были сняты напряжения..." [Гонтовая и др., 2017]. Размеры области очага Охотоморского события по длине 300 км, по ширине 170 км и диапазон глубин 425-720 км.

Что означало бы, что на глубинах очага Охотоморского события возникли напряжения сжатия? Это означает, что в зоне очага атомы в структурах сместились бы из своего равновесного положения при существующих P-T условиях, таким образом, что расстояния между ними увеличились бы. Абсурдность такой ситуации очевидна. Аналогичная оценка для глубоких зон, где в расчетах показываются напряжения растяжения.

Природу глубокофокусных событий (ГФС) чаще всего связывают с полиморфными превращениями. Конечно, при этом должны были бы произойти объемные изменения в контактной с внешней средой зоне очага. Однако эта идея противоречит исходной позиции по связи сейсмического акта с постулируемыми изменениями напряженного состояния локализованной глубокой зоны. К тому же ГФС повторяются в одних и тех же зонах. Это тоже против идей о связи таких сейсмических актов с полиморфными превращениями. Заметим, что изменить давление в этой зоне невозможно, а некоторые колебания температуры в пределах десятков градусов в принципе возможны. В условиях же высоких давлений реален один переход к более устойчивым состояниям веществ, но с уменьшением объема. Обратному же переходу будет препятствовать высокое давление, при котором будет формироваться устойчивая аморфизированная структура. Такая ситуация характерна, как известно, фазовым переходам, реализуемым под давлением. В дальнейшем такие аморфизированные структуры будут сохраняться.

Безусловно, мысли о ГФС как следствие механического разрыва связаны с анализом рассчитанных механизмов очагов, образующих нодальные плоскости. Однако всем очевидно, что разрыв или кажущийся сдвиговой процесс не могут реализоваться из-за чрезвычайно высоких нормальных давлений вышележащей среды. Это отмечали в свое время еще Ф. Стейси и Дж. Райс. В тоже время следует отметить, что в этих условиях существующие граничные структуры между элементами различных фаз проницаемы для диффузии различных атомов, в том числе водорода и гелия, и переползания дислокаций. Именно с вертикальными потоками водорода (как атомов внедрения) можно связывать изменения параметров среды, наблюдающихся в вариациях скоростей сейсмических волн на различных глубинах, в том числе в верхней мантии или периодичности глубокофокусных сейсмических событий.

Тогда возникает вопрос. Каким образом формируются нодальные "плоские" структуры? Что это, все же деформационный процесс? Если не может работать механика, то какие еще процессы в среде могут рассматриваться? Какие процессы могут вызывать "деформацию" внутри среды, не отражающейся в окружающей ее зоне? Это не странный вопрос.

Какие изменения в среде могут вызывать восходящие потоки водорода? Процессы в литосфере неоднократно обсуждались в ранних работах ([Гуфельд, 2019], список литературы). Нас же сейчас будут интересовать в первую очередь возможные условия реализации глубокофокусных событий в зонах субдукции. Очевидно, что необходимо рассматривать структуру и процессы непосредственно в глубокой части океанической коры. И у нас есть наводящие данные, это периодичность глубокофокусных событий. Связывая ГФС с восходящими потоками водорода, необходимо в связи с этим предположить, что в каких-то структурах происходит накопление водорода, и какие-то структуры являются на определенный период барьером для восходящего потока. Есть еще



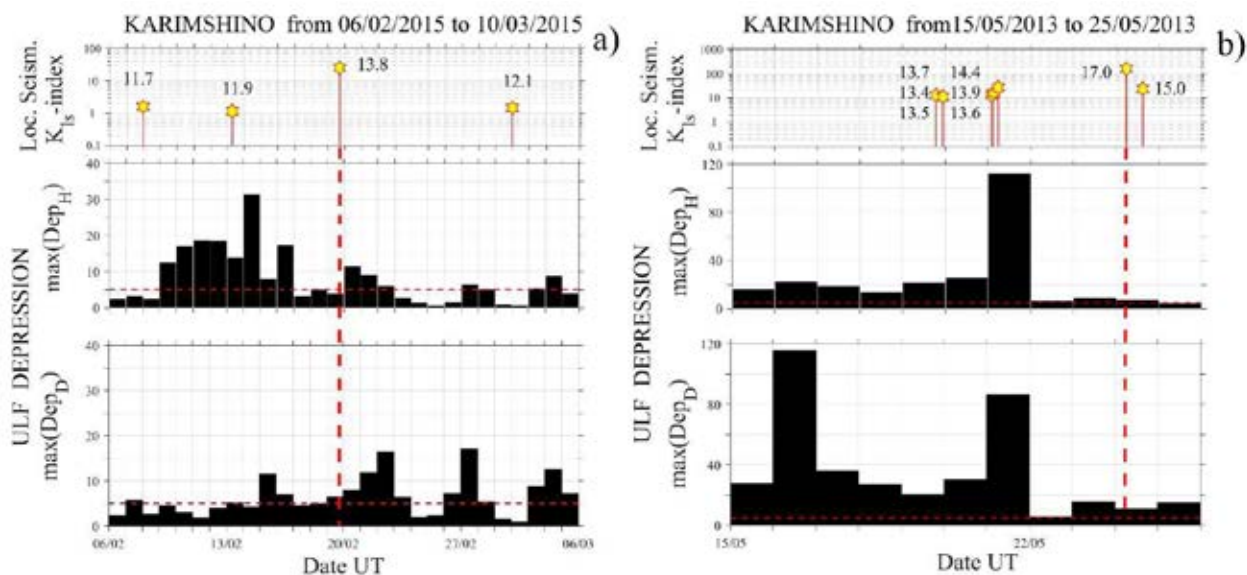
наблюдения, которые заставляют задуматься о природе крупномасштабной и весьма быстрой реакции литосферы на Охотоморское ГФС. Сейчас можно говорить о единственном действующем факторе - это водородная дегазация.

4. Структуры в которых возможно накопление водорода и блокировка его восходящей диффузии. Такими могут быть аморфные структуры, отличающиеся изотропностью и меньшей плотностью. В аморфных структурах растворимость водорода существенно больше чем в кристаллических. Поведение аморфных структур в условиях нагружения, как известно, существенно отличается от кристаллических структур.

Далее обсуждение носит предположительный характер. Аморфные структуры деформируются не дислокационным процессом, а путем перемещения групп атомов в направлении максимального напряжения или менее прочных структур, а пластическое течение в условиях всестороннего сжатия может быть значительным до определенного предела. Полагаем, что непрерывная подпитка мантийных структур водородом осуществляется потоками из ядра. В нижней мантии и выше диффузия водорода осуществляется по междоузельному механизму и поток водорода начинает изменяться с формированием на его пути аморфизированных структур (например, в зонах субдукции). По наблюдениям ГФС редко имеют зону афтершоков, т.е. можно говорить о протяженной двухмерной зоне небольшой толщины (ГФС с магнитудой около 7) или о пространственной зоне уникального Охотоморского события. Блокировка диффузии водорода по мере его накопления в аморфизированных структурах может осуществиться за счет перемещения групп атомов в направлении диффузии, блокируя его пути. Можно рассматривать еще один механизм накопления водорода в глубоких структурах. При исследовании диффузии водорода в кристаллических структурах не смогли однозначно ответить на вопрос: диффузия водорода осуществляется в атомарном или ионном (протон) состоянии. При протонной диффузии в какие-то отрезки времени возможно формирование пересыщенных водородом структур, с концентрацией водорода, существенно превышающую равновесную. Пересыщенные твердые растворы водорода также представляют блокировочные структуры в условиях больших давлений. Для наблюдателя эта блокировка представляется в виде "зацепления", которое при еще большем увеличении давления водорода в аморфной структуре может "разрушиться" - аналог разрушения механического зацепления. Однако это не механическое "разрушение". При таком "механическом разрушении", т.е. выбросе водорода, естественно произойдет линейная деформация водородной подрешетки относительно окружающей среды, которая и формирует сейсмическую волну.

Судя по тектонической косейсмической ситуации вытесненного водорода из верхней мантии настолько много, что, например, для после Охотоморского основного события, последовательно сформируется область так называемого "очага", где произойдет по тем же причинам серия "афтершоков". Естественно, что сейсмические события из области "очага" не могут снимать какие-то напряжения. Из области "очага" водород будет вытеснен в более высокие горизонты верхней мантии, и далее эстафетно (последовательно из одного горизонта в вышележащий, из этого горизонта в следующий вышележащий и т.д.) водород будет вытеснен в литосферу. Эстафетная модель выноса водорода обеспечивает быстроту реакции литосферы после ГФС. Реакция литосферы на поступление новых порций водорода будет проявляться в изменении объема элементов структуры и отражаться на поверхностном рельефе (например, [Шестаков и др., 2014; Варга и др., 2017]).

Эстафетный процесс движения гипоцентров последовательно снизу к поверхности и из поверхностного слоя вглубь среды наблюдается практически непрерывно, что показано на примере океанической плиты зоны субдукции [Гуфельд, 2019]. Наблюдения возмущений различных полей в поверхностном и не нагруженном слое коры непосредственно перед сильными коровыми событиями и ГФС позволяют говорить о быстрой поверхностной реакции среды на глубинные процессы, где передача энергии может осуществляться только за счет эстафетного процесса движения водородного потока. В качестве иллюстрации, на рис.1 приведем возмущения ULF электромагнитного поля непосредственно перед двумя глубокофокусными событиями - Петропавловским (глубина 90 км) и Охотоморским (глубина 630 км). Здесь показаны эволюции депрессии (ослабления) поля в зависимости от сейсмической активности, представленной индексом локальной сейсмичности  $K_L$  [Щекотов и др., 2015]. При этом депрессия считается, как обратная величина минимальной усредненной спектральной плотности поля в полосе 0.01-0.05 Гц. Заметим, что возмущение поля фиксировали на восточном побережье Камчатки в зоне океанического желоба.



**Рис. 1.** Аномалии электромагнитного поля. Петропавловское событие (слева) – аномальная депрессия наблюдается в Н - компоненте (С-Ю), длится 8 дней и возвращается к фоновому уровню за трое суток до события. Для Охотоморского события (справа) депрессия наблюдается в обоих компонентах поля и превышает фоновые значения почти на всем наблюдаемом интервале с одним пиковым значением в Н компоненте и двумя в D компоненте и опускается почти до фоновых значений за два дня до ЗТ. Горизонтальный пунктир – среднеквадратичное значение фона. Цифры у звездочек – класс событий –  $K_s$

На катастрофическом по энергии Охотоморском ГФС реализуется проявления процессов дегазации, не фиксируемые прямо после более слабых ГФС. Эти наблюдения подтверждают сделанные ранее выводы о предельном заполнении твердой фазы среды водородом, чем объясняется ее перманентная неустойчивость на различных глубинах, вплоть до 600-700 км. В этом диапазоне глубин фиксируется перманентная неустойчивость среды. Таким образом, понимание природы глубокофокусных сейсмических событий является ключевым в разработке и прогнозе литосферных событий и сейсмического режима, в особенности в зонах субдукции.

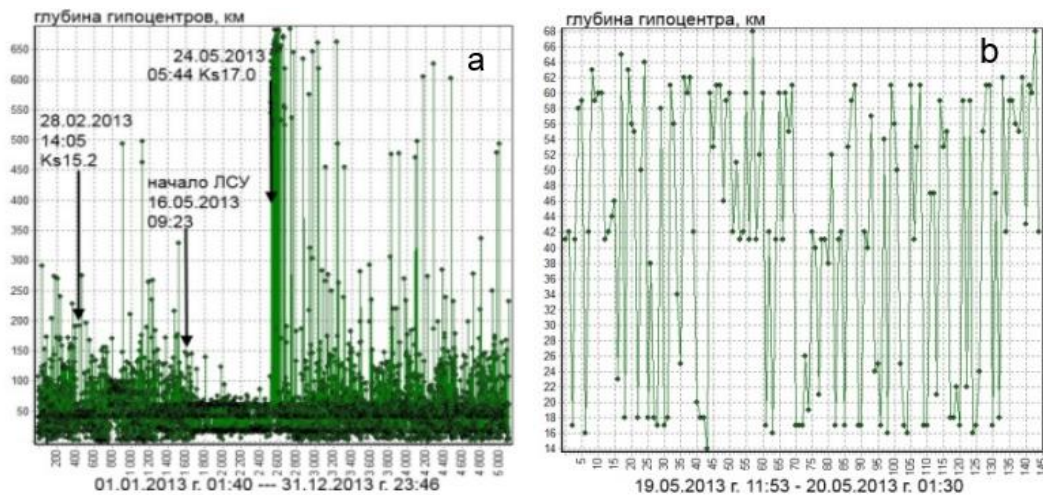
**5. Ситуации чувствительности поверхностной среды к проявлениям и подготовке коровых событий и ГФС.** Известно, поверхностный слой расслоен, разрушен, имеет свободную поверхность, в нем не могут накапливаться тектонические напряжения. Геофизические и гидрогеохимические методы, методы GPS в зоне субдукции, контролирующие процессы в поверхностном и не нагруженном слое литосферы, в принципе не могут отражать предвестники конкретного сейсмического события, его подготовку и развитие. Однако наблюдаются быстрые вариации различных полей в поверхностных слоях, от минут и часов - до многих месяцев. Эти вариации параметров в поверхностных слоях коры можно объяснить только взаимодействием восходящих потоков водорода с твердой фазой среды. На вертикальные процессы переноса энергии указывает также пятнистость проявления гипоцентров сейсмических событий, что особенно ярко проявляется в зонах субдукции [Болдырев, 2002] и при анализе сейсмических ситуаций по алгоритму RTL [Соболев, Пономарев, 2003]. На разномасштабную неравномерность восходящего потока газов указывают также разнонаправленность движений соседних пикетов высокоточного нивелирного профиля (Каматский регион), не реагирующих на близкие сильные сейсмические события [Кузьмин, 2004]. Реально мы не можем контролировать сейсмический процесс поверхностными пассивными методами. Однако в поверхностном мониторинге отражаются глубинные процессы, связанные с протеканием аномального сейсмического процесса, т.е. сильнейших сейсмических событий.

Удивительным является то, что одна точка мониторинга в поверхностном слое континентальной коры Камчатского полигона различными методами оказалась чувствительной для долговременных процессов, протекающих от нее на севере в континентальной коре на расстоянии около 1500 км, на юге в океанической коре – до 2500 км и событиям, развивающимся с глубины 600-700 км в океанической коре. По целому ряду параметров (радон, вариации уровня воды в скважинах, облачные структуры, геоакустика в водонаполненной скважине и проводимость в околоскважинном пространстве, атмосферно-ионосферные параметры) контролировались в среднесрочном периоде в поверхностных слоях протекание подготовки глубокофокусных событий (Жупановское и Охотоморское) и целый ряд коровых событий, включая событие Тохоку в 2011 г. Доказательством контроля ситуаций являлись объявляемые краткосрочные (до нескольких месяцев) периоды

сейсмической опасности на протяженных территориях [Фирстов и др., 2016; Болдина и Копылова, 2017; Дода и др., 2013; Гаврилов и др., 2016; Щекотов и др., 20 ], которые оправдывались. Хотя практической пользы такие прогнозы не представляют интереса, однако их информационную значимость необходимо считать очень высокой. В качестве дополнительной иллюстрации можно привести прецизионные нивелирные измерения на Камчатском полигоне в период сильного сейсмического события M7.1 на глубине 20 км и на расстоянии 100 км от профиля (02.03.1992 г.). Показана разнонаправленность движений на соседних пикетах, не чувствительных к самому акту (при отсутствии движений на всех других пикетах) [Кузьмин, 2004]. Это мелкомасштабные аномалии в поверхностных ненагруженных слоях земной коры, которые не исчезают после сейсмического события, т.е. речь не может идти об упругой деформации поверхностных слоев. Природа поверхностных аномалий принципиально другая. Структура среды неоднородная и мы практически везде сталкиваемся с регистрацией или отсутствием регистрации различных полей, связанных с неоднородным потоком водорода. Это необходимо учитывать при организации сетей мониторинга активизации процессов дегазации, как первоначального звена в оценке возможной сейсмической опасности.

Ситуация в зонах субдукции аналогична наблюдениям на платформах. Как известно, там наблюдали возмущения различных полей перед сейсмическими событиями на значительных расстояниях от будущей эпицентральной зоны. Эти возмущения стали считать предвестниками процесса подготовки разрушения среды, т.е. предварительного накопления упругой энергии до предельного уровня. Отсюда и появилось известное соотношение связи эпицентрального расстояния от магнитуды :  $R \sim \exp M \text{ km}$  [Добровольский, 1991]. Это соотношение сыграло большую роль в постановочных исследованиях, однако и при отсутствии сейчас в его обосновании физического смысла в современных представлениях о среде и процессах в ней оно может играть более универсальную эмпирическую роль (например, в работах Л.Н. Доды и С.А. Пулинца).

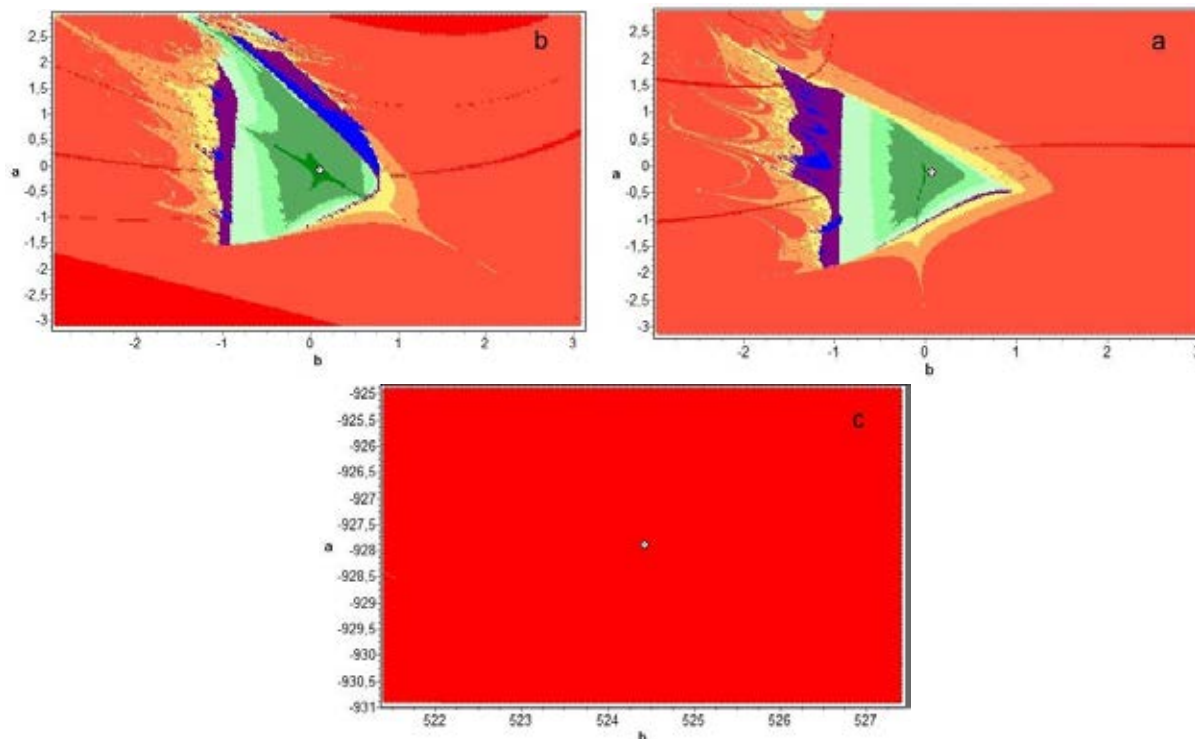
**6. Стабилен ли восходящий поток водорода в пространстве?** В зоне субдукции непрерывно протекает сейсмический процесс в виде слабых и средней силы сейсмических актов. Этот процесс не разрушает среду и реализуется в виде быстрых или медленных подвижек, инициируемых взаимодействием восходящих потоков водорода с твердой средой. Сейсмический процесс по локальным актам развивается в пространстве и на разных глубинах. Причем, как отмечено выше, существуют определенные закономерности инициирования сейсмических актов по глубине в условиях квазипостоянных напряжений и температур (рис .2), хотя методология расчетов глубины гипоцентров и их точность вызывает вопросы.



**Рис. 2.** Охотоморское глубокофокусное событие. Слева – общая картина изменения глубин сейсмических событий Камчатки за 2013 г. Справа – тонкая структура изменения глубин перед Охотоморским событием с характерными признаками последовательности развития сейсмических актов по глубине

Зона субдукции уникальна по своей структуре, строению и локализации сейсмичности различного уровня. Зона субдукции, точнее океаническая кора, не разрушается сейсмическими явлениями, а представляет целостную структуру пространственно-связанных элементов, испытывающих движения в целом и относительно друг друга. Сейсмичность различного уровня связывается с разномасштабными колебаниями ОНС, как следствие изменения объема различных связанных элементов среды и индуцированных движений различного типа, контролируемых с

"условной" точки глубины гипоцентров [Гуфельд, Новоселов, 2017]. Именно колебательный режим в пространстве символических гипоцентров сейсмических событий может контролировать непрерывность восходящих потоков водорода. В целом динамика гипоцентров событий, инициированная потоками водорода, позволяет оценить ситуацию. Для анализа использованы решения кубического уравнения второго порядка (рис.3) (это уравнение состояния для среды или объекта, см. [Новоселов, 2010; Новоселов, Гуфельд, 2014]).



**Рис. 3.** Области решений уравнения состояния для Камчатки в период Охотоморского события: оттенки зеленого цвета – устойчивые колебательные состояния с коэффициентом устойчивости  $K_u$  от 0 до 1. Отражают связанное состояние контролируемых событий, сходящиеся решения; синий и фиолетовый цвет - неустойчивое состояние системы, несходящиеся решения; оттенки желтого и красного цвета (расходящиеся решения) - отражают отсутствие связи между параметрами, исходные параметры не имеют связи друг от друга, градиация состояния распада системы  $K_g$  от 0 до 1. Белая точка - состояние системы. а – полный 2013 г., глубины 0-150 км, весь Камчатский регион (см. Рис. 2, а),  $K_u$  - 0.33; б – период с тонкой структурой изменения глубин (см. Рис. 2, б), все события из узкой зона ЛСУ,  $K_u$  - 1.0; в – только глубокофокусные события в интервале времени 22.05.2013-31.12.2013 г и с глубинами более 200 км (Рис. 2, а),  $K_g$  - 1.0

Анализ этих результатов показывает следующее. По динамике гипоцентров можно говорить о непрерывном восходящем потоке водорода с уровня глубоких сейсмических актов (рис.3, а, б). Состояние среды в глубокофокусных горизонтах, где невозможны ни какие движения в состоянии образующих среду фаз, отличается особенностями, которые невозможно моделировать и представить в нормальных условиях. Сейсмические акты связаны друг с другом только через потоки газа внедрения, но связаны силами механической природы (рис. 3, в). В тоже время пошаговый анализ ситуаций с динамикой только глубокофокусных событий показывает периоды с очень маленьким коэффициентом устойчивости  $K_u \leq 0.1$ , т.е. затрудненный поток. Это вряд ли можно считать удивительным для тех условий, что подчеркивает возможности накопления водорода в отдельных горизонтах (пересыщенные твердые растворы) с последующим проявлением сейсмических актов. С уменьшением глубины  $K_u$  увеличивается, примерно до границы Мохо.

Граница Мохо является естественным барьером, перераспределяющим восходящие потоки по горизонтальным каналам и далее в другие существующие разрывные структуры вертикальной направленности. С учетом этого, как показывает мониторинг, литосфера перманентно неустойчива на разных масштабах [Гуфельд, Матвеева, 2011; Гуфельд и др., 2010]. В такой среде не могут в принципе существовать долгосрочные и среднесрочные предвестники [Гуфельд, 2019]. Для такой среды необходимы принципиально другие методы мониторинга сейсмической опасности [Гуфельд, Новоселов, 2017].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин В.В., Ан В.А., Каазик П.Б., Овчинников В.М. О динамических процессах во внутренних геосферах Земли по временам пробега сейсмических волн // Доклады РАН. 2001. Т. 381 (6). С. 822–824.
2. Болдина С.В., Копылова Г.Н. Эффекты Жупановского землетрясения 30 января 2016 г.,  $M_w = 7.2$ , в изменениях уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1, Камчатка // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. (4). С. 863–880.
3. Болдырев С.А. Отражение структуры и свойств литосферы в сейсмическом поле Камчатского региона // Физика Земли. 2002. (6). С. 5–28.
4. Варга П., Рогожин Е.А., Шуле Б., Андреева Н.В. Оценка энергии, высвободившейся при сильнейших ( $M \geq 7$ ) глубокофокусных сейсмических событиях с учетом данных о землетрясении в Охотском море 24 мая 2013 г. ( $M_w = 8.3$ ) // Физика Земли. 2017. (3). С. 62–87.
5. Гамбурцева Н.Г., Люкэ Е.И., Орешин С.И., Пасечник И.П., Рубинштейн Х.Д. Периодические вариации динамических параметров сейсмических волн при просвечивании литосферы мощными взрывами // Доклады АН СССР. 1982. Т. 266. (6). С. 1349–1353.
6. Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Назарова З.А. О возможной природе глубокофокусного Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. (1). С. 46–57.
7. Гуфельд И.Л., Афанасьев А.В., Афанасьева В.В., Новоселов О.Н. Триггерные эффекты сейсмотектонического процесса в динамически меняющейся геологической среде // ДАН. 2010. Т. 433. (1). С. 92–96.
8. Гуфельд И.Л., Матвеева М.И. Барьерный эффект дегазации и деструкция земной коры // Доклады РАН. 2011. Т. 438. (2). С. 253–258.
9. Гуфельд И.Л., Новоселов О.Н. Мониторинг состояния среды зоны субдукции. Возможности краткосрочной оценки сейсмической опасности // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. №3. Выпуск 34. С. 77–89.
10. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ РАН. 1991. 219 с.
11. Дода Л.Н., Натяганов В.Л., Степанов И.В. Эмпирическая схема краткосрочного прогноза землетрясений // ДАН. 2013. Т. 453. (5). С. 551–557.
12. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. №10. С. 95–111.
13. Гаврилов В.А. Воздействие переменных электромагнитных полей на геоакустические процессы: эмпирические закономерности и физические механизмы. Диссертация на соискание ученой степени доктора ф.-м. наук. М.: ИФЗ РАН. 2016. 385 с.
14. Новоселов О.Н. Идентификация и анализ динамических систем. М.: ГОУ ВПО МГУЛ. 2010. 424 с.
15. Новоселов О.Н., Гуфельд И.Л. Прогнозирование состояние динамической системы по результатам измерений // Измерительная техника. 2015. (10). С. 11–15.
16. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.
17. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 313 с.
18. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.
19. Трапезников Ю.А. Вопросы пространственно-временного распределения землетрясений и их предвестников // Проявление геодинамических процессов в геофизических полях. М.: Наука. 1993. С. 139–150.
20. Фирстов П.П., Копылова Г.Н., Саломатин А.В., Серафимова Ю.К. О прогнозировании сильного землетрясения в районе полуострова Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. (4). Выпуск 32. С. 106–114.
21. Чебров В.Н., Салтыков В. А., Серафимова Ю.К. Прогнозирование землетрясений на Камчатке. М.: Светоч плюс. 2011. 304 с.
22. Шестаков Н.В., Ohzono M., Takahashi H., Герасименко М.Д., Быков В.Г., Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Титков Н.Н., Сероветников С.С. и др. // Доклады Академии Наук. 2014. Т. 457. (4). С. 471–466.
23. Щекотов А.Ю., Чебров В.Н., Берсенёва Н.Ю. Электромагнитные предвестники Олюторского и Охотоморского землетрясений. Труды Пятой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 27 сентября - 3 октября 2015 г.  
[http://www.emsd.ru/conf2015lib/pdf/predv/Schekotov\\_Chebrov\\_Berseneva.pdf](http://www.emsd.ru/conf2015lib/pdf/predv/Schekotov_Chebrov_Berseneva.pdf)

## ЯДЕРНЫЙ ВЗРЫВ 03 СЕНТЯБРЯ 2017 Г. В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ: СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ

А.А. Добрынина<sup>1,2</sup>, В.А. Саньков<sup>1,3</sup>, В.В. Чечельницкий<sup>4</sup>, Д.В. Костылев<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск, dobrynina@crust.irk.ru

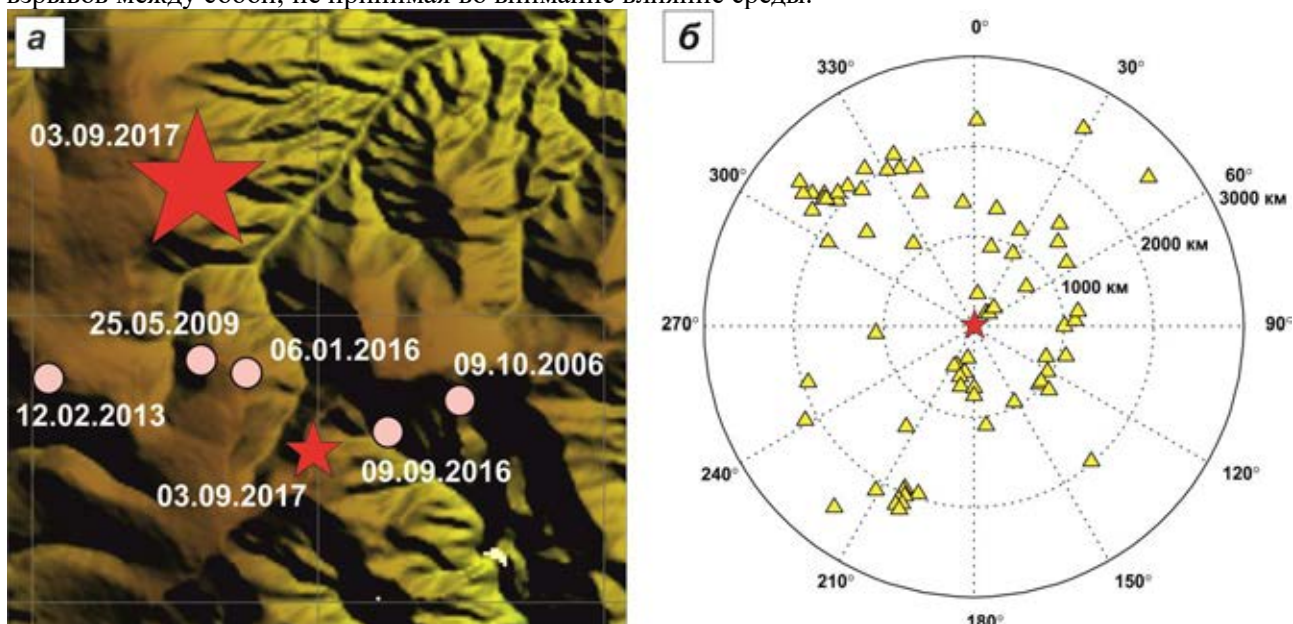
<sup>2</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

<sup>3</sup> Иркутский государственный университет, Иркутск, sankov@crust.irk.ru

<sup>4</sup> Байкальский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», Иркутск, chechel@crust.irk.ru

<sup>5</sup> Сахалинский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», Южно-Сахалинск

В 2006–2017 гг. на территории Корейской Народной Демократической Республики (КНДР) на ядерном полигоне Пунге Ри была произведена серия подземных ядерных испытаний (рис. 1, а). Мощность взрывов варьировала от 0.7 до 400.0 кт (1 килотонна (кт) ТНТ =  $4.184 \cdot 10^{12}$  Дж, таблица 1) [Gaebler et al., 2019]. Самым слабым из всех был первый взрыв в 2006 г., наиболее сильным – последний термоядерный взрыв в сентябре 2017 г. Через 8 минут после взрыва 2017 г. на расстоянии 7 км к юго-востоку от эпицентра и на глубине ~ 4 км произошло землетрясение (афтершок) с энергией, составляющей ~ 8 % от энергии взрыва. Все события локализованы на сравнительно небольшой площади, ~6×10 км, что дает возможность сравнить характеристики излучения разных взрывов между собой, не принимая во внимание влияние среды.



**Рис. 1.** Положение взрывов (а) и сейсмических станций вокруг полигона (б). Взрывы показаны кружками, звездочками показаны: большая – термоядерный взрыв 03 сентября 2017 г., маленькая – его афтершок

**Таблица 1.** Координаты и мощность ядерных взрывов по данным Геологической службы США

№	дата	время, UTC	координаты		магнитуда*, mb	мощность**, кт
			с.ш., град.	в.д., град.		
1	09.10.2006	01:35:28	41.290	129.094	4.1	0.7
2	25.05.2009	00:54:43	41.303	129.037	4.7	4.0
3	12.02.2013	02:57:51	41.299	129.004	5.1	14.0
4	06.01.2016	01:30:01	41.300	129.047	5.0	10.0
5	09.09.2016	00:30:01	41.287	129.078	5.3	25.0
6	03.09.2017	03:30:01	41.343	129.036	6.2	400.0
7***	03.09.2017	03:38:29.6	41.28	129.06	3.2–4.1	–

Примечание: \* – магнитуда по объемным волнам; \*\* – мощность взрыва в килотоннах по данным [Gaebler et al., 2019];

\*\*\* – афтершок взрыва.

В работе анализировались сейсмические записи взрывов по данным глобальных и региональных сетей сейсмических станций, расположенных на расстояниях до 26° от Корейского полуострова, предоставленные IRIS (<http://www.iris.edu/>), и региональных сетей Байкальского и Сахалинского филиалов Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая

служба РАН» (см. рис. 1, б). Изучались спектры и спектрограммы записей шести подземных ядерных взрывов, записанных на расстояниях от 206 до 2557 км в диапазоне азимутов от 1 до 267° и от 300 до 355° (см. рис. 1, б). При взрывах на сейсмограммах, как правило, хорошо выделяются продольные (Р) волны, а с увеличением эпицентрального расстояния – и поверхностные (волны Рэля и Лява), в то время как поперечные волны выражены слабо или отсутствуют. По этой причине рассматривались только продольные и поверхностные сейсмические волны.

Первый взрыв 9 октября 2006 г. по данным разных агентств имел магнитуду от 2.9 до 4.3 [International Seismological Centre, 2020]. Решение тензора сейсмического момента показало преобладание компоненты объемного расширения в очаге (55%), в то время как компонента двойного диполя (двойная пара сил в источнике), характерная для землетрясений, выражена слабо [Dreger et al., 2016]. Наблюдаемое отличие от «чистого» взрыва может быть обусловлено действием вторичных тектонических источников, разрушением при растяжении на глубине и анизотропией среды. Спектральный анализ сейсмограмм показал, что для этого взрыва характерно излучение Р-волн в диапазоне от 3.48 до 6.09 Гц, поверхностных волн – от 0.30 до 0.45 Гц на расстояниях от 371 до 521 км. На телесеизмических расстояниях удалось измерить частоту Р-волны только на одной станции – ЕНН (эпицентральное расстояние 2139 км).

Второй взрыв 25 мая 2009 г. имел магнитуду от 3.2 до 4.8 [International Seismological Centre, 2020]. Решение тензора сейсмического момента также показало преобладание компоненты объемного расширения в очаге (~60%) [Ford et al., 2009]. Максимум излучения продольных волн приходится на диапазон 2.52–5.70 Гц, поверхностных – 0.09–0.35 Гц на расстояниях до 2244 км. Магнитуда ядерного испытания 12 февраля 2013 г. варьирует в пределах от 3.6 до 5.1 [International Seismological Centre, 2020]. Тензор сейсмического момента складывается из изотропной компоненты (51%), двойного диполя (35%) и линейного векторного диполя (14%) [Special Event., 2013]. Частоты Р-волн равны 1.39–5.13 Гц, поверхностных – 0.03–0.22 Гц. Четвертый взрыв 06 января 2016 г. имел магнитуду от 3.8 до 5.1 по разным волнам [International Seismological Centre, 2020]. Для этого взрыва определена максимальная изотропная компонента – 63 %, доля двойного диполя незначительна (1%), и 36 % приходится на линейный векторный диполь [Dreger et al., 2016]. Для продольных волн частота излучения колеблется от 1.60 до 5.32 Гц, для поверхностных – в пределах 0.08–0.46 Гц. Для пятого взрыва 09 сентября 2016 г. магнитуда меняется от 4.2 до 5.3 [International Seismological Centre, 2020], частоты Р-волн в пределах 0.97–4.00 Гц, волн Рэля – от 0.08 до 0.55 Гц.

Последний, самый сильный взрыв 03 сентября 2017 г. был термоядерным и имел магнитуду от 4.9 до 6.5 по данным разных агентств [International Seismological Centre, 2020]. Из всех взрывов, этот имеет наименьшую изотропную компоненту – 42 %, двойной диполь – 34 % и линейный векторный диполь – 24 % [Wang et al., 2018]. Частота излучения продольных волн составляет 0.20–3.20 Гц, волн Рэля – 0.05–0.45 Гц. Как упоминалось выше, после взрыва на расстоянии 7 км к юго-востоку от эпицентра был зарегистрирован толчок нетектонической природы. Его механизм очага представляет собой взброс со сдвиговой компонентой, одна из нодальных плоскостей пологая меридионального простирания, вторая – крутая, СЗ простирания [Wang et al., 2018].

Для оценки идентичности волновых форм от разных взрывов методом корреляционного анализа использовались записи, полученные на ближайшей к полигону сейсмической станции, так как в этом случае анализируется наименее искаженный сигнал. Была выбрана широкополосная станция MDJ, Китай, эпицентральное расстояние ~370 км, зарегистрировавшая всю серию взрывов (рис. 2, а). Сравнительный анализ характеристик излучения разных взрывов на станции MDJ показал, что несмотря на большое подобие записей, для отдельных событий отмечаются свои особенности, наблюдаемые даже визуально (см. рис. 2, а). Так, например, для первого взрыва 2006 г. наиболее хорошо выражены поперечные S-волны, что видно и на спектрограмме (рис. 2, б).

Для взрывов 2006, 2009 и 2013 гг. максимум излучения приходится на продольные волны, в то время как поверхностные волны хоть и видны, но имеют малую амплитуду (см. рис. 2, б). Для взрывов 2006, 2009 и 2013 гг. максимум излучения приходится на продольные волны, в то время как поверхностные волны хоть и видны, но имеют малую амплитуду (см. рис. 2, б). Интересно, что для взрыва 25 мая 2013 г. отраженная волна P<sub>n</sub> имеет более высокую амплитуду и частоту, чем прямая P<sub>g</sub>-волна. Для двух взрывов 2016 г. заметно возрастает доля излучения поверхностных волн. И для взрыва 2017 г. максимум излучения приходится на поверхностные волны. В целом, можно отметить увеличение вклада поверхностных волн с ростом мощности взрыва. Наблюдается также тренд к понижению частоты колебаний Р-волн с ростом энергии взрыва (см. рис. 2, б).

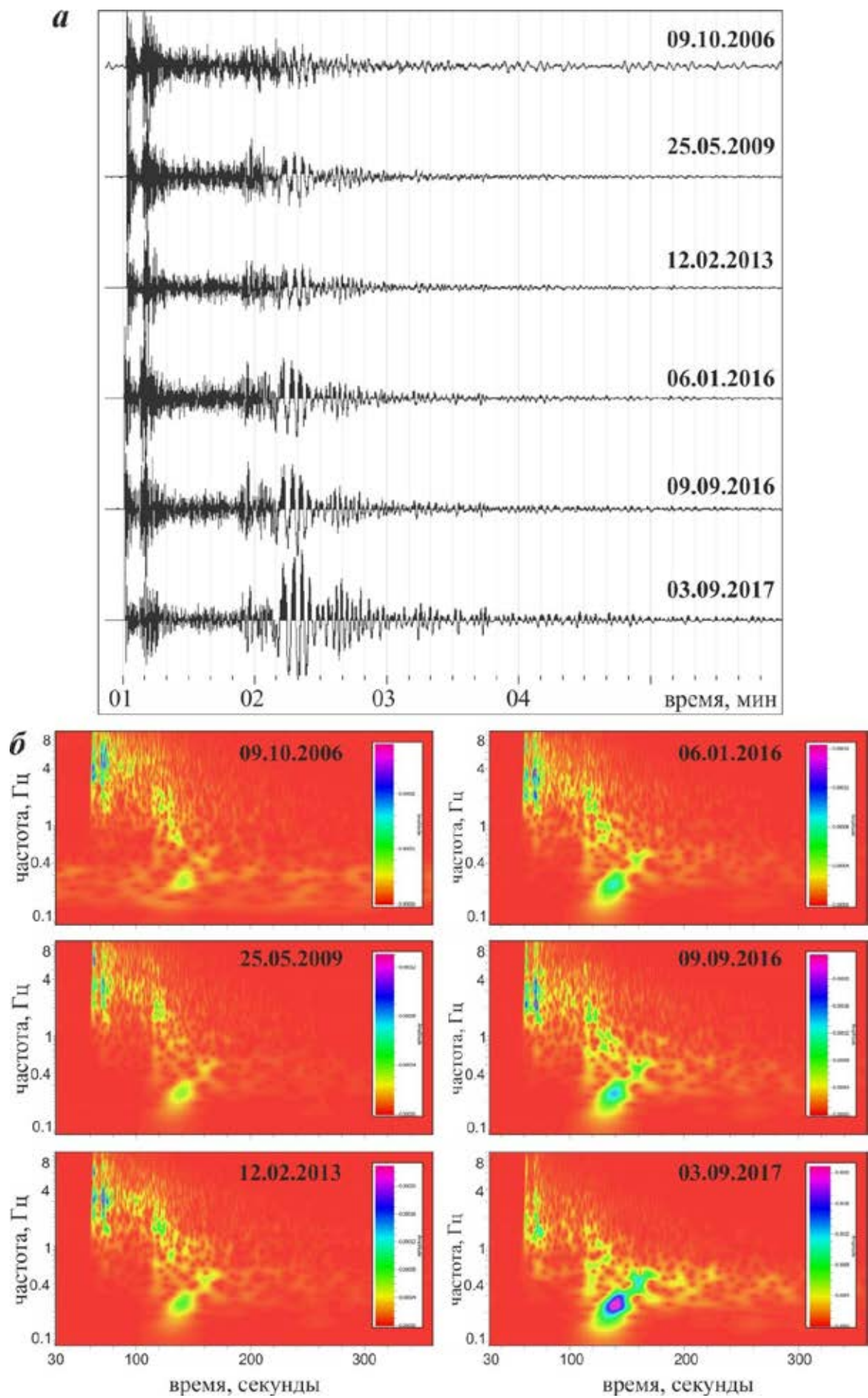
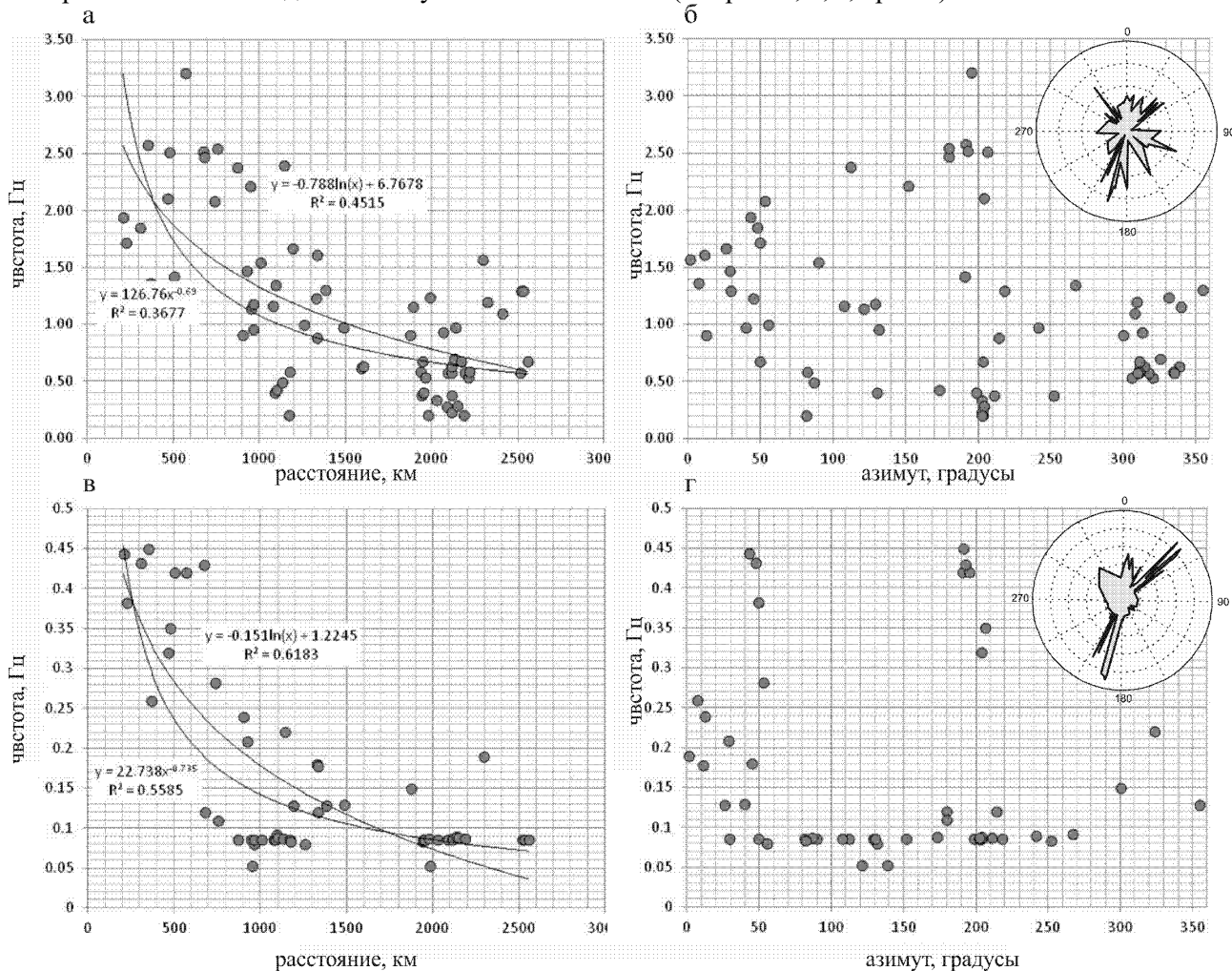


Рис. 2. Записи (а) и спектрограммы (б) взрывов на станции MDJ (Z компонента)



Для последнего, самого сильного взрыва 2017 г. получено 70 значений частот для Р-волн и 53 – для поверхностных волн, что дает возможность оценить зависимость частот излучения от расстояния и азимута, а также оценить их пространственные вариации. На рисунке 3 приведены графики зависимостей частот Р- и поверхностных волн от расстояния и азимута (рис. 3). Дополнительно были построены азимутальные частотные диаграммы (см. рис. 3, врезка). В целом, частоты сейсмических волн уменьшаются с увеличением эпицентрального расстояния по степенному закону (рис. 3, а, в). В то же время, для Р-волн наблюдается локальный частотный максимум в азимуте 200°, а для поверхностных волн – два максимума: около 200 и 50° (см. рис. 3, б, г, врезка).



**Рис. 3.** Зависимость частот продольных (а, б) и поверхностных волн (в, г) от расстояния и азимута. На врезках показано азимутальное распределение частот сейсмических волн относительно эпицентра взрыва

Пространственное распределение частот излучения сейсмических волн хорошо иллюстрирует наблюдаемые тенденции:

- (1) точки с доминирующим низкочастотным излучением расположены на периферии рассматриваемой области;
- (2) частота излучения в разных азимутах относительно эпицентра взрыва меняется неравномерно.

Известно, что изменение (уменьшение) частоты колебаний с расстоянием связано с более быстрым затуханием высокочастотных сейсмических волн по сравнению с низкочастотными. Это объясняется быстрым рассеянием и поглощением сейсмических волн на механических неоднородностях среды разного порядка – от мелких трещин до зон крупных структурообразующих разломов и границ тектонических блоков.

Анализ пространственного распределения частот показывает, что частоты продольных и поверхностных волн быстро спадают в восточном, юго-восточном и юго-западном направлениях от эпицентра, что связано с прохождением сейсмических волн в базифицированной утоненной коре впадины Японского моря и Восточно-Китайской рифтовой системы. В этом же направлении наблюдается большой контраст свойств земной коры, характерной для переходных зон. В направлении же внутренних частей континентального массива изменение частоты колебаний происходит существенно медленнее.

В работе [Wang et al., 2018] на основе данных SAR-интерферометрии сделана оценка областей оседания и максимальных деформаций, а также предложен возможный механизм разрушения. Согласно этому механизму, термоядерный взрыв инициировал сначала расширение среды с поднятием земной поверхности в области эпицентра и коллапс, а затем сжатие объема в области афтершока, вызванное разрушением подземных тоннелей, с последующим оседанием поверхности. С использованием подхода Брюна [Brune, 1970] был оценен размер очаговой области, при этом, для станций, расположенных на достаточно близких расстояниях (344–500 км) от полигона Пунге Ри, и для станций, локализованных на телесеismicких расстояниях (>900 км), получены разные значения геометрических размеров источника. По близким станциям удалось определить размер области очага – радиус 1.06 км, включающий в себя область оседания размерами 800 м × 800 м × 300 м; по удаленным станциям – радиус (2.97 км) и площадь (8.87 км<sup>2</sup>) области максимальных деформаций, соответствующие области максимальных деформаций ~ 9 км<sup>2</sup>, полученным по геодезическим данным [Wang et al., 2018].

В итоге обработки сейсмограмм ядерных испытаний, зарегистрированных глобальными и региональными сетями сейсмических станций на расстояниях от 206 до 2557 км, изучены характеристики излучения и частотный состав продольных и поверхностных волн. Частотный состав продольных волн показывает значительные вариации – от 0.20 до 6.09 Гц, излучение поверхностных волн Рэля происходит в достаточно широком диапазоне от 0.03 до 0.45 Гц. Для обоих типов волн наблюдается убывание частот с расстоянием по степенному закону. Отмечается увеличение вклада поверхностных волн в общее сейсмическое излучение с ростом мощности взрыва. Наблюдается также тренд к понижению частоты колебаний Р-волн с ростом энергии взрыва. Анализ пространственного распределения пиковых частот показал, что для области континентального массива характерны высокие и средние значения частот, а в переходной зоне между океанической и континентальной корой наблюдаются низкие частоты сейсмических волн. Размеры очага взрыва и области связанных с ним деформаций горного массива, оцененные по сейсмическим данным, согласуются с размерами области обрушения и максимальных деформаций, установленных по геодезическим данным [Wang et al., 2018].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области, а также при финансировании в рамках проекта № 17-45-388049\_р-а. Авторы выражают благодарность Байкальскому и Сахалинскому филиалам Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», а также Incorporated Research Institutions for Seismology для предоставленные цифровые записи, использованные в работе.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Brune J. N.* Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1970. V.75. P. 4997–5009.
2. *Dreger D.S., Ford S., Walter W.* Identifying Isotropic Events using an Improved Regional Moment Tensor Inversion Technique // Final Scientific/Technical Report for DE-FC52-06NA27324. 2016. LLNL-TR-713716. 15 p.
3. *Ford S.R., Dreger D.S., Walter W.R.* Source analysis of the Memorial Day explosion, Kimchaek, North Korea. // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. L21304. DOI:10.1029/2009GL040003.
4. *Gaebler P. [et al.]* A multi-technology analysis of the 2017 North Korean nuclear test // *Solid Earth.* 2019. V. 10. P. 59–78.
5. International Seismological Centre. On-line Bulletin. 2020. URL: <http://www.isc.ac.uk/> (дата обращения: 27.01.2020). DOI:10.31905/D808B830.
6. Special Event: North Korea nuclear explosion. 2013. URL: <http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/specialevents/2013/02/12/north-korea-nuclear-explosion/> (дата обращения: 27.01.2020).
7. *Wang T., Shi Q., Nikkhoo M., Wei S., Barbot S., Dreger D., Bürgmann R., Motagh M., Chen Q.F.* The rise, collapse, and compaction of Mt. Mantap from the 3 September 2017 North Korean nuclear test // *Science.* 2018. V. 361, Is. 6398. P. 166–170. DOI: 10.1126/science.aar7230.

# АНОМАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ В ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЕ И АТЛАНТИКЕ ДО И ПОСЛЕ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ЛИССАБОНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1.XI.1755 Г., M=8.5-9 КАК СЕЙСМОГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ФЕНОМЕН

Л.И. Иогансон<sup>1</sup>, Г.Ю. Донцова<sup>2</sup>, Л.Д.Фейфель<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли РАН, Москва, ioganson@bk.ru;

<sup>2</sup> Институт физики Земли РАН, Москва, Donzova@ifz.ru;

<sup>3</sup> Институт физики Земли РАН, Москва, Leylafleifel@gmail.com

Лиссабонское землетрясение 1 ноября 1755 г., самое сильное в истории Европы, с  $M=8.5-9.0$  и интенсивностью X баллов [Gutcher et al., 2006, Catalogue of European..., 1991; The SHARE European Earthquake Catalogue..., 2012]., характеризовалось некоторыми особенностями сейсмического процесса с предшествующими и последующими эффектами, затрагивающими многие природные явления на обширных территориях. Оно проявилось на значительной части Европейского континента, северного побережья Африки и большей части акватории Атлантического океана. Эффекты от землетрясения были ощутимы на территории между Исландией, Шотландией, Скандинавией на севере и африканским побережьем Марокко на юге, и а с запада на восток – от острова Мадейра (на западе) до Теплица в Богемии на востоке [Hoff, 1840; Mallet&Mallet, 1858; Никонов, 2005; Викулин и др., 2007 и др.]. Несмотря на то, что Лиссабонскому землетрясению посвящена обширная научная литература и, казалось бы, его особенности достаточно изучены, представляется, что мимо внимания исследователей прошел некий общий сценарий сейсмического процесса в Приатлантической Европе, включающий многолетнюю аномальную фоновую сейсмичность до события 1 ноября 1755 г. (расценивающегося, как правило, в качестве совершенно неожиданного), так и необычную площадную активизацию сейсмичности в Западной Европе и на западном и восточном побережьях Северной и Центральной Атлантики после этого события. При этом Лиссабонское землетрясение сопровождалось специфической сейсмологической обстановкой на Европейском континенте как до, так и после основного толчка. Здесь следует отметить, что наводящими данными для последующего анализа послужили публикации в газете «Санкт-петербургские ведомости» за XVIII век, широко освещающие разнообразные природные катаклизмы в мире и ставшие предметом исследований в рамках гранта РФФИ. Именно концентрированная информация о возникающих землетрясениях в нетипичных районах до Лиссабонского землетрясения и одновременных сотрясениях территориально разобщенных областей после него послужила отправным пунктом для привлечения исторических и современных каталогов для проведения анализа сейсмического режима на территории Западной Европы на протяжении большей части XVIII века. Для этой цели были использованы Catalogo dei terremoti Italiani dall'anno 1000 al 1980; Catalogue of European earthquakes with intensities higher than 4. J.M.Van Gils, G. Leydecker, 1991; The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000-1899, Grünthal and Wahlström, 2012; Mallet R. and Mallet J.W. The Earthquake Catalogue. London, 1858; Geschichte der durch überlieferung nachgewiesenen natürlichen veränderungen der erdoberfläche. In versuch von Hoff Karl Enst Adolf. Gotha, 1840. К. Э. Гофф [Hoff, 1840] почти единственный, обратил внимание на аномальную сейсмическую обстановку перед Лиссабонской катастрофой. Он приводит многочисленные факты о том, что перед землетрясением над Португалией и Испанией часто наблюдались метеоры и другие аномальные атмосферные явления, в других областях резко ухудшалась погода. В специальных примечаниях к Лиссабонскому землетрясению К. Гофф отмечал: «Нельзя не заметить, что с 1749 г. было отмечены многочисленные широко распространенные землетрясения. Были поражены территории, где подобные явления бывают очень редко. От Скандинавии, через Британские острова, Францию, часть Германии, Италию и через всю подвернувшуюся землетрясениям и вулканическим извержениям линию, которая от Азии тянется на запад через трещину Средиземного моря, то здесь, то там происходили более или менее сильные сотрясения Земли. При этом произошли только два не очень значительные извержения Везувия и только одно подобное извержение Этны» [Hoff, 1840, P. 424]. По проведенному анализу каталогов можно с уверенностью предположить, что необычно повышенное число сейсмических событий произошло на Атлантическом побережье Европы и Тихоокеанском побережье Америки, начиная с 1746 г. В этот период землетрясения, иногда сильные, происходили в разных частях Европы. На фоне рассеянной сейсмичности в пределах западной приатлантической части Европы, обращает внимание довольно регулярные, хотя и не сильные сейсмические события в Англии, прослеживающиеся с 1747 г. и участвовавшие в 1749–1750 гг. При этом отчетливо выделяется 1750 год, в течение которого в Англии произошло несколько весьма ощутимых землетрясений. В

последующие 1751–1755 гг. единичные сейсмические толчки в Англии наблюдались не чаще, чем один толчок в год, а до 1747 г., с начала столетия в каталоге Van Gils, Leydecker имеются сведения только о 4-х сейсмических событиях в Англии (1703, 1707, 1734 и 1736 гг.), три из которых были слабыми ( $I = IV$ ) и только 30 апреля 1736 г. сотрясения на юге страны достигали VI с половиной баллов. По данным каталога Van Gils, Leydecker, последнее перед описанными событиями землетрясение интенсивностью V–VI произошло в Лондоне 6 апреля 1580 г. [Van Gils, Leydecker, 1991]. Сейсмическая ситуация в Европе существенно изменилась после Лиссабонского землетрясения. Оно породило небывалую серию землетрясений, произошедших после 1 ноября на обширной территории Западной Европы, только часть из которых можно отнести к закономерному афтершоковому процессу, свойственному многим сильным сейсмическим событиям. Лиссабонская собственно афтершоковая серия землетрясений отличалась длительностью проявления и продолжалась многие годы. Наряду с афтершоками, определяемыми по времени и месту возникновения толчков, наблюдалось сейсмическое возбуждение в удаленных от Лиссабона районах, чем существенно отличалось от отмеченной выше преимущественной избирательной приуроченности долиссабонских землетрясений к приатлантической части континента.

Предварительные соображения об этом феномене высказаны в работе 2005 г.: «С сейсмологической точки зрения важен факт, в свое время неосознанный, но ныне известный и понятный. Лиссабонское сейсмическое событие породило не только долгую серию афтершоков, но и так называемые спровоцированные самостоятельные (хотя и несоизмеримо более слабые) землетрясения на удалении сотен и тысяч километров. Например, в Швейцарии, Италии, Франции, и, похоже, в Германии и Швеции, даже в Англии и Шотландии. Теперь мы понимаем, что земная кора огромного и геологически разнородного региона на долгое время вышла из состояния покоя. Тогда все последующие местные толчки связывали с основным событием непосредственно, не очень считаясь со временем их возникновения» [Никонов, 2005]. Проведенный анализ показал (что особенно важно и что представляется отличительной чертой этого возбуждения) – землетрясения происходили одновременно в разобщенных районах Европы, общая конфигурация пространства, охваченного толчками, вписывается преимущественно в восточную и южную области проявления сотрясений 1 ноября. Анализ пространственно-временного хода последующих событий позволяет выделить несколько фаз этой специфической активизации. Источниками информации для анализа послужили в основном исторические каталоги – немецкий, составленный Гоффом, и английский, составленный Маллетами [Hoff, 1840, Mallet&Mallet, 1858], современные каталоги землетрясений и другие данные, в том числе газета «Санкт-Петербургские ведомости» за 18 век. Если в первые дни ноября толчки происходили преимущественно в районе Лиссабона и его окрестностей и их можно уверенно расценивать как афтершоки, то с 7 ноября 1755 г. сотрясения проявились в удаленных от Лиссабона пунктах, которые по расстоянию от главного толчка не соответствуют области распространения афтершоков. Так, 7 ноября два довольно сильных толчка ощущались в Клермоне (Центральная Франция, Овернь) [Hoff, 1840, Mallet&Mallet, 1858]. В это же время наблюдались колебания в Камберленде (северо-запад Англии) [Hoff, 1840]. 9 ноября 1755 г. сотрясения охватили значительную часть Швейцарии: сотрясения ощущались в Невшателе, Берне, Фрейбурге, Женеве, Базеле, Безансоне, Морже, Ньоне, Лозанне. В Женевском и Цюрихском озерах убывала вода. 14 ноября 1755 г., колебания ощущались в Бриге (юг Швейцарии). [Hoff, 1840, Mallet&Mallet, 1858]. 17–19 ноября 1755 г. география сотрясений еще расширилась, землетрясения произошли в разных, удаленных друг от друга местах: 17 утром – в Гибралтаре, вечером – в Йоркшире (северо-восточная Англия), Кумберланде 18 – в Лиссабоне и Аквадепенде и дельта Грота недалеко от Рима, а также на западе южной Англии. 17–19 ноября сильное землетрясение наблюдалось также на восточном побережье Америке, особенно ощущавшееся в Массачусетсе и Нью-Гемпшире, слабее в Нью-Йорке, Филадельфии и Бостоне. 18 ноября сильные толчки произошли в городах Фец и Мекинец в Марокко, а 19 ноября Мекинец (Мекнес) был полностью разрушен [Mallet&Mallet, 1858]. 26 и 27 ноября 1755 г. ощущались толчки в Шарлевиле (северо-восток Франции, на границе с Бельгией), в Льеже (восточная Бельгия) и других районах Бельгии. В декабре 1755 г. началась наиболее сильная, длительная и обширная по площади активизация в Западной Европе. 9 декабря 1755 г. Лиссабон испытал сильнейшее после 1 ноября сотрясение. Кроме того, толчки наблюдались во многих удаленных от Португалии районах, а именно на южном побережье Испании и Франции, в итальянских Альпах, в Швейцарии и Тироле, в Швабии и далее на север. Охваченные сотрясениями области: Милан, Пьемонт, Савойя, побережье Женевского озера, Айт и Лион, Фрейбург, Берн, Люцерн, Аарау, Цюрих, Гларус, Шаффхаузен, Базель, Невшатель, Бриг, Франш Конте (юго-восточная Франция), Тироль, Констанц (Боденское озеро), Донаууршинген (юго-западная Германия), Аугсбург. 9 декабря

сильно пострадали Бриг, Глиса и Натрия. Наряду с продолжавшимися ежедневно толчками в Бриге и почти ежедневно в Лиссабоне, 13 декабря слабые колебания наблюдались в Страсбурге, Дижоне, Флавины и многих других местах Франш Конте (Восточная Франция), а 18 декабря – в районе Герефордшира в Англии, где колебания сопровождалось громким подземным гулом. 19 декабря землетрясение повторилось в тех же районах Америки, где произошло 17–19 ноября. 23 декабря 1755 г. сотрясения происходили в Руссильоне (юго-западная Франция), Безансоне (восток Франции), Лионе и Женеве. 26 декабря 1755 г. сейсмический процесс распространился на север Европы: толчки охватили область нижнего Рейна, ощущались в Льеже, Маастрихте, Нимвегене, Бреде, а также в Кельне, в долинах Эльзаса и Лотарингии, в Пикардии (север Франции), но одновременно и в Альпах, где появились соленые источники. Толчки сопровождалось подземным гулом, на небе было видно аномальное огненное свечение. 27 декабря 1755 г. сотрясения произошли в Кордове, Руссильоне (юго-западная Франция), Савойе, Седане, Кельне, Чеснау (возле Льежа, Бельгия). По каталогу SHEEC отмечено землетрясение 27 декабря с эпицентром в Дюрене (запад Германии, на границе с Бельгией), с  $M=5,09$ ,  $I=6-7$ . Таким образом, сейсмическая активизация в декабре 1755 г. охватила северные районы Европы, включая Северную Германию, Бельгию, Нидерланды, значительную часть Швейцарии, а также северную и юго-западную Францию, северную Италию, часть Испании и Шотландии. При этом показательно, что толчки не распространялись от единого очага, а были сосредоточены в отдельных районах, где очевидно активизировались независимые сейсмические источники. Новая волна сейсмической активизации в феврале 1756 г. прокатилась от северной Европы до Альп. 18 и 19 февраля 1756 г. сотрясения проявились на обширной территории: в Альпах (Бриг), в нескольких областях Германии и Франции, почти на всей территории Бельгии, в Нидерландах и Англии, 18 февраля в Маастрихте, Льеже, Брюсселе, Амстердаме и почти на всей территории нижних Нидерландов, в Намюре, Монсе, Метце, Моенвиче, Фисме, Лаоне, Седане, Эре, Дьеппе, Руане (северное побережье Франции), Париже, Версале и т.д., а также в Дувре, Маргите (юго-восточное побережье Англии), в Германии – в Кельне, Арнсберге, Вормсе, Маннгейме, Дармштадте, Ветцларе, Касселе, Готе. По каталогу [SHEEC, 2012] эпицентр землетрясения 18 февраля помещен в Дюрене (северо-западная Германия), интенсивность VIII баллов,  $M=5.7$ . Это максимальные зафиксированные значения сотрясений для региона Нижнего Рейна. На современной карте сейсмической опасности Западной Европы в качестве наиболее сейсмоопасных зон показаны именно те области, где проявились сейсмические активизации декабря 1755 г. и февраля 1756 г. В структурном отношении они относятся к зоне развития Рейнского грабена, его верхней, средней и нижней части. Что касается территории Франции и Англии, определенной структурной привязки сейсмические толчки не получили [Grunthal, 1999]. После февраля 1756 г. землетрясения возникали в отдельных районах, входящих в область, охваченную февральской активизацией, однако это были единичные события, не достигавшие значительной интенсивности. Только 19 ноября 1756 г. непродолжительные сейсмические толчки ощущались в Кельне, Льеже, Маастрихте, Лимбурге и в целом во всей области между Рейном и Маасом. Последние толчки в Бриге по каталогам Гоффа и Маллетов датируются началом июля 1756 г., а в каталоге Van Gils, Leydecker после точка 19 февраля 1756 г. Бриг появляется только в 1837 г., когда здесь произошло семибалльное землетрясение. По каталогу Van Gils, Leydecker в районе Нижнего Рейна-Вестфалии семибалльные землетрясения происходили 23 августа 1759 г. и 20 января 1760 г., а 31 июля 1762 г. – пятибалльный толчок. Следующие упоминания об этом районе относятся уже к 19 веку. Таким образом, можно предположить, что эти очаги «выбыли из игры» в рассматриваемом сейсмическом сценарии. Однако в конце 1759 г. сильные землетрясения произошли в «новых» областях – 25 ноября на Сирийском побережье и 22 декабря 1759 г. с эпицентром в проливе Каттегат, ощущавшееся прибрежных районах Дании, Северной Германии и Норвегии. Относительное затишье продолжалось до 1761 г. 31 марта 1761 г. произошел сильнейший толчок в Лиссабон-Эвора (130 км в восток от Лиссабона), который очевидцы сравнивают с землетрясением 1 ноября 1755 г. По каталогу [Van Gils, Leydecker, 1991], интенсивность землетрясения VIII баллов. По каталогу [SHEEC, 2012] эпицентр землетрясения 31 марта 1761 г. располагался в акватории, к западу от побережья,  $M=7.5$ , интенсивность на прилегающем европейском континенте VI–VII. По [Goff, 1840], в Португалии и Испании землетрясение ощущалось на значительном удалении от побережья с интенсивностью VI–VII баллов, а на острове Тейсейра (Азорские острова) после сильного землетрясения 31 марта 1761 г., сотрясения продолжались до 15 апреля, сопровождаясь вулканическими извержениями и обвалами скал в море. В тот же день было наводнение на о-ве Барбадос (Малые Антильские острова). По данным [Mallet&Mallet, 1858], сотрясения распространялись от острова Мадейры до Франции, Нидерландов, Ирландии. По сообщению в СПВ от 13 июля 1761 г. «В Барбадосе 31 Марта

нынешнего года было особое примечание достойное приключение: Море колебалось, подобно налитому водою тазу, и чрез целую минуту с берегу можно было видеть морское дно, а потом вода в море опять вдруг так поднялась, что опасались великаго наводнения. В 1755 году Ноября 1 дня то же самое примечено там во время землетрясения в Лиссабоне; из чего в Барбадосе заключали, что где-нибудь, а может паки в Лиссабоне, было жестокое землетрясение» [СПВ, 1761.07.13]. Как представляется, землетрясение 31 марта 1761 г. имеет принципиальное значение в понимании сейсмического процесса, характер которого с этих пор изменился. С 1761 г. наблюдалась сейсмическая активизация на обширной территории как западной Европы, но преимущественно ее южной части, так и почти всей акватории Атлантического океана. В Лиссабоне и в целом в Португалии после 31 марта происходили более слабые толчки – не исключено, что это новая афтершоковая серия, связанная с событием 31 марта 1761 г. По сведениям из газеты СПВ толчки почти ежедневно продолжались до ноября 1761 г., а затем с перерывами до января 1765 г. и продолжились до 1769 г. [СПВ, 1762.01.04; 1765.03.01]. С 1762 г. в активизацию вовлекаются южные части Западной Европы, а затем и Малая Азия. Землетрясение с интенсивностью I–IX баллов и M=5.6 произошло 6 октября 1762 г. в провинции Аквила [Van Gils, Leydecker, 1991, SHEEC, 2012]. Следующее сильное землетрясение произошло в 1763 г. на границе Венгрии и Словакии. По каталогу [SHEEC, 2012], эпицентр землетрясения 28 июня 1763 г. интенсивностью IX баллов и магнитудой 5.7 связывается с населенным пунктом Комарно (Венгрия). На карте распространения колебаний им подверглась почти вся территория Словакии, Северо-восточная часть Венгрии и восточная часть Австрии [SHEEC, 2012]. По каталогу [Mallet&Mallet, 1858], землетрясение ощущалось на всей территории Венгрии, в том числе в Будапеште, колебания распространились до Дрездена и Лейпцига. Сейсмические толчки с некоторыми перерывами продолжались до начала 1765 г. В августе 1766 г. новая сейсмическая активизация охватила Центральную Европу и Малую Азию. В каталоге [Goff, 1841], землетрясение в Вене датируется 8 августа 1766 г. В каталоге [Mallet&Mallet, 1858] сильное землетрясение в Вене и, особенно на границе с Венгрией, относится к 5 августа. Отмечаются одновременные сильные толчки в Константинополе, Адрианополе, Салониках, Смирне и других районах Турции и Малой Азии. В каталоге [Van Gils, Leydecker, 1991] числится землетрясение в Бургенланде (восточная Австрия) 5 августа с M – 4.6 и интенсивностью VII баллов. 5 августа отмечено сильное землетрясение на побережье Мраморного моря с M=7.04 и интенсивностью X баллов [SHEEC, 2012]. Толчки в Константинополе продолжались и в 1767 г. В Калабрии 14 июля 1767 г. толчки интенсивностью IX баллов [SHEEC, 2012]. 27 февраля 1768 г. произошло сильное землетрясение в восточной Австрии с эпицентром Брунне-Стейнфелде (южнее Вены) по каталогу с M=5.41 и интенсивностью VIII баллов. Землетрясение ощущалось в Богемии и вызвало наводнение (р. Дунай) в современной Словакии [SHEEC, 2012]. Близкие сведения приведены в каталоге [Van Gils, Leydecker, 1991 – M=5.5 и интенсивность VIII баллов. 6 февраля 1769 г. в Лиссабоне ощущался толчок с интенсивностью VII баллов, возможно, завершающий афтершоковую серию. С этого времени сейсмическая активность на большей части Европейского континента спадает до фоновой. В 1780-е годы начинается независимая активизация в Центральных и Южных Апеннингах, включая Сицилию, но здесь вступает в игру другой, самостоятельный сейсмический сценарий. Следует отметить, что Италия была только отчасти задействована в Лиссабонском сценарии. При основном толчке в Лиссабоне 1 ноября 1755 г. сотрясения на Апеннинском полуострове наблюдались только в самой северной его части, во время неоднократных постлиссабонских активизаций отмечено только одно сильное землетрясение 6 октября 1762 г. в провинции Аквила. Напротив, то, что известно из сейсмической истории Северной и Центральной Атлантики может быть непосредственно связано с описанными событиями. До Лиссабонского землетрясения 21 ноября 1751 г. произошло разрушительное землетрясение на Гаити, Порт-о-Пренс сильно пострадал, часть побережья обрушилась, образовав бухту. Сотрясения на Антилах продолжались с 15 сентября. С 1761 г. отмечаются отдельные землетрясения в этом регионе. В 1765 г. началась активизация, охватившая Вест-Индские острова, а затем и приатлантическую Южную Америку. На острове Доминика по каталогу [Mallet&Mallet, 1858] несколько толчков произошло 15 марта 1765 г., по силе превосходящих известные до сих пор. В феврале—марте произошло около 150 толчков, сотрясения продолжались до июня. В 1766 г. 11 июня сильное землетрясение охватило Ямайку и Кубу. С 15 по 21 июля продолжались толчки на о-ве Св. Мария в Южной Америке. 13 августа 1766 г. землетрясение на о-ве Мартиника сопровождалось сильным ураганом. Серию землетрясений в Карибском бассейне в течение 1766 г. можно назвать «сейсмическим штормом». В ряду этих событий на северо-восточном побережье Южной Америки и Малых Антильских островах особенно сильное землетрясение произошло 21 октября 1766 г., охватившее Суринам, Каракас, Тринидад. В Каракасе

(Венесуэла) толчки ежедневно повторялись до конца 1767 г. Город Кумана (также на северном побережье Венесуэлы) был полностью разрушен. По каталогу [Mallet&Mallet, 1858], сотрясения продолжались до конца 1767–начала 1768 г. По тем же данным 3 июня 1770 г. в Сан Доминго снова произошло разрушительное землетрясение, особенно пострадал Порт о Пренс. В связи с описанными событиями представляется принципиальной значимость землетрясения 31 марта 1761 г., по сути равноценного по эффектам основному событию 1 ноября 1755 г. Оно породило самостоятельный афтершоковый процесс и обусловило новую сейсмическую активизацию 1760-х гг. с другим пространственным распределением сейсмичности. Именно с этой активизацией связаны многочисленные разрушительные землетрясения в Карибском бассейне и северным побережьем Южной Америки. По современным данным, очаги обоих землетрясений связаны с двумя различными трансформными разломами в Атлантическом океане [Вержбицкий и др., 2011]. Из приведенных данных о беспрецедентном одновременном оживлении сейсмических очагов в территориально разобнесенных областях (Альпах, Северной Германии, Юго-восточной Франции, Южной Скандинавии) во время первой сейсмической активизации, вызванной Лиссабонским землетрясением 1 ноября 1755 г., и южного Средиземноморья, островной Атлантики и прибрежной восточной Америки во время второй активизации после толчка 31 марта 1761 г. можно рассматривать Лиссабонский сейсмический феномен только как первую часть активизировавшихся сейсмогенных движений в Атлантическом океане, связанных с системой трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта. Сейсмический сценарий, разыгравшийся в 1750-1760-е гг. в приатлантических Европе и Америке, как и в самой Атлантике, очевидно, можно рассматривать как следствие грандиозного геодинамического феномена, проявившегося в земной коре на полуглобальном уровне и вызванного специфическими тектонофизическими условиями в оживившейся системе Срединно-Атлантического хребта.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Вержбицкий Е. В., Кононов М. В., Бяков А. Ф., Гринберг О. В.* Геодинамика и плюм-текtonика Азоро-Гибралтарской зоны разломов (Северная Атлантика) // *Океанология*. 2011. Т. 51, (5). С. 930–945.
2. *Викулин А.В., Викулина С.А., Аргас Л.* Новые данные о Лиссабонском землетрясении 1.11.1755. // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2007. № 2 (10). С. 74–86
3. *Никонов А.А.* “Ужасное потрясение” Европы. Лиссабонское землетрясение 1 ноября 1755 г. *Природа*. 2005. № 11. С. 21–29.
4. Санкт-Петербургские ведомости (СПВ), 1750.04.27
5. СПВ, 1761.07.13
6. СПВ, 1762.01.04
7. СПВ, 1765.03.01
8. *Grunthal G.* Seismic hazard assessment for Central, North and Northwest Europe: GSHAP Region 3. // *Annali di Geofisica*. V. 42, (6). December 1999. P.999–1011
9. *Gutscher M.A., Baptista M. A., and Miranda, J. M.* The Gibraltar arc seismogenic zone (part 2): Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modelling and seismic intensity // *Tectonophysics*. 2006. 426, (1). P. 153–166.
10. *Hoff K.E.A.* Geschichte der durch überlieferung nachgewiesenen natürlichen veränderungen der erdoberfläche. In versuch von Hoff Karl Ernst Adolf. Gotha. 1840.
11. *Mallet R. And Mallet J.W.* The Earthquake Catalogue. London. 1858.
12. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC). Grünthal and Wahlström. 2012. P. 1000–1899.
13. *Van Gils J.M., Leydecker G.* Catalogue of European earthquakes with intensities higher than 4. 1991.

# МИГРАЦИЯ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ, КАК ТРИГГЕР СЕРИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ РИДЖКРЕСТ (ИЮЛЬ 2019 Г.)

В.И. Кафтан

Геофизический центр РАН, Москва, Россия, v.kaftan@gcras.ru

## Введение

Сегодня пространственные изменения территории Земли уверенно контролируются средствами глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) с субсантиметровой точностью. Наблюдательная сеть ГНСС, обеспечивающая геодинамические исследования, содержит около двух десятков тысяч постоянно-действующих станций. Наиболее плотное пространственное распределение этих станций характерно для территорий Северной Америки, Японского архипелага и Европы. Некоторые станции функционируют уже более трех десятилетий, и их значительное число рокует наблюдениями десятилетний интервал. Благодаря открытому сервису Геодезической лаборатории Невады (США) сегодня доступны для исследователей временные ряды точных пространственных координат постоянно-действующих станций ГНСС с временным разрешением в одни сутки [Blewitt и др, 2018]. В регионах высокой сейсмической активности эти станции позволяют отслеживать изменения земной поверхности на всех стадиях сейсмического цикла, в том временном интервале непрерывных наблюдений. Сегодня во многих случаях уже удается исследовать процесс накопления деформаций перед сильными событиями на завершающей стадии межсейсмической фазы на протяжении первых десятилетий. Это обстоятельство позволяет обнаруживать и изучать деформационные предвестники [Kaftan, Melnikov, 2018], а также пространственную миграцию деформаций, провоцирующих и сопровождающих сейсмическое событие [Kaftan, Melnikov, 2019]. Можно говорить о том, что достаточно плотные сети непрерывных ГНСС станций позволяют наблюдать и изучать сейсмодформационный процесс на стадиях сейсмической подготовки, разрядки и релаксации, представляя тем самым эмпирическую основу для разработки моделей прогнозирования сильных сейсмических событий.

На Западном побережье Северной Америки произошло уже несколько сильных и крупных землетрясений в пределах достаточно плотных ГНСС сетей. Накоплены измерительные данные на интервале более 10 лет перед сейсмическими событиями. Таковыми является серия землетрясений Риджкрест 2019 года.

Землетрясения с магнитудами  $M_w=6.4$  и  $M_w=7.1$  произошли в июле 2019 года одно за другим с интервалом 34 часа в нескольких километрах друг от друга вблизи города Риджкрест округа Керн, Калифорния, США. В 1995 году в непосредственной близости от новых землетрясений произошел умеренный толчок магнитудой  $M_w=5.8$ . Не многим более чем в ста километрах к северу в 1872 году произошло сильное землетрясение с  $M_w=7.4$ .

## Данные наблюдений

Для изучения сейсмо-деформационного процесса нами были использованы данные непрерывных GPS-наблюдений 51-й станции, с суточным интервалом регистрации [Blewitt и др, 2018]. Используемые временные ряды содержат среднесуточные определения координат в системе отсчета IGS14. Разрывы в наблюдениях заполнялись значениями координат, интерполированными с помощью сплайнов Эрмита. Конфигурация контрольной геодезической сети представлена на Рис.1.

Начальная эпоха определения движений и деформаций была отнесена на 13 лет до серии землетрясений Риджкрест (июль 2006 г.), а конечная – примерно на месяц (август 2019 г.) после таковых. Область покрытия территории наблюдательной сетью имеет диаметр порядка 250 км и включает в себя эпицентры как современных, так и упомянутых выше, исторических событий.

## Анализ деформаций земной поверхности в связи с сейсмичностью

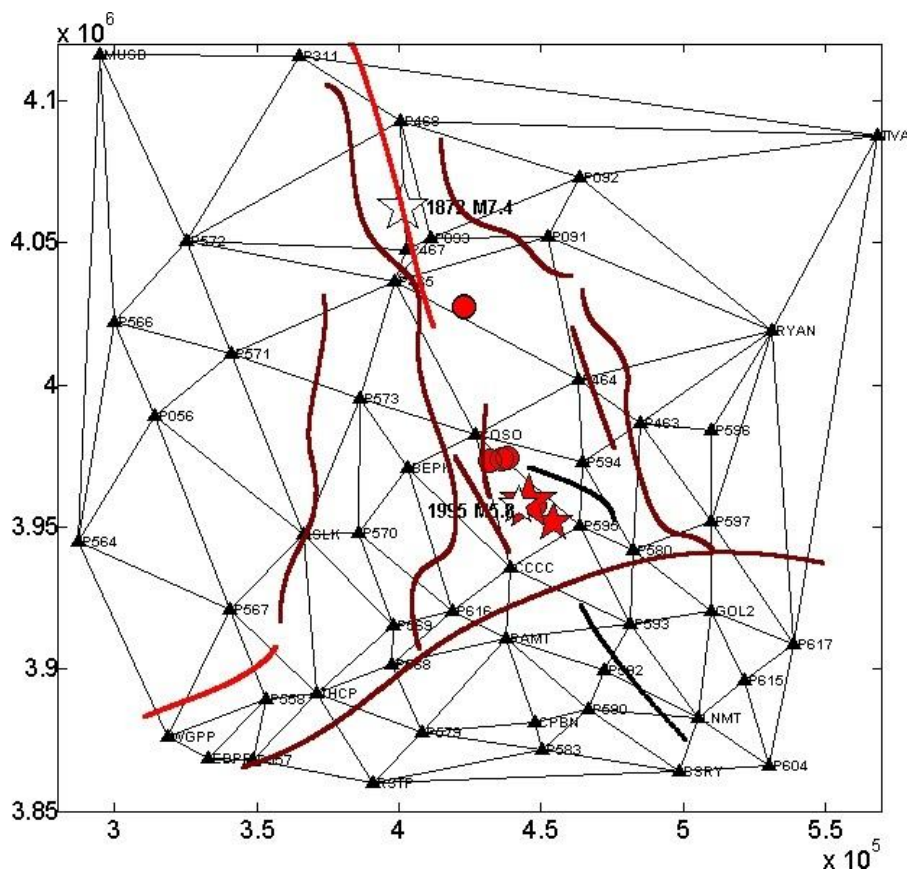
На каждые сутки наблюдений получены цифровые модели распределения горизонтальных деформаций полного сдвига и дилатации. Объединение временной последовательности полученных моделей в ускоренную кинематическую визуализацию сейсмо-деформационного процесса позволило обнаружить интересные особенности. Начало образования экстремума сдвиговой деформации (Рис. 2б) приурочено к месту и моменту умеренного землетрясения  $M_w=5.2$ , произошедшего за 10 лет до событий 2019 г. примерно в 70 км от него (Рис. 2а). Область аномального сдвига распространялась в направлении будущих событий и своим южным флангом достигла их положения к моменту



образования сейсмического разрыва (Рис.2 в,г). Развитие деформации после главных сейсмических событий и их афтершоков показано на Рис. 2 г,д,е.

Наблюдаемая визуально эволюция рассчитанных деформаций земной поверхности и распределения эпицентров зарегистрированных землетрясений, по данным архива Национального центра информации о землетрясениях Геологической службы США [Benz, 2017], демонстрирует их взаимную согласованность. При этом наблюдается определенное сходство с поведением деформации полного сдвига перед землетрясением Напа,  $M_w = 6.01$ , 2014 г. (Калифорния, США) [Kaftan, Melnikov, 2019]. В случае землетрясения Напа деформационная аномалия полного сдвига, величиной  $0.27 \cdot 10^{-5}$ , образовалась примерно в 100 км южнее будущего крупного события в результате пары умеренных, произошедших практически одновременно на южном окончании разлома Хайвард. Она распространялась вдоль разлома на север со скоростью около 20 км/год.

Достигнув места расположения эпицентра землетрясения Напа, эта аномалия преобразовалась в косейсмический сдвиг величиной  $1.5 \cdot 10^{-5}$ . Такое поведение указало на возможность триггерного эффекта, спровоцировавшего крупное землетрясение. В случае землетрясений Риджквест не наблюдается узконаправленный «поток» деформации. Виден «размазанный» фронт, распространяющийся как на юг, так и на запад. Но в данном случае, в отличие от землетрясения Напа, отсутствует подвижный разлом, играющий роль некоего русла для перемещения деформационного фронта. Деформируется еще не нарушенная среда. Вероятно, этим объясняется различие геометрии «потока», а также меньшая величина деформации. На переднем крае фронта она составляет порядка  $0.18 \cdot 10^{-5}$ . Скорость ее распространения около 7 км/год. То есть в три раза медленнее, чем в случае землетрясения Напа. Это замедление также предположительно можно объяснить отсутствием разрывного нарушения по направлению распространения деформационного фронта. Косейсмический сдвиг в этом случае достиг  $3 \cdot 10^{-5}$ . Он вдвое превысил соответствующую оценку для землетрясения Напа с  $M_w = 6.01$ , по мощности на порядок меньшего, чем Риджквест. Таким образом, мы можем предположить подобие эволюции сейсмо-деформационного процесса для обоих случаев.



**Рис. 1.** Конфигурация конечных элементов сети непрерывно-действующих GPS станций (черные треугольники). Красные линии – современные сейсморазрывы возрастом менее 150 лет. Коричневые линии – познечетвертичные разломы моложе 15 000 лет. Черные кривые – недифференцированные четвертичные разломы моложе 1.6 миллионов лет. Белые звезды – исторические землетрясения. Красные звезды – сильное и крупное землетрясения Риджквест. Красные окружности – умеренные землетрясения последнего десятилетия. Координатная сетка на рамке рисунка дана в универсальной поперечной проекции Меркатора (UTM)

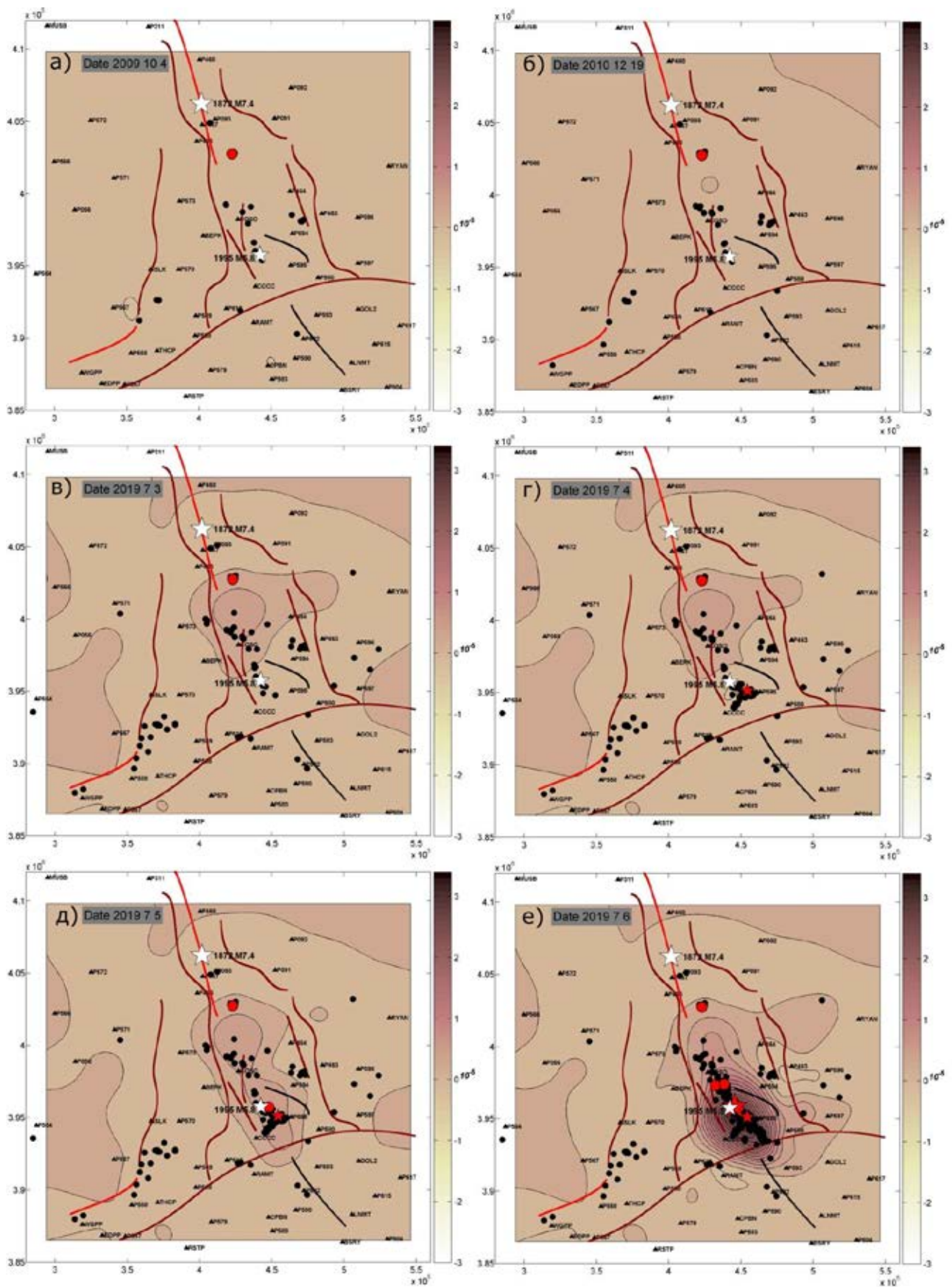


Рис. 2. Распределение деформации полного сдвига перед землетрясениями Риджкрест 2019 г. Сечение изолиний деформации  $2 \cdot 10^{-6}$ . Легенду разрывных нарушений и сейсмических событий см. на Рис.1.

Эволюцию дилатации мы можем отследить на аналогичном видео, а также на рис. 3 по нескольким его важнейшим кадрам. Ввиду того, что смещения по разрывным нарушениям данного региона представляют собой правосторонний сдвиг, обусловленный тенденциями взаимных движений Тихоокеанской и Северо-Американской тектонических плит, деформация дилатации играет второстепенную роль и является подчиненной деформации сдвига. На это показывают диполи дилатации (пары экстремумов растяжения-сжатия), образованные только перед сильными событиями см. Рис. 3 в, г, д, а не за годы, как деформация сдвига. Экстремумы дилатации образуются фронтами сдвиговой деформации по обе стороны от образованного нового сейсмического разрыва, маркируемого сильными, умеренными и слабыми событиями Рис. 3 д. Эти особенности показывают роль деформаций сдвига и дилатации, регистрируемых средствами ГНСС, в подходах к прогнозированию сильных сейсмических событий.

### **Проверка возможности обнаружения места будущего сильного землетрясения**

Наблюдения за деформационным процессом на протяжении десятилетий перед сильными сейсмическими событиями несут информацию не только о миграции деформационных фронтов, которые могут провоцировать снятие напряжений во время реализации событий, но также и показывают области наибольших напряжений, где следует искать места возникновения будущих сильных землетрясений. Следуя гипотезе упругой отдачи Рейда [Савиных и др., 2013] местом будущего события является «запертая» зона активного разлома, иначе говоря, зона минимальных деформаций в области подготовки землетрясения. Такую зону можно картировать по величинам полных смещений пунктов ГНСС, представляющих собой длины векторов горизонтальных смещений. Чем меньше длина вектора смещения, тем менее подвижна территория его расположения. В сейсмоактивной области место минимальных движений, это место максимальных напряжений. Рассчитав длины векторов смещений, мы также получили цифровые модели их пространственного распределения на каждые сутки и объединили их в видеофильм. Принципиальные кадры фильма представлены на Рис.4. Первый кадр Рис. 4а соответствует моменту возникновения умеренного землетрясения, явившегося, по нашему предположению пусковым. На этот момент за 3.5 года наблюдений накоплены лишь первые сантиметры смещений. Тем не менее, уже видна их локализация, хотя и обширная, в вытянутой примерно с севера на юг области возникновения сильнейших сейсмических событий (темно-коричневая зона). По мере накопления наблюдений зона сужается и за сутки до возникновения сильных событий (Рис. 4в) она становится достаточно узкой, шириной 20-50 км. Вблизи этой зоны происходит серия землетрясений Риджквест (Рис. 4 г, д, е). Заметим, что на протяжении всего интервала наблюдений эта зона не является однородной. Она нарушается сейсмическими событиями малой и умеренной величины. Так на Рис. 4 а, б, в, г, внутри «запертой» зоны развивается подвижная светлая область, внутри которой происходят слабые сейсмические события, согласованно с ее размерами и формой. Их число внутри области возрастает, увеличивая подвижность этой территории. Мы бы сочли эти землетрясения форшоками, но они удалены от будущих сильных событий на десятки километров. В то же время они находятся в области миграции аномальной деформации полного сдвига (Рис. 2 в, г, д.) т.е. обуславливают эту подвижность.

После реализации крупных и сильных событий область минимальных смещений разрушается (Рис. 4 г, д, е). Эти проявления демонстрируют возможность регистрации области ожидания сильных сейсмических событий аналогичного типа, там, где наблюдаются интенсивные сдвиговые деформации земной поверхности. Остается понять, как в таких «напряженных» областях, вытянутых на сотни километров, можно более точно локализовать место будущего сильного события. Гипотеза упругой отдачи предоставляет такую возможность, предполагая, что землетрясение происходит в области минимальных движений, но максимального упругого искривления земной поверхности по профилю, перпендикулярно пересекающему запертую зону [Савиных и др., 2013]. Такой профиль на своих окончаниях имеет максимальные движения ГНСС станций в противоположных направлениях. Он показан на Рис. 4 белой прямой линией, соединяющей наиболее подвижные пункты в исследуемой области. Можно видеть, что серия землетрясений Риджквест произошла на удалении первых десятков километров от точки пересечения зоны минимальных движений (максимальных напряжений) и линии наибольшего искривления земной поверхности. Заметим, что зона минимальных движений не была стабильной во времени. Она нарушалась слабыми землетрясениями, предшествующими более сильным событиям. Это осложнило фиксацию места будущего землетрясения.

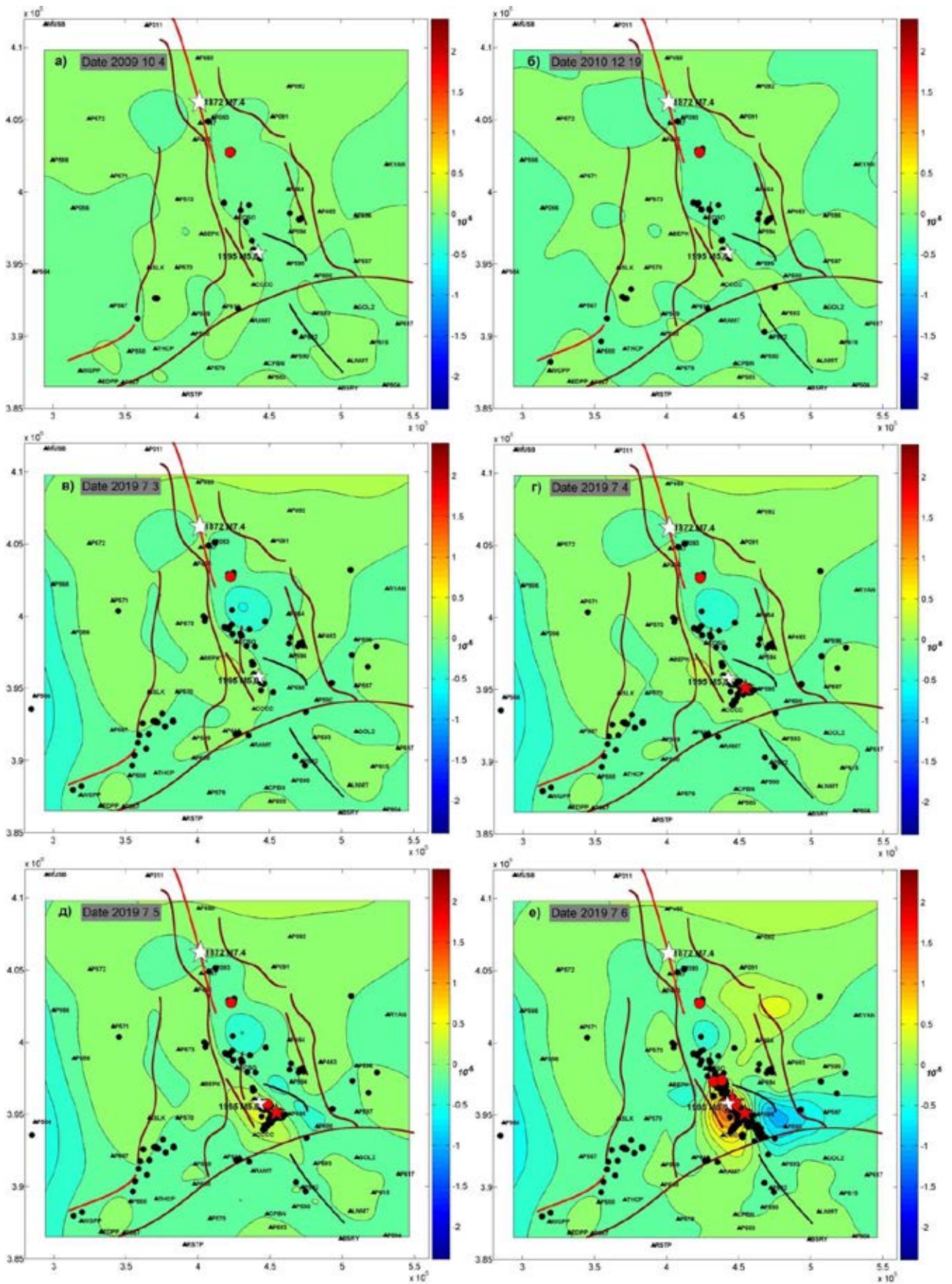
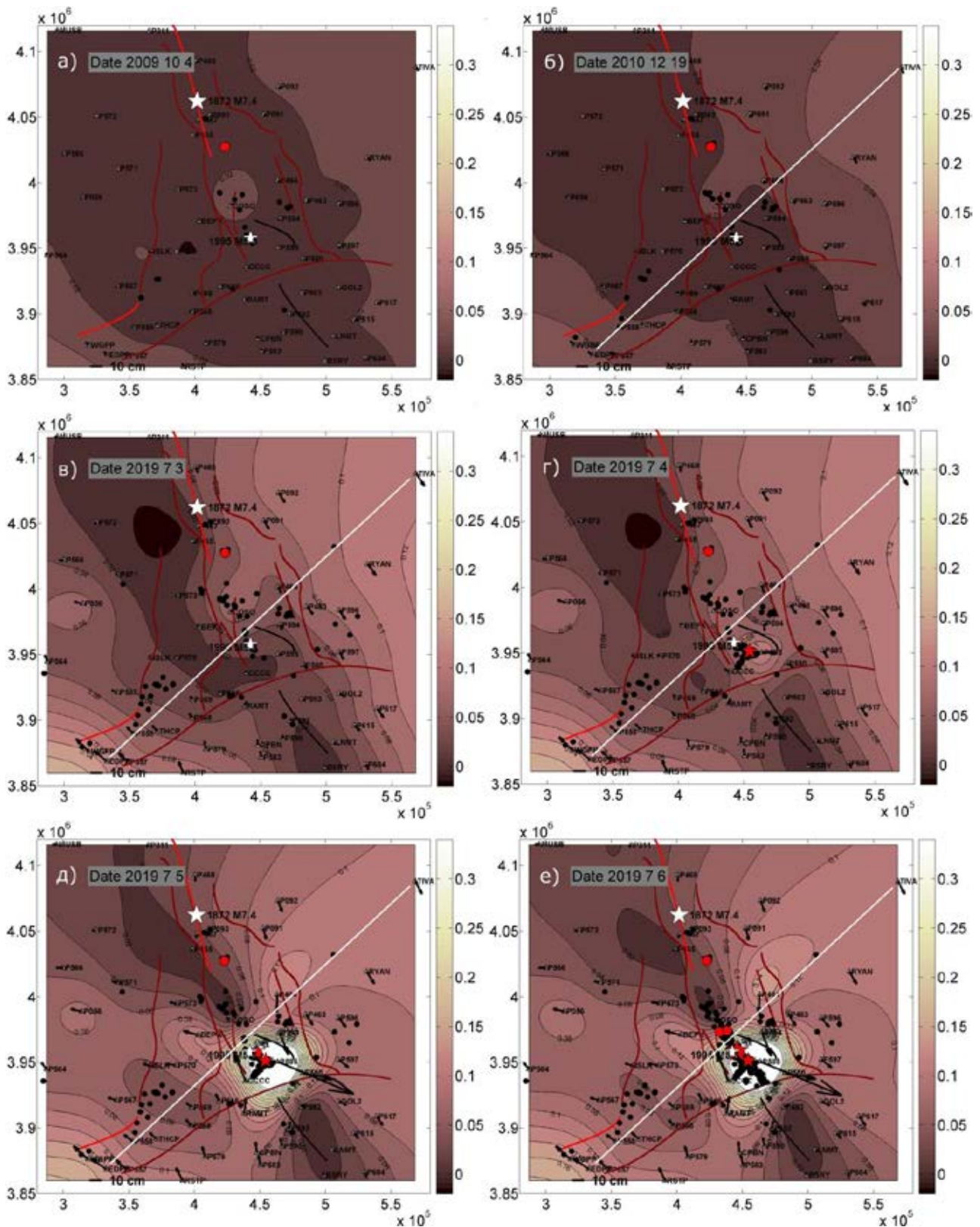


Рис. 3. Распределение деформации дилатации перед землетрясениями Риджкрест 2019 г. Сечение изолиний деформации  $2 \times 10^{-6}$ . Легенду разрывных нарушений и сейсмических событий см. на Рис. 1.



**Рис. 4.** Распределение полных смещений перед землетрясениями Риджквест 2019 г. Сечение изолиний полного смещения - 2 см. Стрелки представляют собой векторы горизонтальных смещений пунктов. Легенду разрывных нарушений и сейсмических событий см. на Рис.1.

### Дискуссия и заключение

Имея в виду, что совокупность эпицентров форшоков и афтершоков образует узкий вытянутый кластер, как видимое продолжение сейсморазрыва 1872 года, протяженностью около ста км, можно предполагать, что это сильное сейсмическое событие генетически связано с серией землетрясений Риджквест и, вероятно, их совокупность формирует единый сейсмический цикл продолжительностью ~150 лет.

Существование медленных деформационных волн теоретически предсказывалось, например, в работах [Sherman, 2013; Вуков, 2018]. В платформенных зонах такие волны были зарегистрированы во второй половине прошлого столетия по данным высокоточного нивелирования [Kuz'min, 2012]. Настоящее исследование показывает существование волн сдвиговых деформаций в сейсмоактивных районах и демонстрирует их роль в сейсмическом процессе. Сходство развития мигрирующих деформаций для случаев землетрясения Напа (2014 г.) и серии землетрясений Риджкрест (2019 г.) позволяет предполагать наличие триггерного эффекта деформационной волны как в первом, так и во втором случаях.

Достаточно плотные сети непрерывно-действующих ГНСС станций представляют важную информацию о развитии сейсмо-деформационного процесса. Модели площадного распределения полного смещения ГНСС пунктов и визуализации их временной эволюции позволяют продемонстрировать возможность обнаружения места будущего сильного землетрясения за годы до него при условии непрерывных наблюдений не менее 10 лет до события.

### **Благодарности**

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Савиных В.П., Певнев А.К., Ямбаев Х.К. Теория упругой отдачи, дилатансия, геодезия – прогноз // Известия высших учебных заведений. Геодезия и аэрофотосъемка. 2013. №5. С.29-34.
2. Benz H. Building a National Seismic Monitoring Center: NEIC from 2000 to the Present. *Seismological Research Letters* (2017) 88 (2B): 457–461. <https://doi.org/10.1785/0220170034>
3. Blewitt, G., Hammond, W.C., Kreemer C.: Harnessing the GPS data explosion for inter-disciplinary science. *Eos*, 99 (2018) <https://doi.org/10.1029/2018EO104623>.
4. Вуков, V.: Prediction and observation of strain waves in the Earth. *Geodynamics & Tectonophysics* 9(3), 721–754. (2018) DOI:10.5800/GT-2018-9-3-0369.
5. Kaftan V.I., Melnikov A.Yu. Revealing the deformational anomalies based on GNSS data in relation to the preparation and stress release of large earthquakes. *Izvestia. Physics of the solid Earth*. 2018. 54 (1). 22–32. DOI: 10.1134/S1069351318010093
6. Kaftan V., Melnikov A. (2019) Migration of Earth Surface Deformation as a Large Earthquake Trigger. In: Kocharyan G., Lyakhov A. (eds) *Trigger Effects in Geosystems*. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham [https://doi.org/10.1007/978-3-030-31970-0\\_8](https://doi.org/10.1007/978-3-030-31970-0_8)
7. Kuz'min, Yu.: Deformation autowaves in fault zones. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48(1), 1–16 (2012). DOI: 10.1134/S1069351312010089
8. Sherman S.I.: Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 4(2), 83–117 (2013). (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>

# ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ОПАСНОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПОСЛЕДСТВИЯМ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОБЪЕКТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АТОМНОЙ ЭНЕРГИИ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

И.Ю. Лободенко, Л.М. Фихиева, Г.С. Гребенкин, А.А. Малофеев, В.В. Меньщикова

Федеральное бюджетное учреждение «Научно-технический центр по ядерной и радиационной безопасности» (ФБУ «НТЦ ЯРБ»), г. Москва, [secnrs@secnrs.ru](mailto:secnrs@secnrs.ru), <http://www.secnrs.ru>.

В России на основе многолетнего опыта размещения, сооружения и эксплуатации объектов использования атомной энергии (ОИАЭ) разработана нормативная база по учёту и оценке влияния внешних природных воздействий, включая геодинамические процессы, на всех этапах жизненного цикла ОИАЭ [НП-031-01. Нормы..., 2001; НП-050-03. Размещение..., 2003; НП-064-17. Учет..., 2017; Утверждены..., 2001; НП-032-19. Площадка..., 2019].

Вариации ряда параметров геофизических полей (гравитационного, магнитного и упругого), способные отражать геодинамические процессы, используются для оценки геодинамической напряженности среды. В том числе анализируются градиенты параметров геофизических полей [Утверждены..., 2007; Фихиева, 2008]. При оценке влияния внешних природных воздействий на ОИАЭ учитываются значения градиента скорости современных дифференцированных движений земной коры (СДЗК) [Утверждены..., 2007].

Одним из важнейших условий обеспечения безопасности ОИАЭ является размещение площадки ОИАЭ в пределах целикового блока земной коры, ненарушенного активными разломами и геодинамическими зонами [НП-032-19. Площадка..., 2019]. Геологические и геоморфологические методы позволяют устанавливать выраженность тектонических нарушений в рельефе, структурах земной коры и осадочных толщах, имевших место в течение неотектонического (от 3 до 80 млн. лет), четвертичного (1–2 млн. лет) и голоценового (10–12 тыс. лет) возрастов. Эти методы практически не позволяют выявлять СДЗК в течение последних столетий и десятилетий. Суммарный эффект проявления СДЗК за указанный период времени может быть настолько мал, особенно если движения инверсионные, что может быть зафиксирован лишь инструментальными, в том числе геодезическими методами. Однако без подтверждения тектонических нарушений с помощью мониторинга СДЗК невозможно однозначно определить наличие геодинамически активных разрывных структур и выделить целиковый блок земной коры для размещения ОИАЭ [Фихиева и др., 2019].

Помимо движений непосредственно в зонах геодинамически активных разломов, являющихся границами тектонических блоков или расположенных внутри последних, сами тектонические блоки в процессе геологического развития также испытывают деформации, что на современном этапе отражается в общей картине СДЗК. Воздействие СДЗК в районе и на площадке размещения ОИАЭ оценивается степенью опасности по последствиям воздействия на ОИАЭ [Утверждены..., 2007]. Согласно [Утверждены..., 2007] определены три степени опасности воздействия на ОИАЭ в зависимости от уровня значений градиента скорости СДЗК в районе и на площадке размещения ОИАЭ (см. таблицу 1).

Таблица 1. Степень опасности СДЗК по последствиям воздействия на ОИАЭ согласно требованиям НП-064-17

Степень опасности по последствиям воздействия на ОИАЭ	Градиент скорости СДЗК в пределах целикового блока земной коры, на котором размещена площадка ОИАЭ, 1/год.	Изменение наклона (крена) целикового блока земной коры, на котором размещена площадка ОИАЭ за 60 лет
I	$10^{-5}$ и выше	$6 \cdot 10^{-4}$ и выше
II	от $10^{-8}$ до $10^{-5}$	от $6 \cdot 10^{-7}$ до $6 \cdot 10^{-4}$
III	менее $10^{-8}$	менее $6 \cdot 10^{-7}$

Как видно из таблицы 1, воздействие СДЗК на целиковый блок земной коры носит «накопительный» характер, увеличивая наклон (крен) последнего. В период строительства и в начале эксплуатации ОИАЭ воздействие СДЗК I и II степени опасности незначительно и не влияет на крен зданий и сооружений ОИАЭ, сформированный деформациями грунтов оснований. Однако по прошествии 60 лет с момента строительства ОИАЭ изменение наклона (крена) целикового блока земной коры, на котором размещена площадка ОИАЭ, становится соизмеримым с предельно

допустимыми значениями крена ЗиС, образованного деформациями грунтов оснований. Например, нормативное предельно допустимое значение крена фундаментной плиты реакторного отделения АЭС составляет 0,001. Как видно из таблицы 2 и таблицы 3, наклон (крен) площадки размещения ОИАЭ за счет СДЗК может увеличить крен ЗиС, образованный из-за деформации грунтов оснований, и, тем самым, крен ЗиС ОИАЭ с учетом СДЗК может превысить предельно допустимые значения до 40%.

**Таблица 2.** Оценка крена ЗиС ОИАЭ с учетом СДЗК I степени опасности по НП-064-17 после 60 лет эксплуатации ОИАЭ

Грунты оснований ЗиС ОИАЭ	Крен ЗиС ОИАЭ, образованный деформациями грунтов оснований, в % относительно предельно допустимого крена 0,001	Наклон (крен) целикового блока земной коры, на котором размещена площадка ОИАЭ, образованный за 60 лет, в % относительно предельно допустимого крена 0,001	Крен ЗиС ОИАЭ с учетом СДЗК за 60 лет работы ОИАЭ в % относительно предельно допустимого значения 0,001 (направления кренов совпадают)
Скальные	0	60 и более	60 и более
Полускальные	до 60	60 и более	<b>120 и более</b>
Осадочные	до 80	60 и более	<b>140 и более</b>

**Таблица 3.** Оценка крена ЗиС ОИАЭ с учетом СДЗК II степени опасности по НП-064-17 после 60 лет эксплуатации

Грунты оснований ЗиС ОИАЭ	Крен ЗиС ОИАЭ, образованный деформациями грунтов оснований, в % относительно предельно допустимого крена 0,001	Наклон (крен) целикового блока земной коры, на котором размещена площадка ОИАЭ, образованный за 60 лет, в % относительно предельно допустимого крена 0,001	Крен ЗиС ОИАЭ с учетом СДЗК за 60 лет работы ОИАЭ в % относительно предельно допустимого значения 0,001 (направления кренов совпадают)
Скальные	0	0,6-59	0,6-59
Полускальные	до 60	0,6-59	<b>60,6-119</b>
Осадочные	до 80	0,6-59	<b>80,6-139</b>

В таблицах 2 и 3 значения крена ЗиС ОИАЭ с учетом СДЗК за 60 лет работы ОИАЭ представлены в случае, если направления кренов ЗиС, образованных из-за деформации грунтов оснований, и направление наклона (крена) целикового блока совпадают. Если направления кренов не совпадают, то значения кренов ЗиС ОИАЭ с учетом СДЗК за 60 лет работы ОИАЭ, представленные в таблицах 2 и 3, будут уменьшаться с возрастанием угла между векторами до 90°, тем самым влияние СДЗК на значение крена ЗиС ОИАЭ будет уменьшаться. Если угол между векторами составляет от 90° до 180°, то влияние СДЗК на крен ЗиС ОИАЭ действует как антикрен для ЗиС ОИАЭ.

Таким образом, точность определения направления градиента скорости СДЗК на площадке размещения ОИАЭ (точность определения наклона (крена) целикового блока земной коры, на котором размещена площадка ОИАЭ) является определяющим при анализе и учёте воздействия СДЗК на ЗиС ОИАЭ. Фигурально выражаясь: «крен», или «антикрен».

Согласно таблицам 2 и 3 при размещении ОИАЭ на скальных грунтах крен ЗиС зависит только от накопительного наклона целикового блока. Тогда, например, при установленной на площадке СДЗК I степени опасности по НП-064-17 после 100 лет и менее эксплуатации ОИАЭ крен ЗиС достигнет предельно допустимого значения 0,001.

В настоящее время, согласно Федеральным нормам и правилам в области использования атомной энергии (ФНП), направление крена ЗиС ОИАЭ, образованного в результате деформации грунтов основания, определяется с точностью  $\pm 5^\circ$  в строительной системе координат. Точность определения направления градиента скорости СДЗК на площадке размещения ОИАЭ в документах ФНП не регламентирована. В этой связи, согласно требованиям п. 3.7 НП-064-17, обоснование



непревышения проектных пределов осадки и крена ЗиС с учётом СДЗК на площадке размещения ОИАЭ производится по консервативному принципу. Консервативный принцип учёта СДЗК на площадке размещения ОИАЭ в данном случае заключается в том, что направления указанных выше кренов считаются совпадающими.

В настоящее время в рамках безопасности эксплуатации ОИАЭ актуально анализировать и учитывать следующие факты и события первой четверти XXI века:

– **Обнинск, Россия.** 26 июня 1954 г. в 17 часов 30 минут была открыта задвижка подачи пара на турбогенератор и генератор синхронизирован с сетью Мосэнерго. Состоялся энергетический пуск Первой в мире АЭС, которая проработала 48 лет и открыла дорогу использованию атомной энергии в мирных целях. В 2010 г. в мире действовало 437 ядерных энергоблоков установленной мощностью 370 ГВт(э).

– До 2007 года в мире не было ни одной аварии АЭС вследствие неправильной оценки внешних воздействий в районе и на площадке АЭС.

– **Касивадзаки-Карива, Япония.** Июль 2007 г. – магнитуда проектного МРЗ = 6,5; фактическая магнитуда = 6,9.

– **Фукусима-1, Япония.** Март 2011 г. – высота проектной волны цунами = 6 метров; фактическая высота волны цунами = более 10 метров.

– **АЭС Форт-Калхун и АЭС Купер, США.** Июнь 2011 г. – затопление в результате наводнения (в проектные основы заложен заниженный уровень паводка на реке Миссури).

С учетом перечисленных выше фактов и событий первой четверти XXI века ФНП России предусматривают контроль стабильности геолого-геофизических условий в районе и на площадках размещения ОИАЭ в режиме мониторинга. Актуальность мониторинга определена и обусловлена изменением геолого-геофизических условий под влиянием природных и техногенных внешних воздействий в период строительства, эксплуатации и вывода из эксплуатации ОИАЭ.

В документах ФНП (раздел VI НП-032-19, п. 6.2 НП-064-17, глава 2 НП-006-16) регламентируется проведение мониторинга СДЗК. Методология мониторинга СДЗК основана на использовании сетей опорных реперов (глубинных и грунтовых), всегда испытывающих воздействие множества факторов (климатических, геологических, гидрогеологических и др.), которые в свою очередь влияют на их устойчивость. Поэтому весьма важно при использовании результатов геодезических наблюдений при обосновании безопасности достоверно выделять геодинамическую составляющую движений. В свою очередь эта составляющая может быть вызвана как эндогенными, так и экзогенными и инженерно-геологическими процессами. Соответственно, необходимо однозначно определить причины СДЗК, т.к. в случае с эндогенными источниками мы имеем дело с активными тектоническими структурами, а в остальных случаях нет. Тем не менее, в любом случае должен определяться риск, который может быть нанесен безопасной эксплуатации ОИАЭ современными геодинамическими процессами, протекающими в настоящее время.

## Выводы

1. СДЗК могут приводить к наклону (крену) целикового блока, на котором размещен ОИАЭ и вносить дополнительный вклад в крен ЗиС, возникший вследствие неравномерной осадки и движений грунтов оснований. Крен целикового блока за счет СДЗК может усугублять суммарный крен, если направление кренов совпадает, или наоборот компенсировать, если направления составляющих суммарного крена противоположны.

2. Значение наклона (крена) целикового блока, на котором размещен ОИАЭ, является накопительным. В настоящее время для целого ряда ОИАЭ России время эксплуатации уже составляет 50 и более лет. Тем самым проблема учета влияния СДЗК на площадке на осадку и крен ЗиС является актуальной.

3. Методика мониторинга СДЗК на площадке требует уточнения и разработки на основе уже имеющегося опыта работ. Особенно актуальным в настоящее время является уточнение методики определения направления наклона целикового блока («крен», или «антикрен») при оценке степени влияния СДЗК на осадку и крен ЗиС ОИАЭ.

## ЛИТЕРАТУРА

1. НП-031-01. Нормы проектирования сейсмостойких атомных станций. Утверждены постановлением Госатомнадзора России от 19 октября 2001 г. № 9.

2. НП-032-19. Площадка атомной станции. Требования безопасности. Утверждены приказом Федеральной службы по экологическому, технологическому и атомному надзору от 9 июля 2019 г. № 287.
3. Утверждены постановлением Госатомнадзора России от 8 ноября 2001 г. № 10.
4. НП-064-17. Учет внешних воздействий природного и техногенного происхождения на объекты использования атомной энергии. Утверждены приказом Федеральной службы по экологическому, технологическому и атомному надзору от 30 ноября 2017 г. № 514.
5. НП-050-03. Размещение ядерных установок ядерного топливного цикла. Основные критерии и требования по обеспечению безопасности. Утверждены постановлением Госатомнадзора России от 31 декабря 2003 г. № 11.
6. НП-006-16. Требования к содержанию отчета по обоснованию безопасности блока атомной станции с реактором типа ВВЭР (НП-006-16). Утверждены приказом Федеральной службы по экологическому, технологическому и атомному надзору от 13 февраля 2017 г. N 53.
7. *Фихиева Л.М.* Использование градиентов литостатического давления для оценки геодинамической напряженности среды. Геофизика XXI столетия: 2007 год. Сборник трудов Девярых геофизических чтений им. В.В. Федынского. Издательство ГЕРС. 2008. С. 198–202.
8. *Фихиева Л.М., Малофеев А.А., Меньщикова В.В.* Требования учета СДЗК в районах и на площадках размещения объектов использования атомной энергии // Материалы XIV международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных (Республика Молдова, 9-13 сентября 2019 г.). Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2019. С. 105.

# ОБЩИЕ И ТЕРРЕЙНОВЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ И СЕЙСМОТЕКТОНИКИ УКРАИНСКИХ КАРПАТ И ХАРАКТЕРНЫЕ СЦЕНАРИИ И МЕХАНИЗМЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВИНОГРАДОВСКОЙ СЕЙСМОГЕННОЙ ЗОНЫ

А.В. Назаревич<sup>1</sup>, Л.Е. Назаревич<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Карпатское отделение Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Львов, Украина, e-mail: nazarevych.a@gmail.com

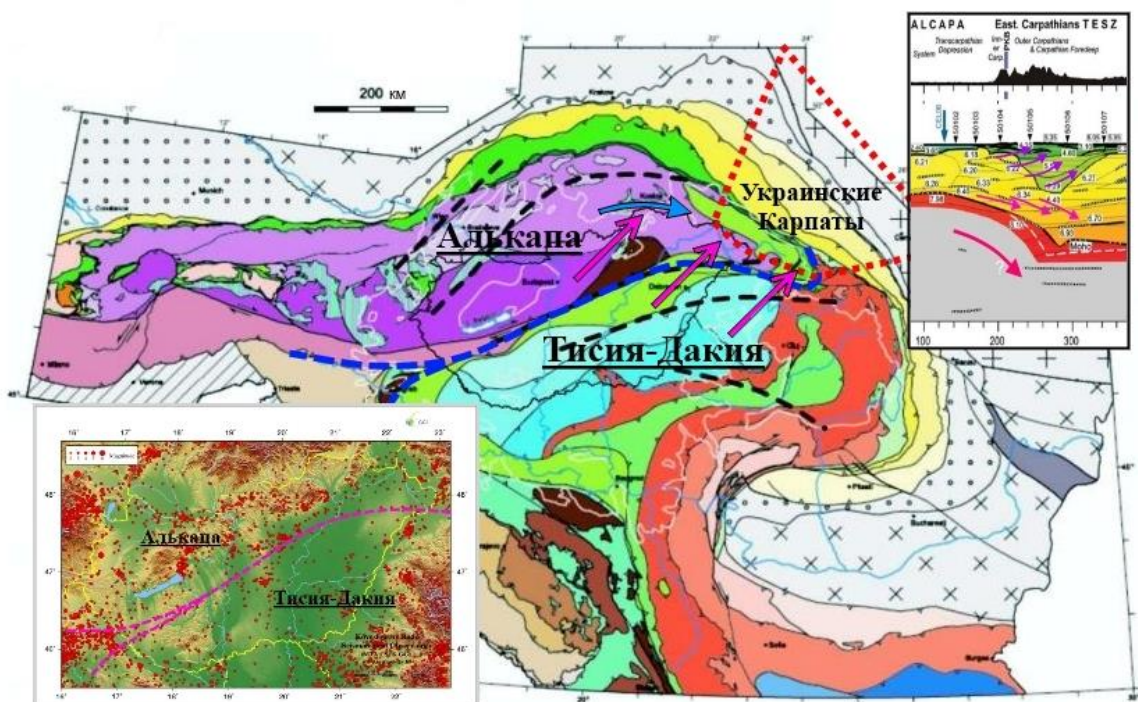
<sup>2</sup>Отдел сейсмичности Карпатского региона Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Львов, Украина, e-mail: nazarevych.l@gmail.com

## Введение

Тектоника, геодинамика и сейсмичность Украинских Карпат изучается многочисленными исследователями на протяжении более ста лет, как специально, так и в процессе изучения геоморфологии, геологии и глубинного строения литосферы региона. На сегодня основные особенности преальпийской, альпийской, постальпийской и современной геодинамики региона изучено достаточно хорошо (см., например, [Назаревич, Назаревич, 2002] и др.). Но в процессе углубления исследований появляются новые данные и выявляются новые особенности, которые занимают свое место в общей закономерной картине взаимосвязанных региональных, субрегиональных и локальных геодинамических и сейсмотектонических процессов.

## Общая геодинамика литосферы региона

Общий характер современной геодинамики Карпатского региона Украины (в значительной степени унаследованной от альпийской и постальпийской) – наличие здесь режима горизонтального сжатия вкрест Карпат (в направлении с юго-запада на северо-восток) [Назаревич, Назаревич, 2002]. Это вызвано глобальным плитово-тектоническим процессом – движением в северном направлении Африканской плиты, и ее давлением на зажатые между ней и юго-западным краем Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ тектонические структуры Альпийско-Средиземноморского мобильного пояса Европы [Крупский, 2002]. В регионе Панкардии (рис. 1), в состав северо-восточного сегмента которой входит Карпатский регион Украины, в этих процессах принимают участие террейны Алькапа и Тисия-Дакия, свое влияние на них также оказывает астенолит под Паннонией. Все это приводит к современной сейсмической активности территории региона (рис. 1, врезка слева внизу), особенности которой представлены ниже.



**Рис. 1.** Основные тектонические единицы в регионе Альп и Панкардии (Паннония – Карпаты – Динариды) (показаны: граница между террейнами Алькапа и Тисия-Дакия (синей штриховой линией), зона Украинских Карпат (очерчена красным пунктиром)). На врезках: слева внизу – сейсмичность Паннонии; справа вверху – «крокодиловая» тектоника в Украинских Карпатах (на фоне структур профиля PANCAKE (фрагмент))

## **«Крокодиловая» тектоника в Украинских Карпатах**

Основные движения террейнов Алькапа и Тисия-Дакия в альпийскую и постальпийскую эпохи происходили консолидировано в направлении на северо-восток (рис. 1, розовые стрелки). Эти движения (в т.ч. вместе с действием северо-восточной ветви конвективного потока от астенолита под Паннонией) вызвали формирование карпатских структур по типу так называемой многоярусной «крокодиловой» тектоники (рис. 1, врезка справа вверху) – послойное надвигание верхних (до глубин 7-15 км) слоев пород друг на друга и на массивы фундамента юго-западного края Восточно-Европейской платформы (с формированием карпатской покровно-надвиговой складчатой структуры) и одновременное пододвигание (затягивание) нижних (20-35-45 км) слоев под структуры коры края платформы (представляющие здесь собой (по нашим заключениям) северо-восточный борт палеограбена) с формированием многоярусной коро-мантийной смеси под Украинскими Карпатами на глубинах до 65 км [Назаревич, Назаревич, 2002]. Эта составляющая «крокодилового» тектонического процесса и ее результирующее воздействие на глубинное строение литосферы региона в значительной мере (по нашим заключениям) обусловлены именно горизонтально-погружающейся под край Восточно-Европейской платформы северо-восточной ветвью астенолитного потока из-под Паннонии (см. рис. 1).

Представленные геодинамические процессы закономерно проявляются в характеристиках местной сейсмичности (рис. 1, врезка слева внизу), в частности, в наличии приповерхностных землетрясений в зонах поверхностных надвигов и складок в Украинских Карпатах [Назаревич, Назаревич, 2015, 2018; Назаревич и др., 2016], а также в наличии полос погружения сейсмической активности с юга под Карпаты (вроде «мини-зон Беньофа») в зоне Закарпатского глубинного разлома [Назаревич, Назаревич, 2002; Назаревич и др., 2016]. На это последнее значительно влияет существенная реологическая и геомеханическая расслоенностьдвигающихся с юго-запада на северо-восток толщ коры Закарпатского прогиба с наличием подзон пониженных скоростей в «гранитном» и «базальтовом» слоях [Назаревич, Назаревич, 2002; Kováčiková et al., 2016]. Наличие таких зон – следствие действия высокого глубинного теплового потока от астенолита под Паннонией. Такая геодинамическая «кухня» проявляется, в том числе, и характерными землетрясениями Виноградовской сейсмогенной зоны с механизмами субгоризонтального сдвига по кровле подзоны пониженных скоростей в «гранитах» (см. ниже).

## **Особенности террейновой геодинамики региона**

В то же время многие данные (в частности, данные сейсмологии и современных ГНСС наблюдений) указывают на то, что имеют место также заметные особые, дифференцированные движения составляющих литосферу Паннонии террейнов (каждого в отдельности). Так, если террейн Тисия-Дакия смещается сейчас (данные ГНСС и наших деформографов (см. рис. 1 и 2)) в близдиагональном, больше север – северо-восточном направлении – азимут 40-45° (очевидно, за счет воздействия на него тектонических структур Балкан и Южных Карпат), то террейн Алькапа движется заметно больше на восток – северо-восток (очевидно, за счет вытеснения в этом направлении структурами Альп, а также за счет затягивания туда же ветвью потока астенолитной конвекции), частично вдоль края Западно-Европейской и Восточно-Европейской платформ (ротационная составляющая – рис. 1, синяя дуговая стрелка, рис. 2, черные стрелки), а частично – в направлении этих платформ (вместе с и под давлением террейна Тисия-Дакия), и дальше надвигая имеющиеся перед ним осадочные толщи на край платформы и доформируя таким образом надвиги и складки Складчатых Карпат. О наличии субвосточной составляющей таких движений, в частности, в постальпийскую и современную эпоху, свидетельствуют не только данные современных ГНСС наблюдений и наличие описанных далее специфических субмеридиально-диагональных полосово-дуговых морфоструктур в Карпатах, но и ход активизации неогеновых вулканических процессов в Закарпатье – при формировании Выгорлат-Гутинского вулканического хребта (вулканическая активизация распространялась здесь с запада на юго-восток, в период от 11 до 7 млн. лет тому назад соответственно).

## **Полосово-дуговые субмеридиально-диагональные геоморфологические структуры в Украинских Карпатах**

В свете учета приведенных выше особенностей геодинамики террейна Алькапа (см. рис. 2) нами выделен в Украинских Карпатах целый ряд полосово-дуговых субмеридиально-диагональных геоморфологических структур (прослеженных, в основном, в морфоструктурах низших порядков – в структуре ряда карпатских хребтов и речных долин, в частности, в ориентации ряда отрогов

основных хребтов, цепочек вершин и меньших хребтов низших порядков и соответствующих долин потоков и пр.), которые, по нашему мнению, сформировались в результате движения (в т. ч. постальпийского) террейна Алькапа в восточно – северо-восточном направлении – в азимуте 60-70° (рис. 1 и 2). Это, начиная с северо-запада, полосы структур (валов) по линиям Насичне – Ужок – Свалява, Корище – Славское – Межгорье, Мысливка – Осмолода – Солотвино, Делятин – Верховина – Гринява – Голошина. Подобного вида структуры прослеживаются и на западе, в Словакии – Польше (полосы хребтов по линиям Новый Тарг – Капушаны – Сланец – Серенч, Вапэнэ – Владыча – Гумэнэ, Букивско – Тисна – Збой – В. Березный – Ужгород) и на юго-востоке, в Румынии (Берегомет – Фалкеу – Фрумосу – Броштень – Корбу – Георгень, Солка – Гура-Гуморулуй – Чахлеу – Феджет – Моакша). Такие полосовые морфоструктуры линейного масштаба 100-160-200 км трассируются цепочками вершин, отрогов хребтов и соответствующих долин, они обозначают фронты распространения определенных «волн» напряжений-деформаций в основе карпатских надвигов (дополнительного к основному «альпийскому» процессу выжимания (нагнетания) геологического материала). Поэтому часто характерным для таких структур является подворачивание их южных окончаний до антикарпатского (юго-западного) и даже субширотного западного направлений (рис. 2), вызванное «трением» с северным краем террейна Тисия-Дакия. Одной из самых ярких иллюстраций этого является румынское продолжение морфополосы Мысливка – Солотвино (морфоструктура Сигет – Бая-Маре – Сату-Маре – Карей), вместе эти структуры как раз и прослеживают восточное окончание террейна Алькапа. Отражением их является и комплекс структур гор Родна (Румыния). В общем такие структуры часто повторяют рисунок целой Карпатской дуги Восточных и Южных Карпат. Для перечисленных полосовых структур характерно наличие часто 2-х – 3-х и более сопровождающих подструктур, параллельных основной или пролегающих несколько веерообразно по отношению к ней (рис. 2).



**Рис. 2.** Полосово-дуговые субмеридиально-диагональные геоморфологические структуры в Украинских Карпатах (пояснения в тексте)

В структуре карпатских хребтов и речных долин складчатых Украинских Карпат, особенно в южной их полосе, а также в Выгорлат-Гутинской вулканической гряде также прослеживается целый ряд полуциркоподобных горных морфоструктур низших рангов (длиной 30-60 км) с характерным «волноподобным» профилем хребтов (крутые внешние и значительно более пологие внутренние склоны), эти структуры также отражают соответствующую масштабно-пространственную иерархию вязко-упругих «тектонических» деформационных процессов, в т.ч. связанных с развитием и затуханием субочагов вулканической астенолитной активизации в Закарпатском прогибе.

Об объективности и геомеханическом генезисе выявленных полосово-дуговых субмеридиально-диагональных геоморфологических структур свидетельствует и их соотношение с сейсмичностью. Так, южные окончания основных дуговых структур коррелируются (последовательно с запада на восток) с ортогональными Карпатам полосовыми сейсмоактивными зонами на территории Закарпатского прогиба – Берегово-Свалявской, Виноградово-Межгорьевской, Тячево-Угрянской, Сигет-Раховской. На северных окончаниях этих зон (или перед их фронтом) расположены зоны сейсмической активизации в Предкарпатском прогибе – Бориславская, Долинская, Надвирнянская [Назаревич, Назаревич, 2015, 2018] и соответствующие морфоструктурные неотектонические узлы.

## Характерные сценарии и механизмы землетрясений Виноградовской сейсмогенной зоны

Как мы уже указывали выше, специфическая геодинамика Украинских Карпат и, в частности, Закарпатского прогиба ярко проявляется характерными землетрясениями Виноградовской сейсмогенной зоны с механизмами горизонтального сдвига по кровле подзоны пониженных скоростей в «гранитах» [Назаревич, Назаревич, 2002]. Рассмотрим эти землетрясения детальнее.

Сценарии подготовки Виноградовских землетрясений и их отражение в геофизических предвестниках. Виноградовская сейсмогенная зона расположена в центральной части Закарпатского прогиба (см. рис. 2), на геологических структурах северо-восточного окончания террейна Алькапа (восточная, прилегающая к зоне Оашского меридионального разлома (южной части меридиональной транскарпатской сдвиговой зоны, обозначенной на рис. 2 фиолетовой линией) часть Чоп-Мукачевской впадины), в зоне действия тектонических сил небольшого горизонтального сжатия общего восток – северо-восточного направления (азимут  $55 \pm 15^\circ$ ) [Назаревич, Назаревич, 2002], вызванных суммарным действием описанных выше общерегиональных («альпийских») и дифференциальных террейновых тектонических процессов, а также влиянием на подошву литосферы горизонтальных струй растекания от астенолита под Паннонией. Для зоны характерна сильная вертикальная реологическая расслоенность коры, вызванная высоким глубинным тепловым потоком от астенолита. Это в совокупности приводит к, среди прочего, медленному, дифференцированному по глубине пододвиганию (затягиванию) нижних горизонтов коры Чоп-Мукачевской впадины под структуры Складчатых Украинских Карпат (по линии Закарпатского глубинного разлома) и под структуры Солотвинской впадины по линии Оашского разлома [Назаревич, Назаревич, 2002], что ярко проявляется на глубинном тектоническом разрезе по региональному закарпатскому профилю РП-17 «Чоп - Бычков» [Kováčiková et al., 2016]. В процессе такого пододвигания верхние горизонты коры, в частности, горизонт фундамента (2-7 км глубины), испытывают реакцию сопротивления от карпатских надвигов и фундамента Солотвинской впадины, в результате чего между ним и залегающим ниже основным горизонтом «гранитов» развиваются сдвиговые напряжения, концентрирующиеся в механически ослабленной високотрещиноватой флюидонасыщенной [Назаревич, Назаревич, 2002; Kováčiková et al., 2016] подзоне пониженных скоростей в верхах «гранитного» слоя. Такой процесс во время подготовки Виноградовских землетрясений 4-5.10.1983 г. четко отобразился в геоакустической предвестниковой аномалии, зарегистрированной нами на пункте «Мужиєво», расположенном в 25-27 км к востоку от эпицентров этих землетрясений [Вербицкий, Назаревич, 2005; Назаревич и др., 2007]. Подобные процессы подготовки аналогичных Виноградовских землетрясений 6.05.1989 г. подобным же образом отразились в зарегистрированных на пункте «Мужиєво» геоакустической и деформационной предвестниковых аномалиях [там же].

Более детально обобщенные сценарии подготовки характерных Виноградовских землетрясений, учитывая геофизические предвестники для событий 1983 и 1989 гг., можно представить так. Сценарии включают 2 этапа, в каждом из которых имеется несколько фаз. Наличие 2-х этапов связано (по нашим представлениям) с наличием в коре Закарпатского прогиба (см. [Назаревич, Назаревич, 2002; Kováčiková et al., 2016]) 2-х относительно консолидированных и механически прочных слоев (верхнего – фундамент и верхи «гранитов» (глубины 2÷7 км) и среднего – низы «гранитов» – верхи «базальтов» (глубины 10-12÷20 км)), разделенных двумя механически ослабленными слоями-подзонами (подзона пониженных скоростей в «гранитах» – високотрещиноватая флюидонасыщенная (глубины 7÷10-12 км) и подзона в низах «базальтов» – прогретая и достаточно пластичная (глубины 20÷27 км)). Наличие и локализация таких зон в коре Закарпатья определяется высоким (90-130 мВт/м<sup>2</sup>) тепловым потоком и соответствующим распределением свойств пород в таких термобарических условиях (по данным Р. Кутаса, В. Гордиенко, В. Корчина и др.).

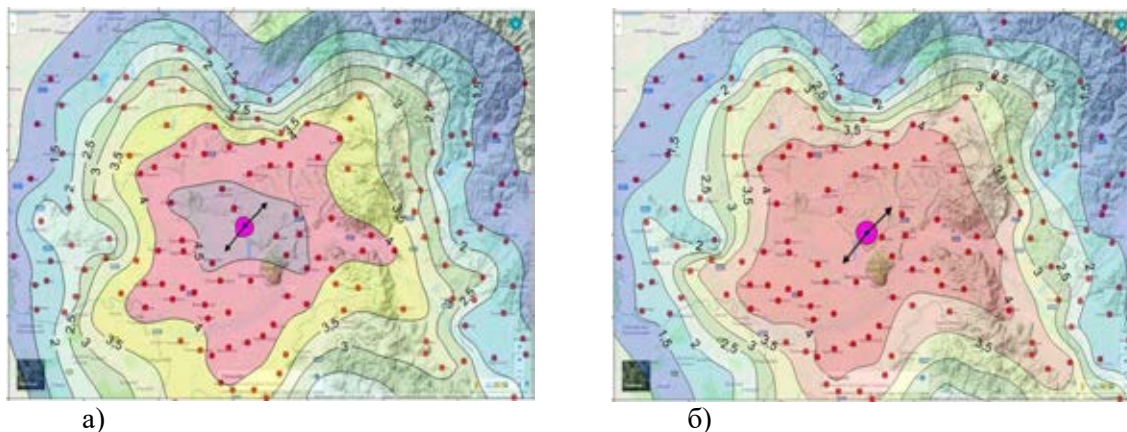
На первом этапе поток вещества (или вязко-упругая волна), которая движется в низах коры (в «базальтах») в общем на северо-восток, воздействует на консолидированный средний слой (верхних «базальтов»), вызывает его определенное смещение (деформацию), которое частично передается и на верхние слои «гранитов» и, в том числе, на фундамент, вызывая соответствующие сравнительно слабые возмущения в деформационных, геоакустических, а также в геомагнитных и геоэлектрических полях (вызванные в т.ч. концентрацией напряжений в зоне ослабленного слоя в «базальтах» и его кровли (глубины около 20 км)). Когда сопротивление среднего прочного слоя смещению в какой-то момент преодолевается и слой смещается (пластично-криповыми движениями) в направлении на северо-восток, основные напряжения и деформации перераспределяются вверх и концентрируются в зоне ослабленного слоя в «гранитах», непосредственно воздействующего на подошву верхнего консолидированного слоя (верхи «гранитов» – фундамент), и тогда амплитуда всех

аномалий начинает резко расти, поскольку возмущения напряженно-деформированного состояния пород и сопутствующие геомагнитные и геоэлектрические эффекты распространяются без экранирования другими слоями прямо в пункты геофизических наблюдений.

На этом втором этапе можно выделить следующие 3 фазы процесса (см. [Вербицкий, Назаревич, 2005, Назаревич и др., 2007]): **фазу 1** (общего нарастания деформаций в зоне подготовки землетрясения), **фазу 2** (перераспределения напряжений и деформаций с концентрацией их в будущей очаговой зоне – зоне «зацепления» слоев, тогда в зонах пунктов наблюдений, расположенных на периферии, напряжения и деформации (а также геомагнитные, геоэлектрические и другие эффекты) заметно уменьшаются), **фазу 3** – землетрясение с основной разрядкой напряжений и деформаций с дальнейшей их дорелаксацией крипом и афтершоками и с переходом к спокойному состоянию – фазе 4).

Как видно из хода предвестниковых аномалий (см. [Вербицкий, Назаревич, 2005, Назаревич и др., 2007]), 1-й этап в Виноградовской зоне занимает 3-5 недель, а этап 2 – 1-3 недели. Большая продолжительность этапа 2 для землетрясений 1989 года может быть связана с тем, что изначально накопленные напряжения частично разрядились крипом, а потом снова донакопились и «выстрелили» уже землетрясением. На такой ход процесса указывает большая продолжительность геоакустической и соответствующей деформационной аномалий и их «двугорбость» с наличием провала в центре. Это может быть также причиной значительно меньшей энергии землетрясений 1989 года по сравнению с событиями 1983 года.

Механизмы характерных Виноградовских землетрясений (по комплексу данных). Когда напряжения в области сформированного очага землетрясения достигают критических значений, согласно теории упругой отдачи происходит срыв слоя фундамента в зоне кровли слоя пониженных скоростей в «гранитах» и проскальзывание его в противоположном накопленным деформациям направлении (в случае Виноградовского землетрясения – на юго-запад). Освободившийся от сдерживания силами сцепления нижний слой в это же время проскальзывает на северо-восток. Направления проскальзывания слоев совпадают с направлениями вспаривания разрывов в очагах (рис. 3), которые были исследованы еще Р. Пронишиным и Б. Пустовитенко по методике И. Горбуновой.



**Рис. 3.** Макросейсмические поля Виноградовских землетрясений 4 (а) и 5 (б) октября 1983 г. (картооснова Google с рельефом, точки – населенные пункты с определенной макросейсмической бальностью, стрелками показаны направления вспаривания разрывов в очагах по данным Р. Пронишина и Б. Пустовитенко, розовые кружки – площадки разрывов)

Оба землетрясения 1983 г. имеют характерные, определенные описанными их механизмами и соответствующим пространственным распределением поля релаксации упругих деформаций в очаге макросейсмические поля (рис. 3) с «грибоподобно-звездоподобной» пространственной структурой изосейст (построения с помощью программы Surfer по данным [Костюк и др., 1986]), особенно выразительной для первого из них. Структура макросейсмического поля (рис. 3, а) отражает следующие характерные черты поля деформаций в очаговой зоне первого землетрясения: наличие деформационного вала сжатия (дугоподобной области максимальных напряжений-деформаций, охватывающей полукругом зону зацепления (площадку разрыва) со стороны направления смещения нижнего слоя в очаге (с севера, северо-востока и востока) с «крыльями» в азимутам 90-100° относительно направления смещения этого слоя («шляпа гриба» – изосейста 4,5 балла), наличие зоны фокусировки релаксирующих деформаций от этой дуги («ножка гриба»), наличие «усов» от релаксации деформаций растяжения в верхнем слое (в азимутах около 150° относительно

направления смещения нижнего слоя – 2 (направленные на юг и запад) «ножки» звездоподобной 4-балльной изосейсты), наличие зон распространения излучения от «следа» деформационного вала в верхнем и нижнем слое («руки» и «голова» звездоподобной 4-балльной изосейсты). Изосейсты низших баллов частично повторяют конфигурацию 4-балльной изосейсты, а частично отражают сложное блоковое (часто мелкоблоковое горст-грабенное («клавишное»)) строение земной коры Закарпатского прогиба, наличие здесь погребенных неогеновых вулканитов и пр.

### **Гипоцентрия Виноградовского землетрясений**

Макросейсмическая гипоцентрия. Макросейсмические эпицентры землетрясений определялись нами как «центры тяжести» максимальных изосейст (4,5 балла для события 4 октября и 4 балла для события 5 октября). Таким способом определенные эпицентры (с координатами  $\varphi=48,2017N$ ,  $\lambda=23,0190E$  и  $\varphi=48,1961N$ ,  $\lambda=23,0506E$  соответственно) оказались смещены относительно предыдущих определений (Костюк, Пронишин и др. [Костюк и др., 1986]) на 1,7 км к востоку и на 3,5 км к северу соответственно. Эпицентр второго землетрясения смещен относительно первого на 2,5 км на восток и немного (на 0,5 км) на юг, то есть в направлении очага следующего подобного землетрясения 1989 г. (с. Малая Копаня).

Глубины очагов определены по параметрам макросейсмического поля (геометрии максимальных изосейст) и методикам Н.Шебалина и дополнительно уточнены по построениям излучения сейсмического очага с учетом его механизма. Получена для обоих событий глубина  $6,8\pm 0,7$  км, то есть в районе кровли подзоны пониженных скоростей в «гранитах». По этим же методикам, а также по результатам наших исследований масштабно-энергетических соотношений для очагов закарпатских землетрясений [Назаревич, Назаревич, 2009] нами оценены параметры и геометрия разрывов в очагах (определена «грушевидная» для первого (с размерами  $\sim 2,2\times 1,8$  км), и близкая к круговой (с диаметром  $\sim 2,4-2,7$  км) для второго (рис. 3)).

Сейсмическое излучение очага первого из Виноградовских землетрясений 4/5 октября 1983 г. было достаточно широкополосным, с наличием как «высокочастотных», так и «низкочастотных» составляющих, у второго оно было более «низкочастотным». Такие особенности определяются механикой очагов этих землетрясений (для первого среда была относительно более консолидированной, для второго – более нарушенной), коррелируются и со структурой макросейсмических полей (наличие изосейсты 4,5 балла для первого и большая площадь изосейсты 4 балла для второго), и с соотношениями определенных по амплитудам сейсмических волн и длинам сейсмических записей (включая данные наших сейсмостанций «Черепаша» на с-ст. «Н.Сельще» соответствующих магнитуд и параметра крипекс.

Исследованные землетрясения имеют очень специфические (обусловленные их механизмами), названные нами «вырожденными» структуры зон полярностей первых вступлений и нодальных плоскостей. Зоны первых двух квадрантов (излучение в верхнюю полусферу) представляют собой полукруги, разделенные по диаметру второй нодальной плоскостью (линией смены полярностей, перпендикулярной направлению смещения верхнего слоя). Вторая (основная) нодальная плоскость имеет форму круга, а два других квадранта – форму «полубубликов». Радиус окружности определяется расстоянием, на котором рефрагированная по «гранитам» коры Закарпатья Р-волна от нижнего смещающегося слоя выходит в первые вступления, обгоняя волну от верхнего слоя, идущую по кратчайшему пути по фундаменту. Для Закарпатья это от 80-90 до 110-115 км в разных направлениях (меньше для секторов в направлении складчатых Карпат, больше – в направлениях Паннонии и Трансильвании). Заметим, что, собственно, с постановки и решения этой задачи возникла в дальнейшем идея разработки и применения в гипоцентрии местных землетрясений закарпатских расчетных годографов (см. ниже).

Инструментальная гипоцентрия. Инструментальную гипоцентрию Закарпатских землетрясений в это время (80-е годы 20-го века) проводили способом эпицентральной [Евсеев, 1969], точность определения плановых координат (учитывая редкую на то время сеть сейсмостанций в регионе) составляла  $\pm 5/10$  км, глубины – земная кора (ЗК, 0-33 км)). Нами гипоцентрия проведена с использованием Закарпатского расчетного годографа [Назаревич, Назаревич, 2003]. В следующем приближении координаты и глубины инструментальных гипоцентров дополнительно уточнены с использованием данных о скоростном строении коры по региональному закарпатскому профилю РП-17 «Чоп – В.Бычков» (Чекунов и др., 1969 год), геотраверсу II (Соллогуб, Чекунов и др., 1978 г.) и профилю PANCAKE (Старостенко и др., 2013) с определением и введением поправок за отличие скоростного строения коры на трассах к ближним станциям («Н.Сельще», «Межгорье», «Ужгород (п)» («Оноковцы»)) от заложенной в расчетный годограф усредненной скоростной модели для целого



Закарпатье. Для уточненной инструментальной гипоцентрии были дополнительно использованы данные нашей сейсмостанции «Черепаша» на с-ст. «Н.Сельще», по соотношениям скоростей Р и S-волн и графикам Вадати также были отселектированы идентичные фазы сейсмических волн на сейсмостанциях. Полученные инструментальные координаты значительно (на 6-9 км) ближе к макросейсмическим, чем определенные ранее (результатирующее отклонение лежит в пределах до 2 км, т.е. практически в пределах площадки разрыва), что, среди прочего, является еще одним подтверждением надежности разработанных методик уточненной гипоцентрии с использованием Закарпатского расчетного годографа и кинематических поправок. Также надежно (по минимуму эллипсоидов невязок) определены глубины очагов –  $6,5 \pm 0,8$  км.

## Заключение

По комплексу геолого-геофизических и геодезических данных в Карпатском регионе Украины установлены (с учетом наличия здесь – в зоне Закарпатского прогиба – террейнов Алькапы и Тиси-Дакии) такие основные геодинамические процессы. Главный, наиболее выраженный (по пространственно-временным масштабам) – надвиговый (на северо-восток), более ранний – «альпийский» процесс (так называемая многоярусная «крокодиловая тектоника») – совместное воздействие террейнов Алькапы и Тиси-Дакии. Выдавливание на восток (с дуговым валообразованием в Складчатых Карпатах – дифференциальное воздействие Алькапы) – дополнительный, (очевидно, более поздний (постальпийский)), наложенный, значительный более малоамплитудный и спорадически проявляющийся процесс, названный нами «дифференциальным террейновым». С этими процессами (учитывая также наличие астенолита под Паннонией и обусловленную его воздействием сильную реологическую расслоенность литосферы Закарпатского прогиба) генетически связаны характерные сценарии и механизмы землетрясений Виноградовской сейсмогенной зоны Закарпатье и геомеханика их очаговых зон. Такие механизмы – это горизонтальное смещение (релаксация) верхнего слоя фундамента и верхов «гранитного» слоя по кровле подзоны пониженных скоростей в «гранитах» на юго-запад – в направлении от Карпат, с одновременным пододвиганием (под воздействием указанных выше «альпийского» и «дифференциального террейнового» процессов) нижней части «гранитного» слоя на северо-восток и/или восток – под Карпаты. Прослежено, как эти сценарии и механизмы отражаются в геоакустических, деформационных, макросейсмических и других полях.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Вербицкий Т.З., Назаревич А.В.* Деформографические и геоакустические исследования в Закарпатье // Исследования современной геодинамики Украинских Карпат / Под ред. В.И. Старостенка. Киев: Наук. думка. 2005. С. 113–131 (на укр. языке).
2. *Евсеев С.В.* Землетрясения Украины. Киев: Наук. Думка. 1969. 67 с.
3. *Костюк О.П., Руденская И.М., Пронишин Р.С., Москаленко Т.П.* Сейсмичность Карпат в 1983 г // Сейсмологический Бюллетень Западной территориальной зоны Единой системы сейсмических наблюдений СССР (Крым, Карпаты. 1983). Киев: Наук. Думка. 1986. С. 73–85.
4. *Крупский Ю.З.* Геодинамические условия формирования и нефтегазоносность Карпатского и Вольно-Подольского регионов Украины. Киев: УкрГГРИ. 2001. 144 с. (на укр. языке).
5. *Назаревич А.В., Латынина Л.А., Назаревич Л.Е.* Геоакустические и деформационные предвестники ощутимых закарпатских землетрясений // Сборник материалов международной конференции «Уроки и следствия сильных землетрясений». Ялта, 25-28 сентября 2007 г. Крым. Украина. Симферополь. 2007. С. 144–146.
6. *Назаревич А.В., Назаревич Л.Е.* Глубинные ловушково-коллекторские тектонические структуры в литосфере Карпатского региона Украины: природа, происхождение и перспективные ресурсы // Науч. вестник ИФНТУНГ. 2002. Т.3 (4). С. 10–21 (на укр. языке).
7. *Назаревич А.В., Назаревич Л.Е.* Масштабно-энергетические корреляционные соотношения для очагов землетрясений Закарпатье: некоторые следствия и энергетическая верификация // Теоретические и прикладные аспекты геоинформатики. Киев. 2009. С. 279–298 (на укр. языке).
8. *Назаревич А.В., Назаревич Л.Е.* Расчетные годографы сейсмических волн в гипоцентрии карпатских землетрясений // Вестник КНУ им. Т.Шевченко. Геология. 2003. Т. 26–27. С. 98–103 (на укр. языке).
9. *Назаревич А.В., Назаревич Л.Е., Шлапинский В.Е.* Сейсмичность, геология, сеймотектоника и геодинамика района Теремле-Рицкой ГЭС (Украинское Закарпатье) // Геодинамика. 2016. 1(20). С. 170–192. DOI: 10.23939/jgd2018.01.060 (на укр. языке).

10. *Назаревич Л.Е., Назаревич А.В.* Сейсмичность и сейсмотектоника Надворнянского нефтегазоносного района (Украинское Предкарпатье) // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2015. Т. 90. (6). С. 17–27.
11. *Назаревич Л.Е., Назаревич А.В.* Сейсмогеодинамическая активизация нефтегазоносных районов Предкарпатского прогиба (Долина, Надвирна, Борислав) // Минеральные ресурсы Украины. 2018. (2). С. 36–42. DOI: [10.31996/mru.2018.2.36-42](https://doi.org/10.31996/mru.2018.2.36-42) (на укр. языке).
12. *Kováčiková S., Logvinov I., Nazarevych A., Nazarevych L., Pek J., Tarasov V., Kalenda P.* Seismic activity and deep conductivity structure of the Eastern Carpathians // Stud. Geophys. Geod. 2016. Т. 60. 280–296. DOI: [10.1007/s11200-014-0942-y](https://doi.org/10.1007/s11200-014-0942-y).

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ОЧАГА УГЛЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4(5) АВГУСТА 2000 Г

А.Ю. Полец

ИМГиГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск, e-mail: polec84@mail.ru

4(5) августа 2000 г. В 21<sup>h</sup>13<sup>m</sup> на о. Сахалин под западно-Сахалинским горным хребтом, примерно посредине между городами Макаров и Углегорск, произошло сильное землетрясение с моментной магнитудой  $M_w$  6.8 [Кофф, Булгаков, и др., 2000; Иващенко, Булгаков и др., 2001; Поплавская, Нагорных и др., 2001; 2006; Прытков, Василенко, 2006; Kogan, Burgmann, et al., 2003]. Землетрясение вызвало рой афтершоков. Макросейсмические проявления Углегорского (Углегорско-Айнского) землетрясения наблюдались на всей территории Сахалина и частично на восточном побережье Хабаровского края. Землетрясение вызвало значительные повреждения и разрушения зданий и сооружений в расположенных близко от эпицентра населенных пунктах. Человеческих жертв по счастливой случайности не было.

Структурно-тектоническую позицию Углегорского землетрясения определяют три орографических элемента: Западно-Сахалинские горы (представленные Камышевым хребтом), Углегорско-Айнское плато вблизи западной границы Камышевого хребта и Ломанонский вулканический массив, отделенный от плато одной из главных ветвей западно-Сахалинского разлома [Поплавская, Нагорных и др., 2006].

Достаточно сильные землетрясения происходили в исследуемом районе и ранее, четыре из них реализовались вне острова: Лесогорско-Углегорское землетрясение 15.03.1924 г. – интенсивность 8-9 баллов (расчетная  $M_w$  6.7), Лесогорское 28.08.1928 г. – интенсивность 7-8 баллов (расчетная  $M_w$  6.7), Лесогорское 03.07.1932 г. – интенсивность 6 баллов (расчетная  $M_w$  5.1), Углегорское 21.11.1956 – интенсивность 6-7 баллов (расчетная  $M_w$  5.4), Лесогорское 06.01.1970 г. – интенсивность 6 баллов (расчетная  $M_w$  7.0), Углегорское 06.02.1973 – интенсивность 7-баллов (расчетная  $M_w$  5.2). Следует отметить, что землетрясение 4(5) августа 2000 г. локализовано значительно южнее всех предшествующих событий.

На сегодняшний день Углегорское землетрясение 2000 г. является вторым землетрясением (после разрушительного Нефтегорского землетрясения 27(28).05.1995 г.,  $M_w$  7.1), которое сопровождалось разрывами земной поверхности. Близ горы Краснова обнаружены сейсморазрывы в двух районах, отстоящих друг от друга примерно на 5 км [Кофф, Булгаков и др., 2000]. Обнаруженные сейсморазрывы резко отличаются морфокинематическими характеристиками и величиной подвижек. Пространственно они тяготеют к линии Западно-Сахалинского разлома [Геология, 1970], который в данном месте отделяет Ламанонский район вулканических плато и экстрезивных конусов, имеющих плиоценраннечетвертичный возраст, от горных возвышенностей и межрядовых понижений Западно-Сахалинских гор, сложенных мел-палеогеновыми складчатыми комплексами [Кофф, Булгаков и др., 2000]. Помимо сейсморазрывов поверхности, землетрясение 4(5) августа 2000 г. сопровождалось многочисленными трещинами неотектонического происхождения в районе горы Чернуша (величина раскрытия трещин 3–5 м, глубина до 10 км) [Поплавская, Нагорных и др., 2006].

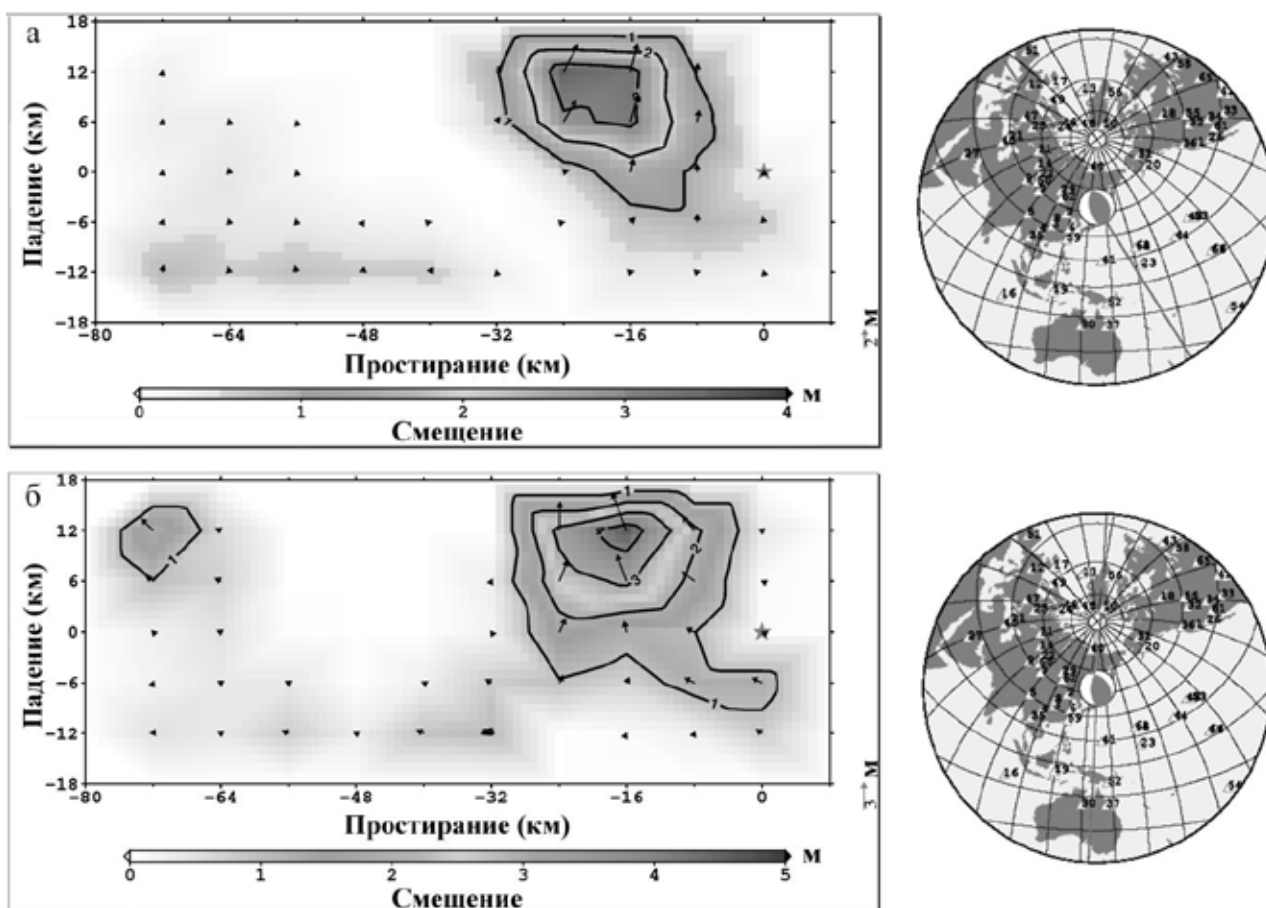
Для построения геодинамической модели очага Углегорского землетрясения 4(5) августа 2000 г. ( $M_w=6.8$ ) был применен метод инверсии волновых форм [Kikuchi et al., 1993]. Метод позволяет рассчитывать синтетические сейсмограммы для текущей модели очага и сравнивать их с наблюдаемыми волновыми формами. Решение обратной задачи заключается в сравнении наблюдаемых и расчетных волновых форм до тех пор, пока не будет получено наилучшее их соответствие. Моделирование очага проводилось на основе широкополосных телесеизмических записей объемных волн 67 станций мировой сети GSN (The Global Seismographic Network) (рис. 1, 2). Использовались записи только Р-волн, зарегистрированные в диапазоне эпицентральных расстояний ( $\Delta$ ) от 20-100°, на вертикальных каналах ВНЗ. Записи отфильтровывались в полосе от 2 мГц–1 Гц. Записи, существенно отличающиеся по амплитуде и форме колебаний от группы других, зарегистрированных на близкорасположенных станциях, исключались из рассмотрения.

Результаты моделирования подвижки для двух нодальных плоскостей характеризуются одинаковыми отклонениями между реальными и синтетическими волновыми формами. Полученные модели очага для двух плоскостей показаны на рис. 2.



Моделирование показало, что по плоскости с параметрами STK 328 DP 36 RAKE 60 разрыв распространялся на запад юго-запад от гипоцентра, а по плоскости STK 183 DP 60 RAKE 110 на восток, северо-восток.

Для обеих плоскостей рассчитаны средние параметры. Так, для плоскости STK 328 DP 36 RAKE 60 максимальная величина смещения составила около 2 м, длительность вспарывания – около  $T=28$  с, величина сейсмического момента –  $M_0=3.1 \times 10^{19}$  Дж ( $M_w=6.93$ ). Временная функция в очаге имеет ярко выраженный пик на 8-ой и 12 секундах (рис. 1). Для плоскости STK 183 DP 60 RAKE 110 максимальная величина смещения составила около 3 м, длительность вспарывания – около  $T=28$  с, величина сейсмического момента –  $M_0=3.6 \times 10^{19}$  Дж ( $M_w=6.97$ ). Временная функция в очаге также имеет ярко выраженный пик на 8-ой секунде.



**Рис. 2.** Развитие фронта разрушения и амплитуды смещения вдоль очаговой плоскости землетрясения 4(5).08.2000 г. ( $M_w=6.8$ ): а – плоскость STK 328 DP 36 RAKE 60; б – плоскость STK 183 DP 60 RAKE 110. Слева азимутальное окружение очага станциями (треугольники – положение станций)

Выполненные методом инверсии волновых форм исследования позволили смоделировать развитие сейсмического процесса на примере очаговой зоны Углегорского землетрясения 4 (5) августа 2000 г. Моделируемые параметры очага включали в себя механизм очага для двойного диполя, скалярный сейсмический момент, временную функцию источника, направление подвижек в очаге. Результаты моделирования позволили изучить особенности развития фронта разрушений и амплитуды смещений. Полученная методом инверсии дислокационная модель очага Углегорского землетрясения хорошо согласуется с поверхностными проявлениями разрыва по данным полевой геологии.

При частичной поддержке гранта Правительства Сахалинской области.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Кофф Г.Л., Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И. и др. Предварительная оценка последствий Углегорского землетрясения 4(5) августа 2000 года на Сахалине. Петропавловск-Камчатский: Оперативная Полиграфия. 2000. 66 с.
2. Иващенко А.И., Булгаков Р.Ф., Ким Чун Ун и др. Землетрясение 4(5) августа 2000 г. на Сахалине // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений: I Российско-Японский семинар, Хабаровск, 26-29 сентября, 2000. Хабаровск, 2001. С. 109–125.
3. Поплавская Л.Н., Нагорных Т.В., Фокина Т.А. и др. Углегорско-Айское землетрясение 4 августа 2000 года с  $M_L=7.0$ ,  $I_0=8-9$  (Сахалин) // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. 2006. С. 265–284.
4. Прытков А.С., Василенко Н.Ф. Дислокационная модель очага Углегорского землетрясения 4(5).08.2000 г. // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. (6). С. 115–122.
5. Kikuchi M., Kanamori H., Satake K. Source complexity of the 1988 Armenian earthquake: Evidence for a slow after-slip event // J. Geophys. Res. 1993. (98). P. 15797–15808.
6. Kogan M.G., Burgmann R., Vasilenko N.F. and others. The 2000 Mw 6.8 Uglegorsk earthquake and regional plate boundary deformation of Sakhalin from geodetic data // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. (3). 1102.
7. GSN (<http://www.iris.edu/>).

# О СЕЙСМИЧНОСТИ ЗОН СУБДУКЦИИ; ВОЗМОЖНАЯ СВЯЗЬ С РЕАКЦИЯМИ МЕТАМОРФИЗМА

М.В. Родкин<sup>1,2,3</sup>, М.А. Никитина<sup>1</sup>, И.Г. Шмаков<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН (Москва, Россия)

<sup>2</sup> Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (Южно-Сахалинск, Россия)

<sup>3</sup> Институт проблем нефти и газа РАН (Москва, Россия)

E-mail: rodkin@mitp.ru; margarita@mitp.ru

## Введение

Максимальная сейсмическая активность регистрируется в районах, соответствующих зонам субдукции, где также происходит большинство глубинных и среднеглубинных землетрясений. Феномен глубинных землетрясений исследуется уже более века, однако механизм их остаётся не ясным [Wadati, 1928; Калинин, Родкин, 1982; Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; Kirby et al., 1996; Peacock S.M. 1996; Abers, 2000; Hacker et al., 2003; Okazaki, Hirth, 2016; Кузьмин и др., 2019; Родкин, Рундквист, 2017; и др.]. Ранее были предложены различные гипотезы возникновения глубинных землетрясений. Предлагались модели связи таких землетрясений с развитием неустойчивости в связи с ростом температуры и скорости сдвига, с увеличением концентрации сдвиговых деформаций, рассматривались модели связи землетрясений с полиморфными фазовыми переходами, реализации ускоряющихся сдвиговых деформаций при выделении флюида в ходе реакций дегидратации водосодержащих минералов [Калинин и др., 1989; Родкин, Рундквист, 2017; Кузьмин и др., 2019; и др.]. Последний механизм часто полагается основным для землетрясений, происходящих в диапазоне примерно от 70 до 300 км. В литературе такие землетрясения принято называть среднеглубинными [Миямура, 1972]. Группа среднеглубинных землетрясений гораздо более многочисленна чем глубинных, кроме того меньшая глубина обеспечивает большую точность при определении их расположения. Благодаря этим фактам среднеглубинные землетрясения лучше подходят для статистического изучения. В данной работе речь будет идти именно о группе среднеглубинных землетрясений.

В качестве объекта исследований нами отбирались зоны субдукции с высокой глубинной сейсмичностью и с развитой вулканической активностью на поверхности. Также для каждой из рассматриваемых зон известно глубинное строение и профили для верхней границы субдуцирующей плиты. На данный момент рассмотрены семь регионов: Северный остров Новой Зеландии, западная часть Аляски и прилегающая часть Алеутских островов, юго-западная Япония, северо-восточная Япония, Филиппины, северная часть острова Суматра и Коста-Рика.

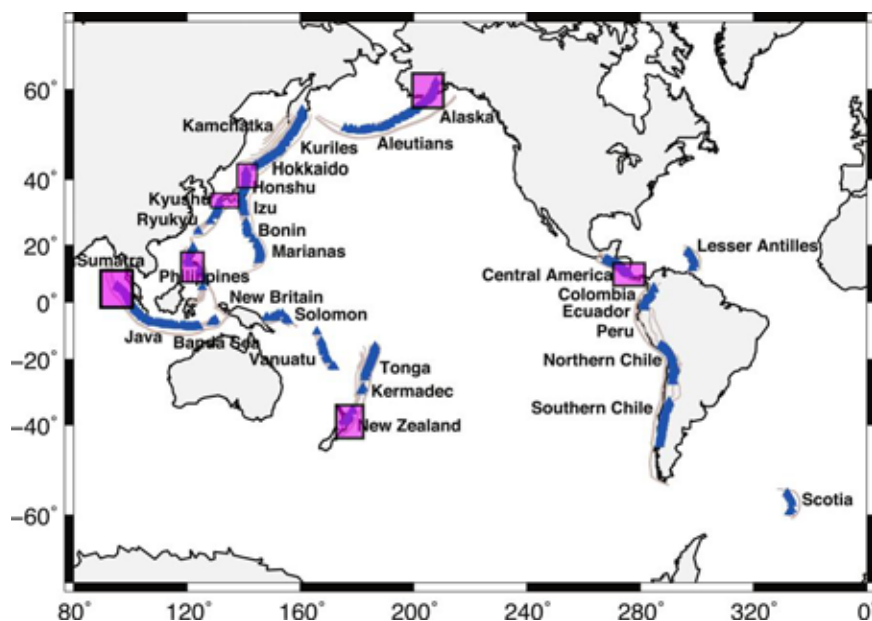


Рис. 1. Карта мира с указанием всех исследуемых регионов. Синие треугольники – современные вулканы

### **Задачи проекта и методы решения**

В первую очередь для каждого региона с использованием методов описательной статистики необходимо провести обработку данных по глубинному строению и положению среднеглубинных землетрясений. Отметим, что достаточно хорошие данные по глубинному строению позволяют уточнить положение верхней границы погружающейся плиты. Положение этой границы может использоваться как важный репер, характеризующий глубинный тепловой и гидротермальный режим зоны субдукции. Участки развития и отсутствия современного вулканизма в отдельно взятых регионах позволяют дополнительно рассмотреть вопрос о возможном различии в характере глубинного флюидного режима и его связи с расположением землетрясений и современным вулканизмом.

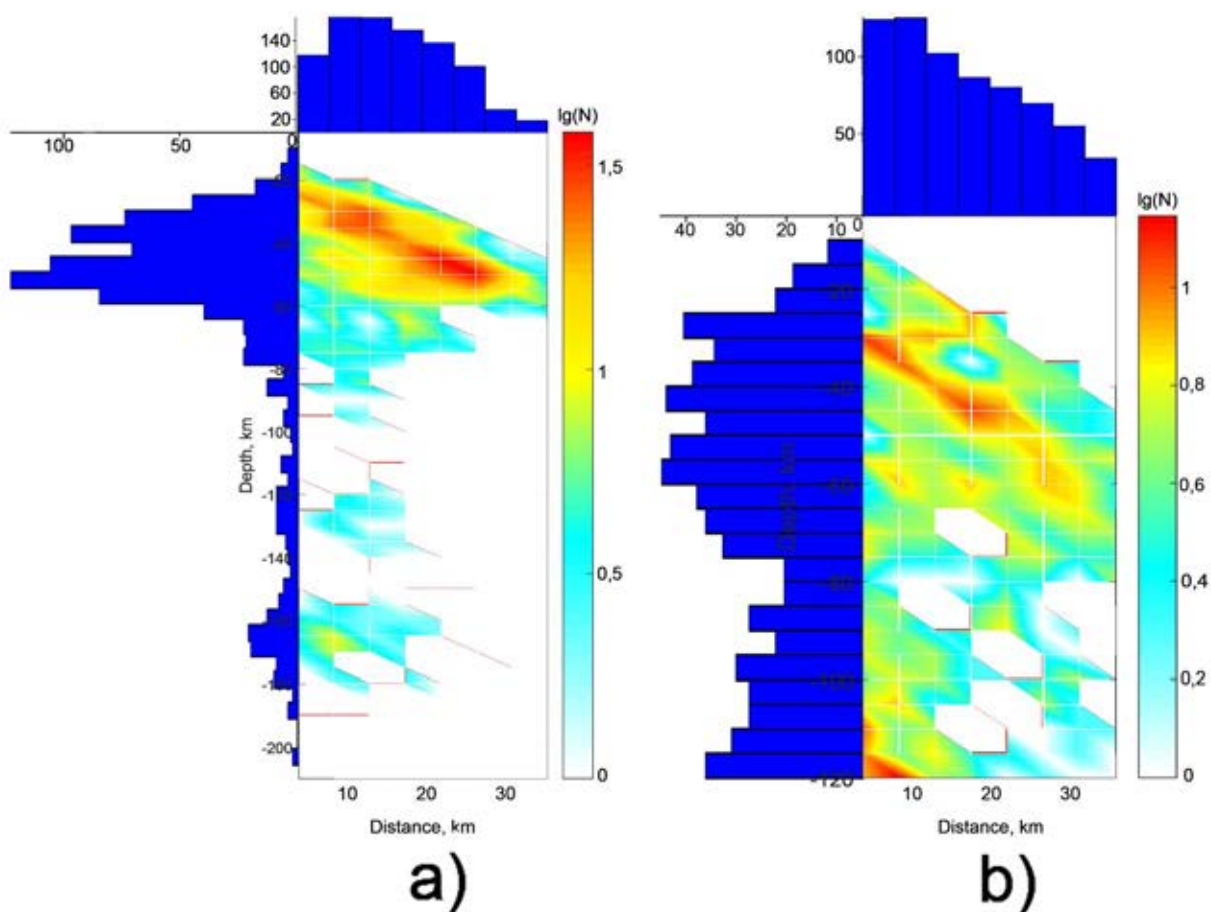
Для изучения вопроса о наличии связи между характером распределения землетрясений и температурным режимом зоны субдукции удобно рассматривать расположение землетрясений в координатах - глубина и расстояние до верхней границы погружающейся плиты. Среди иных исследуемых особенностей пространственного распределения очагов рассматривается связь числа среднеглубинных землетрясений с наличием/отсутствием активного современного вулканизма.

### **Ход исследований**

В ходе данной работы нами были исследованы распределения сейсмичности в зонах субдукции, соответствующих поверхностным структурам разлома Хикуранги (Северный остров Новой Зеландии) [Никитина М.А., Родкин М.В. 2020], Алеутского желоба (Аляска) [Zhao, D., et al. 1995; Martin-Short, R. et al. 2018], разлома Нанкай (юго-западная Япония) [Wang, Z., Zhao, D. 2005; Peacock, S. M., Wang, K. 1999], Японского желоба (северо-восточная Япония) [Zhao, D. et al. 1997; Oleskevich, D. A. et al. 1999], Манильского желоба (Филиппины) [Gao, X. et al. 2012; Fan, J. K. et al. 2015], Зондского желоба (северная часть острова Суматра) [Hippchen, S., Hyndman, R. D. 2008] и Центральноамериканского жёлоба (Коста-Рика) [Peacock, S. M. et al 2005]. Как было сказано во введении, для каждой из рассматриваемых зон известны профили характеризующие положение верхней границы субдуцирующей плиты, что позволило построить детальную трехмерную модель этой границы. Для восстановления поверхности по имеющимся профилям использовался метод построения поверхности Кунса [Романова В.А., Оськина Г.Н. 2011], реализованный в рамках компьютерного моделирования. Наличие подробных сейсмотомографических данных позволило исследовать плотность распределения гипоцентров не только с точки зрения образования скоплений на определенных глубинах, но и в плане распределение очагов землетрясений относительно поверхности погружающейся плиты. Мы рассматривали распределение плотности гипоцентров под и над поверхностью раздела плит, в координатах глубина – расстояние от поверхности раздела.

Для наглядности представим все три зависимости на одном рисунке: распределение количества землетрясений от глубины, от расстояния до верхней границы субдуцирующей плиты и зависимость числа событий от глубины и расстояния в виде двумерной схемы. В качестве примера приведены графики для юго-западной Японии (Рис. 2.а) и Северного острова Новой Зеландии (Рис.2.б).





**Рис. 2.** Распределения гипоцентров землетрясений под верхней поверхностью субдуцирующей плиты от глубины и от расстояния до верхней границы для юго-западной Японии (а) и Новой Зеландии (б)

Выделим основные результаты, полученные в ходе анализа подобных графиков для всех регионов:

1) Распределение событий под верхней поверхностью субдуцирующей плиты в зависимости от расстояния до нее имеет выраженный максимум сейсмичности на расстоянии от границы, а не непосредственно на границе раздела (напомним, что точность аппроксимации положения верхней границы погружающейся плиты мы оцениваем не хуже чем в несколько километров, т.е. различие вполне значимо). Таким образом, подобное скопление гипоцентров не может быть связано с проскальзыванием погружающейся океанической плиты вдоль границы континентального блока и свидетельствует в пользу ранее предложенной флюидометаморфогенной модели сейсмичности [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993].

2) Полнота исходных данных позволяет разделять участки зон субдукции на области с активным вулканизмом на поверхности (А) и со слабым (В). Для каждой области смоделированной погружающейся плиты были построены гистограммы распределения событий. Среди полученных гистограмм можно выделить два типа характерных пиков распределения событий: для меньших глубин (до 60 км) и для глубин более 80 км. Заметим, что это различие совпадает с принятым разграничением обычных и среднеглубинных землетрясений. Первый пик проявляется в обеих зонах (А и В) и, предположительно, может быть связан с реакциями дегидратации затягиваемых в зону субдукции осадочных пород [Kirby et al., 1996]. Второй пик в большей степени характерен для зоны А типа, где развит активный современный вулканизм, и может быть связан с активными реакциями дегидратации литосферы погружающейся плиты. Спроецировав вулканическую гряду на верхнюю поверхность погружающейся плиты получим глубины, соответствующие скоплениям среднеглубинных землетрясений для большинства регионов. Можно выдвинуть предположение, что данные скопления землетрясений связаны с локализацией реакций дегидратации в породах, слагающих погружающуюся океаническую плиту [Kirby et al., 1996]. При этом подъем

высвобождающихся водных флюидов порождает развитие здесь максимума современной вулканической активности.

3) Для представленных на рис.2 регионов можно заметить «наклонные» полосы повышенной сейсмичности. Подобная геометрия областей максимумов сейсмичности может быть связана с положением фронтов метаморфизма в погружающейся плите [Yamasaki, Seno, 2003]. В литературе для данных регионов имеются модели глубинного температурного режима зон субдукции, что позволяет представить расположение этих планарных структур высокой сейсмической активности в координатах давления и температуры. Такие данные естественно сравнить с границами фаций (фронтов) метаморфизма и положением основных границ метаморфических превращений (Рис.3)

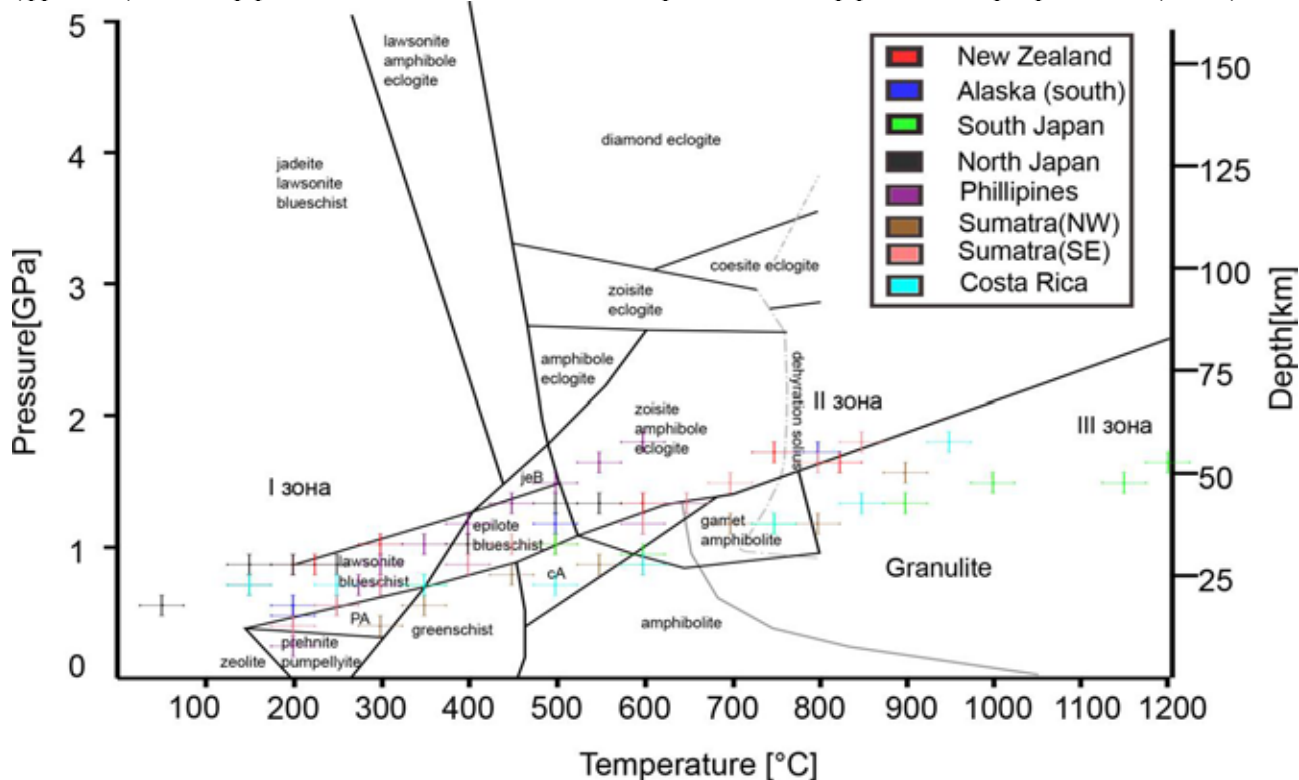


Рис. 3 Основные фации метаморфизма и стадии плавления с P-T зависимостью для всех регионов

Исходя из полученных графиков, можно выделить два типа развития планарных структур в широком диапазоне от фации глаукофановых сланцев до эклогитовой. Отметим, что на рис.3 намечается различие характера расположения планарных высокосейсмических структур, возможно отвечающее разделению на более молодые и более старые плиты.

## Выводы

Основным результатом работы стало выявление связи между расположением среднеглубинных землетрясений и активным вулканизмом на поверхности. Помимо этого, удалось выделить планарные структуры повышенной сейсмической активности, расположенные под углом к верхней поверхности погружающейся плиты и соответствующие определенным регрессионным соотношениям между давлением и температурой. Эти планарные структуры сопоставляются нами с фронтами метаморфических превращений в зонах субдукции.

В целом заключаем, что использование в виде глубинного репера положения верхней границы погружающейся литосферной плиты оказывается полезным методическим приемом, помогающим в представлении данных о сейсмичности зон субдукции. Получаемые при этом распределения плотности числа землетрясений свидетельствуют в пользу связи сейсмичности с процессами дегидратации и метаморфизма пород погружающейся плиты и вышележащей континентальной мантии. Заметим, что полученные данные свидетельствуют в пользу существенной переработки вышележащих горизонтов литосферы восходящим потоком свежемобилизованных флюидов. Ранее признаки развития сильного восходящего флюидного потока были выявлены при анализе режима сейсмичности в обобщенной окрестности сильного землетрясения [Rodkin, Tikhonov, 2016]. Заметим

также, что развитие подобного восходящего потока представляется необходимым элементом процесса массивированного нефтегенеза [Родкин, Рукавишникова, 2015].

### Благодарности

Работа выполнена в рамках государственного задания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН (тема АААА-А19-119011490129-0) и Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (тема АААА-А18-118012290125-2.2) при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 19-05-00466).

### ЛИТЕРАТУРА

1. Калинин В.А., Родкин М.В. 1982. Физическая модель глубоководных землетрясений. Изв. АН СССР. Физика Земли, 8: С.3–12.
2. Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. 1989. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука, 157 с.
3. Кузьмин М.И., Хлебопрос Р.Г., Диденко А.Н., Козлова С.Г., Захватаев В.Е. 2019. О возможной связи глубинных землетрясений со структурным переходом субмолекулярных фрагментов SiO<sub>2</sub> в породах субдуцирующей океанической плиты. Геология и геофизика, 60(3): С. 285–300.
4. Миямура С. 1972. Сейсмичность Земли. В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, С. 93–103.
5. Никитина М.А., Родкин М.В. 2020 Среднеглубинные землетрясения и связь сейсмичности зоны субдукции с метаморфизмом и глубинным флюидным режимом для Северного острова Новой Зеландии. Геосистемы переходных зон.. Т. 4, № 1.
6. Родкин М.В. 1993. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М.: Нац. геофиз. комитет, 194 с.
7. Родкин М.В., Рукавишникова Т.А. 2015. Очаг нефтеобразования как неравновесная динамическая система – модель и сопоставление с эмпирическими данными. Геология нефти и газа, 3: С. 63–68.
8. Родкин М.В., Рундквист Д.В. 2017. Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо-и нефтегенеза: монография. Долгопрудный: Интеллект, 288 с.
9. Романова В.А., Оськина Г.Н. 2011. Визуализация образования поверхности Кунса. Вестник РУДН. Серия Инженерные исследования, 4: С. 13–18.
10. Abers G.A. 2000. Hydrated subducted crust at 100–250 km depth. Earth and Planetary Science Letters, 176(3–4): P. 323–330.
11. Fan, J. K., Wu, S. G., Spence, G. 2015. Tomographic evidence for a slab tear induced by fossil ridge subduction at Manila Trench, South China Sea. International Geology Review, 57(5-8): 998-1013.
12. Gao, X., Zhang, J., SUN, Y. J., WU, S. G. 2012. A simulation study on the thermal structure of Manila trench subduction zone. Chinese Journal of Geophysics, 55(1): P. 35-45.
13. Hacker B.R., Peacock S.M., Abers G.A., Holloway S.D. 2003. Subduction factory. 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? J. of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B1): 2030.
14. Hippchen, S., Hyndman, R. D. 2008. Thermal and structural models of the Sumatra subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B12).
15. Kirby S., Engdahl R.E., Denlinger R. 1996. Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. Subduction: Top to Bottom, 96: P. 195–214.
16. Martin-Short, R., Allen, R., Bastow, I. D., Porritt, R. W., Miller, M. S. 2018. Seismic imaging of the Alaska subduction zone: Implications for slab geometry and volcanism. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 19(11): P. 4541-4560.
17. Okazaki K., Hirth G. 2016. Dehydration of lawsonite could directly trigger earthquakes in subducting oceanic crust. Nature, 530(7588): P. 81–84.
18. Oleskevich, D. A., Hyndman, R. D., & Wang, K. 1999. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104(B7): P. 14965-14991.
19. Peacock S.M. 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones. Subduction: Top to Bottom, 96: P. 119–133.

20. *Peacock, S. M., van Keken, P. E., Holloway, S. D., Hacker, B. R., Abers, G. A., Ferguson, R. L.* 2005. Thermal structure of the Costa Rica–Nicaragua subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149(1-2): P. 187-200.
21. *Peacock, S. M., Wang, K.* 1999. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, 286(5441): P. 937-939.
22. *Rodkin M.V., Tikhonov I.N.* 2016. The typical seismic behavior in the vicinity of a large earthquake. *Physics and Chemistry of the Earth*, 95: P. 73–84.
23. *Wadati K.* 1928. Shallow and deep earthquakes. *Geophysical Magazine*, 1: P. 162–202.
24. *Wang, Z., & Zhao, D.* 2005. Seismic imaging of the entire arc of Tohoku and Hokkaido in Japan using P-wave, S-wave and sP depth-phase data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152(3): P. 144-162.
25. *Yamasaki T., Seno T.* 2003. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4): P. 2212.
26. *Zhao, D., Christensen, D., Pulpan, H.* 1995. Tomographic imaging of the Alaska subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B4): P. 6487-6504.
27. *Zhao, D., Matsuzawa, T., Hasegawa, A.* 1997. Morphology of the subducting slab boundary in the northeastern Japan arc. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 102(1-2): P. 89-104.

## ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ И ВЗРЫВОВ НА ОБЛАСТИ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасова

Институт физики Земли РАН, Москва, tarasov@ifz.ru

В последнее время геофизики уделяли большое внимание изучению инициированной сейсмичности. Такой интерес обусловлен тем, что исследование триггерных явлений имеет большое значение как для понимания физики очага землетрясений и более полного представления о сейсмическом процессе в целом, так и для изучения принципиальной возможности их использования для прогноза и предотвращения катастрофических землетрясений. В результате было установлено, что целый ряд естественных и техногенных факторов разной физической природы может вызывать заметные изменения сейсмического режима в результате их триггерного воздействия на области подготовки землетрясений.

В работах [Тарасов, 1997; Тарасов и др., 1999] было впервые обнаружено, что облучение коры двух наиболее сейсмоактивных областей Средней Азии - Гармского района Таджикистана и Северного Тянь-Шаня мощными электромагнитными импульсами (ЭИ) вызвало заметную статистически значимую активизацию сейсмичности этих областей. Повышение суммарной сейсмической энергии (ССЭ) оказалось при этом на 5-6 порядков больше энергии ЭИ, откуда следовало, что их воздействие является триггерным и инициирует дополнительное излучение накопленной в коре энергии упругих деформаций в виде серии относительно слабых землетрясений. В обеих областях это проявилось в изменении пространственно-временной структуры сейсмичности, ее кластеризации и синхронизации [Tarasov, Tarasova, 2004; Тарасов, 2009]. При этом скорость высвобождения сейсмотектонических деформаций, вносящих свой вклад в процесс квазипластического деформирования коры, заметно возростала [Тарасов, 2010; Тарасов, Тарасова, 2011]. Это привело к дополнительной релаксации упругих напряжений на 0.4-1.7 бар, что составляет примерно 1-17 % от сброса напряжений в результате высвобождения упругих деформаций в очагах землетрясений. При этом наиболее заметная релаксация напряжений наблюдалась в областях их наибольшей интенсивности. Тем не менее, осталось до конца неясным, как изменилось поле напряжений после завершения этих экспериментов.

Электромагнитные поля оказывают влияние на землетрясения одновременно с целым рядом природных и техногенных факторов, и характер сейсмического отклика среды на облучение может нелинейным образом зависеть от их сочетания. Помимо ЭИ, наиболее заметное влияние на сейсмичность Гармского района, по-видимому, оказывали семипалатинские ядерные взрывы (ЯВ) [Тарасов, Тарасова, 1995]. Однако пока влияние комбинированного воздействия ЭИ и ЯВ на сейсмичность остается мало изученным. Его дальнейшее исследование позволило бы получить новые данные о физическом механизме триггерных воздействий на области подготовки землетрясений и о геодинамических последствиях таких воздействий. Поэтому в данной работе влияние комбинированного воздействия ЭИ и ЯВ на сейсмичность Гармского района рассмотрено более детально.

Гармский район расположен в зоне сочленения Евразийской и Индийской литосферных плит. Северная ее часть, сложенная породами докембрийского и палеозойского возраста, относится к структурам Южного Тянь-Шаня, а южная - к палеозойским структурам Северо-Памирского поднятия. Между ними располагается Таджикская депрессия, где верхние 10-15 км представляют собой кайнозой-мезозойскую терригенную толщу, лежащую на палеозойском фундаменте. С юга Таджикская депрессия ограничена глубинным Дарваз-Каракульским разломом. Этот разлом представляет собой активный левосторонний сдвиг, который простирается вдоль области сочленения депрессии и структур Северо-Памирского поднятия. В северной части депрессии выделяется Петровский надвиг, который простирается параллельно области ее сопряжения со структурами Южного Тянь-Шаня. В пределах рассматриваемой территории оба этих разлома в сейсмическом и тектоническом отношениях являются наиболее активными.

С 1975 по 1978 г. на Гармском геофизическом полигоне ИФЗ РАН проводился эксперимент по мониторингу электропроводности земной коры. Для этого регулярно выполнялось глубинное электрическое зондирование коры с помощью импульсного источника. В качестве излучающей антенны использовался электрический диполь с разномом электродов 3 км и сопротивлением 1.5 Ом, который служил нагрузкой мощного МГД-генератора. Установка располагалась в северной части

Таджикской депрессии. Во время зондирования ток в нагрузке достигал 1.5 кА, длительность ЭИ – 2.0-2.5 с, а их энергия составляла 6.7-8.5 МДж. Всего было проведено 34 зондирования [Сидорин, 2006]. Семипалатинский полигон расположен в 1400 км к северо-востоку от района наблюдений. Подземные ЯВ производились на нем с 1961г. по 1989г. [www.cdidc.org]. Из них для анализа было отобрано 254 относительно сильных (с  $m_b \geq 4.8$ ). Для изучения сейсмичности использовался каталог КСЭ ИФЗ РАН [Попандопуло, 1992], который содержит дату-время, энергетические классы ( $K$ ), координаты и глубины гипоцентров 90438 землетрясений, возникших в исследуемой области с 1955 по 1991гг. Рассматривались события только представительных классов (с  $K > 6.5$ ).

Сначала были изучены изменения потока землетрясений и их ССЭ в результате воздействия ЭИ. Для их выделения на фоне естественных вариаций и возмущений, связанных с влиянием других факторов, применялась методика наложения эпох. С этой целью по всем ЭИ были произведены выборки землетрясений, возникших в пределах временных окон шириной  $\pm 30$  сут от момента их излучения. Абсолютное время возникновения каждого из них заменялось на время, пересчитанное относительно момента соответствующего ЭИ и вычислялась его энергия  $E = 10^K$  Дж. Далее все выборки объединялись в общий подкаталог, который использовался для построения зависимостей  $N(t)$  - суточного количества землетрясений и  $E(t)$  - их ССЭ от времени. Затем оценивались их средние значения до ( $t < 0$ ) и после ( $t > 0$ ) облучения, их изменения после ЭИ -  $\Delta N$ ,  $\Delta E$  и статистическая значимость (по критерию Вилкоксона-Манна-Уитни [Никитин, 1986; Тарасов и др., 2016]). Помимо этого определялась также ССЭ всех землетрясений до ( $E_b$ ) и после ( $E_a$ ) ЭИ, их разность и отношение  $E_a/E_b$ . Аналогично рассматривались изменения сейсмичности после ЯВ. Сначала для сопоставления откликов сейсмичности на ЯВ и ЭИ из общего числа были отобраны ЯВ, произведенные только в период проведения экспериментов по облучению коры, т.е. с 1975 по 1978 г (всего 34 ЯВ), что необходимо для исключения погрешностей, связанных с низкочастотными вариациями, а затем рассмотрено воздействие ЯВ и в другие периоды.

**Таблица 1.** Возрастание количества землетрясений ( $\Delta N$ ) и их ССЭ ( $\Delta E$ ) после ЭИ и ЯВ относительно уровня фона и их статистическая значимость (соответственно  $P_N$  и  $P_E$ ).

Триггер	$\Delta N$ , %	$\Delta E$ , %	$P_N$	$P_E$
ЭИ	16.0	65.5	0.0004	0.0402
ЯВ	8.5	74.9	0.0034	0.0095

На рисунке 1а представлено изменение суточного количества землетрясений  $N_k$  до и после ЭИ в зависимости от времени. Видно, что в первые 5 сут. после ЭИ значения  $N_k$  остаются на уровне фона, а затем возникает заметная активизация сейсмичности, которая продолжается около 20 сут. Похожие изменения сейсмичности происходят и после ЯВ (рис. 1б). После них наблюдается примерно такая же задержка, а затем возникает активизация сейсмичности, которая отмечается рядом максимумов, амплитуды которых заметно превышают средний уровень фона. Средние значения  $N_k$  возрастают после ЭИ и ЯВ, соответственно, на 16.0% и на 8.5%., причем эти изменения статистически высоко значимы. При этом приращения ССЭ существенно выше, соответственно, 65.5% и 74.9%, сопоставимы по величине и также статистически значимы (см. табл.1).

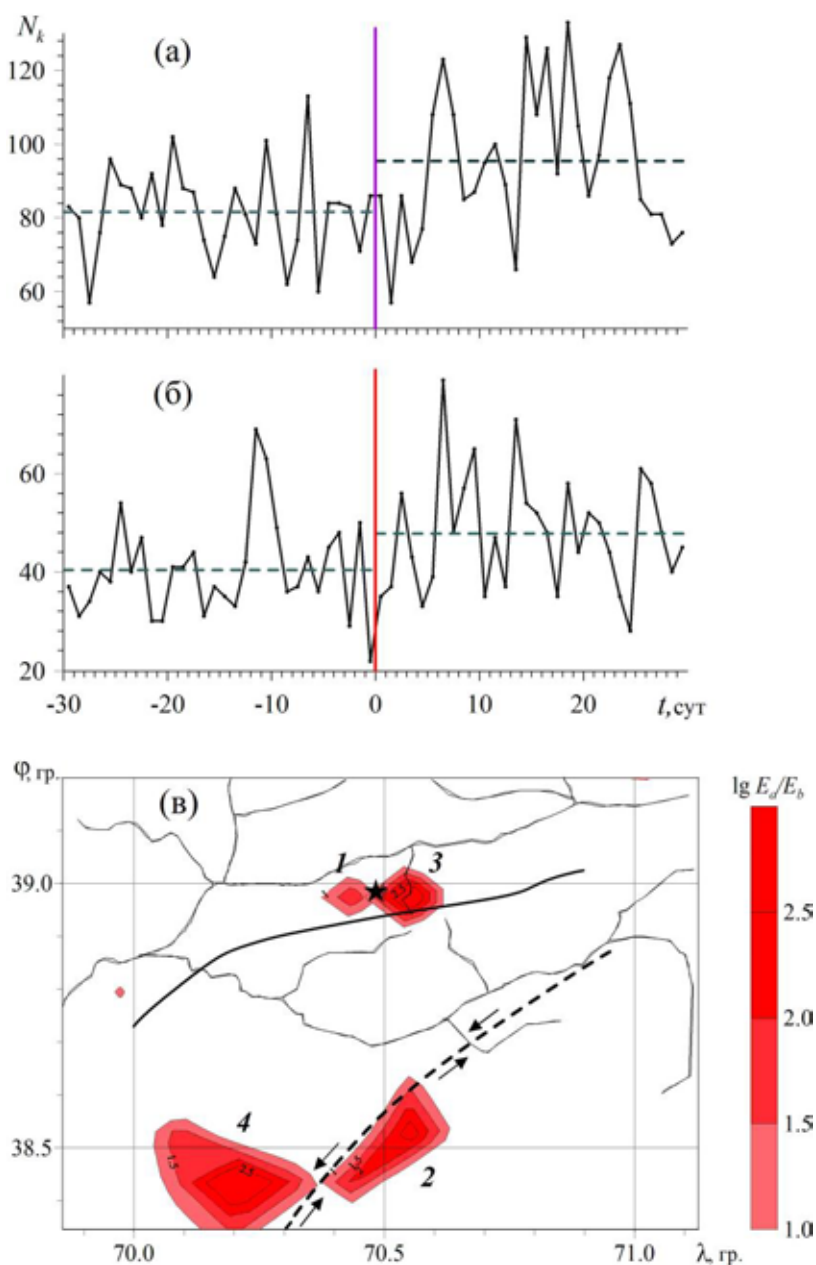
**Таблица 2.** Приращение ССЭ после всех ЭИ и ЯВ ( $\Delta E$ ), приращение в среднем на одно воздействие ( $\Delta e$ ), такая же оценка, полученная по воздействиям, которые не предварялись влиянием другого фактора ( $\Delta \epsilon$ ) и суммарная энергия воздействий ( $E_i$ ).

Триггер	$\Delta E$ , Дж	$E_i$ , Дж	$\Delta e$ , Дж	$\Delta \epsilon$ , Дж
ЭИ	$4.14 \cdot 10^{13}$	$2.9 \cdot 10^8$	$1.22 \cdot 10^{12}$	$7.92 \cdot 10^{12}$
ЯВ	$2.87 \cdot 10^{13}$	$2.7 \cdot 10^{10}$	$0.84 \cdot 10^{12}$	$0.08 \cdot 10^{12}$

Тем не менее, приращение ССЭ после ЭИ значительно выше, чем после ЯВ. Это видно из таблицы 2, где даны не относительные, а их абсолютные значения. Из нее также видно, что в обоих случаях приращение ССЭ превышает энергию этих воздействий на 3-5 порядков, т.е. их воздействие является триггерным. Там же даны оценки приращения ССЭ в среднем на одно воздействие ЭИ и ЯВ и аналогичные оценки, полученные по выборке ЭИ, перед которыми не производились ЯВ и по выборке ЯВ, перед которыми не выполнялось облучение коры ЭИ. Из их сопоставления следует, что

облучение коры перед ЯВ повышает эффективность их триггерного воздействия почти в 10 раз, а взрывы, произведенные перед ЭИ, напротив, в 6-7 раз снижают их эффективность.

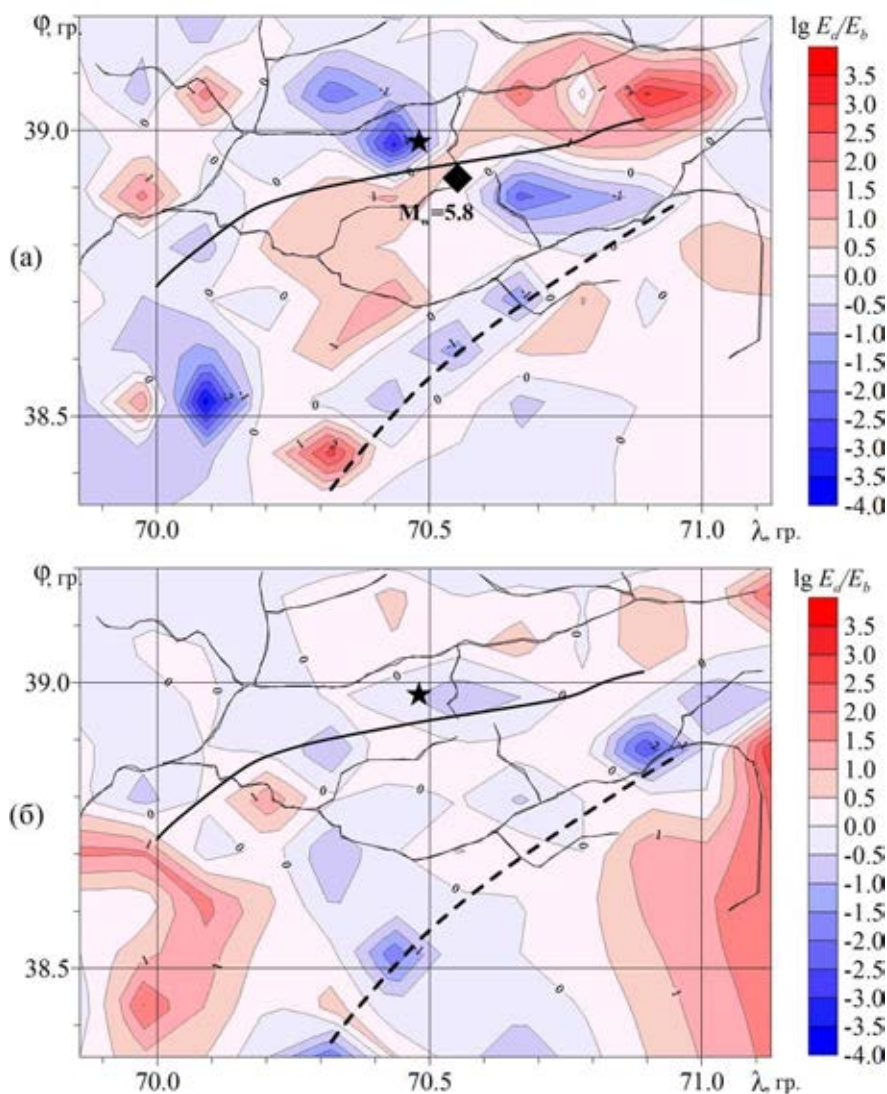
Изменения ССЭ, инициированные каждым из этих факторов разной физической природы, были сопоставлены с особенностями геологического строения рассматриваемой области. С этой целью она была разбита на сетку с ячейками площадью 50 км<sup>2</sup> и произведены выборки землетрясений, возникших в каждой из них, по которым для всех ячеек были получены оценки ССЭ до ( $E_b$ ) и после ( $E_a$ ) ЭИ и построена карта их отношения  $E_a/E_b$ , характеризующая пространственное распределение изменений ССЭ. Аналогично была построена карта распределения  $E_a/E_b$  после ЯВ. На обеих картах выделяются по две обширные аномалии, в пределах которых ССЭ возросла на порядок и более, приуроченные к второстепенному разлому вблизи от источника ЭИ и активному Дарваз-Каракульскому разлому в 50 км к югу от источника [Тарасов, Тарасова, 2019].



**Рис. 1.** Изменение во времени  $N_k$  – количества землетрясений Гармского района, до ( $t < 0$ ) и после ( $t > 0$ ) облучения коры ЭИ (а), а также до и после ЯВ (б). Пунктиром показан средний уровень фона перед ЭИ и ЯВ и среднее значение  $N_k$  после них. Местоположение областей аномального повышения ССЭ после ЭИ и ЯВ (в).  $E_a/E_b$  – отношение ССЭ землетрясений, возникших в течение 30 сут после ЯВ (3, 4) и облучения коры ЭИ (1, 2) и за такой же период времени до них. Пунктирной и сплошной линиями показаны, соответственно, глубинный Дарваз–Каракульский и Петровский разломы, звездочкой – источник ЭИ. Тонкими линиями показана речная сеть

Интересно, что аномалии, возникшие после ЭИ и ЯВ, не совпадают по своему положению, а смещены относительно друг друга по направлению простирания упомянутых разломов, образуя в пространстве своеобразные "бабочки". Это видно на рисунке 1в, где представлена карта, на которой показаны области аномального повышения ССЭ после ЭИ и после ЯВ (отмеченные, соответственно, цифрами 1,2 и 3,4). По сути он показывает, что в пространстве выделяются две области, в пределах которых комбинированное воздействие ЭИ и ЯВ вызывает аномально высокое приращение ССЭ. Обе они имеют сложную конфигурацию в виде двух "лепестков", расположенных на разных крыльях этих разломов. Один из "лепестков" проявляется после ЭИ, а второй - после ЯВ, т.е. ЭИ и ЯВ вызывали активизацию разных геологических структур, что может быть обусловлено как особенностями физико-механических характеристик слагающих их горных пород, так и разными механизмами триггерного воздействия ЭИ и ЯВ.

Тем не менее, остается неясным, что в большей мере определяет возникновение таких областей - геологическое строение или локальные изменения поля напряжений. Ранее аномальное повышение ССЭ после ЭИ отмечалось в областях концентрации тектонических напряжений [Тарасов, 2010; Тарасов, Тарасова, 2011]. Вид аномалий на рисунке 1в позволяет предположить, что это характерно и для ЯВ. Тогда конфигурация этих аномалий должна отражать конфигурацию поля аномальных напряжений.



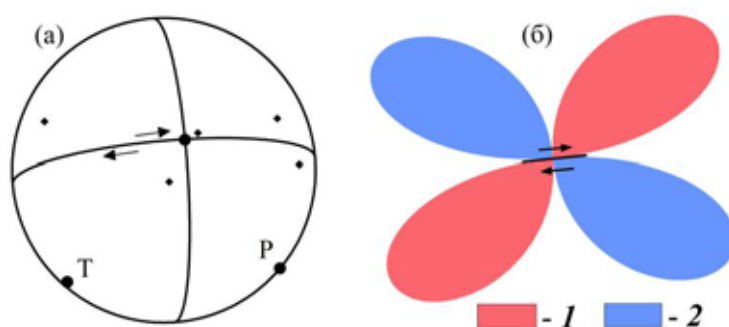
**Рис. 2.** Карта распределения  $E_d/E_b$  – отношения ССЭ землетрясений Гармского района, возникших после и до ЯВ, произведенных за пятилетний период до начала экспериментов по облучению коры ЭИ, т.е. с 1970г. по 1974г. (а), и за такой же временной интервал (с 1979 по 1983г.) после их завершения (б). Ромбом отмечено положение эпицентра сильнейшего землетрясения этой области 22.03.1969г. с  $m_b=5.6$ . Обозначения те же



Воздействие ЯВ было изучено не только в период облучения, но и за такие же периоды до начала и после завершения этих экспериментов. Оказалось, что аномалии  $E_a/E_b$  в районе Дарваз-Каракульского разлома в пятилетний период перед облучением не наблюдалось (рис. 2а). Почти на всем протяжении разлома ЯВ приводили к уменьшению ССЭ. Однако уже тогда она, по-видимому, начала формироваться. На это указывает заметное повышение ССЭ, которое вызывали ЯВ в его юго-западном сегменте.

Аномалии в области источника облучения тогда тоже не было, но в районе Петровского разлома наблюдались две области аномального повышения ССЭ после ЯВ, которые располагались на разных его крыльях и были смещены одна относительно другой по его простиранию. К нему же приурочены еще две аномальные области, в которых ЯВ вызывали падение ССЭ. Они также располагались на разных крыльях этого разлома и были смещены по его простиранию. Эта пара аномалий была ориентирована в крест предыдущей. Все они пересекались в области разлома, к которой был приурочен эпицентр сильнейшего землетрясения района наблюдений с  $m_b=5.6$  и глубиной гипоцентра 13 км, которое произошло непосредственно перед началом анализируемого интервала времени.

Механизм его очага и простирание облака афтершоков (рис. 3а) показывают, что это правосторонний сдвиг по Петровскому разлому. На рисунке 3б показаны области повышенных и пониженных напряжений, которые должны были возникнуть в результате постсейсмических деформаций в окрестности очага. По своей конфигурации они хорошо согласуются с областями аномального повышения и понижения ССЭ в эпицентральной зоне этого землетрясения (рис. 2а). Это подтверждает, что ЯВ вызывают значительные повышения ССЭ в областях с высокой интенсивностью напряжений. Более того, показывают, что в областях низких напряжений после ЯВ происходит уменьшение ССЭ.



**Рис. 3.** Механизм очага сильнейшего землетрясения области наблюдений 22.03.1969г. с  $m_b=5.6$  (а) и области повышенных (1) и пониженных напряжений (2), возникших в результате постсейсмических деформаций (б). Р и Т - оси сжатия и растяжения, ромбики - эпицентры его афтершоков, произошедших в течение часа после основного толчка

Это исключает интерпретацию аномальных областей, выявленных в период облучения коры на Дарваз-Каракульском и второстепенном разломах (рис. 1в), как результат подвижки или аномально быстрого крипа, поскольку там не наблюдалось областей понижения ССЭ после ЯВ. Скорее наоборот, они могли возникнуть, когда скорость крипа в области аномалий по каким-то причинам упала, или же смещение по разломам прекратилось в них вовсе. Это и могло привести к росту напряжений, возможно к подготовке сильных землетрясений.

Однако сильных землетрясений здесь так и не произошло. После завершения экспериментов по облучению коры в радиусе 50-70 км от источника облучения вообще не наблюдалось областей повышенных напряжений (рис. 2б). Следовательно, облучение коры привело к релаксации аномально высоких напряжений на обширной территории рассматриваемой области площадью не менее 3500 км<sup>2</sup>. Однако, судя по значительной активизации сейсмичности, вызванной ЯВ на ее юго-западной и восточной-юго-восточной окраинах, это привело к повышению интенсивности напряжений на периферии облучаемой области.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Облучение сейсмоактивных областей электромагнитными полями приводит к заметной релаксации упругих напряжений в коре. Это происходит за счет повышения скорости сеймотектонических деформаций в результате активизации слабых и умеренных землетрясений, вызванной триггерным воздействием электромагнитных полей на области их подготовки.

Следовательно, существует принципиальная возможность использовать облучение коры для предотвращения сильных землетрясений.

2. Наиболее заметная активизация сейсмичности после облучения наблюдается в областях повышения упругих напряжений в коре. По-видимому, это может быть использовано для мониторинга напряженного состояния коры с целью прогноза землетрясений.

3. Многократное облучение коры Гармского района привело к релаксации аномально высоких упругих напряжений в радиусе многих десятков километров от источника облучения, однако вызывало повышение их интенсивности на периферии облучаемой области.

4. Удаленные ядерные взрывы, также как и электромагнитные поля, вызывают заметную, статистически значимую активизацию слабой сейсмичности в областях с аномально высокой интенсивностью напряжений.

4. Облучение коры перед ядерными взрывами повышает эффективность их триггерного воздействия, тогда как взрывы, произведенные перед облучением, снижают эффективность триггерного воздействия электромагнитных импульсов.

5. Взрывы и электромагнитные поля вызывают активизацию разных геологических структур с различными физико-механическими характеристиками.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Никитин А.А.* Теоретические основы обработки геофизической информации. М.: Недра. 1986. 342с.
2. *Попандопуло Г.А.* Определение координат гипоцентров местных землетрясений на Гармском геофизическом полигоне // Землетрясения и процессы их подготовки. М.: Наука. 1991. С. 5–23.
3. *Сидорин А.Я.* Первое применение МГД-генератора в геофизике: Эксперимент на Гармском полигоне // Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований на кристаллических щитах. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2006. Ч. 1. С. 114–124.
4. *Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.* Влияние ядерных взрывов на сейсмический режим. // Доклады академии наук. 1995 Т. 343 (4). С. 543–546.
5. *Тарасов Н.Т.* Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии // Доклады академии наук. 1997. Т. 353 (4). С. 542–545.
6. *Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А.* Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999. (4-5). С. 152–160.
7. *Тарасов Н.Т.* Изменение сейсмического процесса при облучении коры мощными электромагнитными импульсами // Современные методы обработки и интерпретации электромагнитных данных. М.: “Книжный дом ЛИБРОКОМ”. 2009. С. 185–204.
8. *Тарасов Н.Т.* Влияние сильных электромагнитных полей на скорость сеймотектонических деформаций. // Доклады академии наук. 2010. N. 433 (5). С. 689–692.
9. *Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.* Влияние электромагнитных полей на скорость сеймотектонических деформаций, релаксация упругих напряжений, их активный мониторинг // Физика Земли. 2011. № 10. С. 82–96.
10. *Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В.* Вспышка сверхновой SN1987A: сейсмический отклик // Инженерная физика. 2016. (6). С. 82–93
11. *Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.* Геодинамические последствия триггерного воздействия электромагнитных полей и взрывов на сейсмичность // Инженерная физика. 2019. (8). С. 50–57.
12. *Tarasov N.T., Tarasova N.V.* Spatial-temporal structure of seismicity of the North Tien Shan and their change under effect of high energy electromagnetic pulses // Annals of Geophysics. 2004. V. 47 (1). P. 199–212.
13. [www.cdidec.org](http://www.cdidec.org).

## О ЦЕЛЕСООБРАЗНОСТИ ПРЕДЛОЖЕНИЯ АЛЬТЕРНАТИВНОГО ПОДХОДА К ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Е.Б. Чирков

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Прошло уже более двадцати лет после ожесточённой дискуссии сейсмологов и геофизиков по поводу возможности краткосрочного прогноза на основе геофизических методов, завершившейся убедительной победой сейсмологов. Настало время трезво оценить практические результаты в области прогноза, достигнутые за это время сейсмологами и перспективы развиваемого ими направления.

Заметим, что под прогнозом землетрясения здесь понимается указание места, магнитуды и времени землетрясения, то есть именно результат краткосрочного прогноза, поскольку ни сейсмическое районирование, ни долгосрочный или среднесрочный прогноз не дают оценок времени события, пригодных для практического использования, а оперативное оповещение о землетрясении не дает достаточно времени для проведения мероприятий по спасению людей и снижению его катастрофических последствий. Неудивительно, что Seiya Uyeda [Uyeda, 2011], считает что краткосрочный прогноз - это единственный вид прогноза, который необходим Японии.

В целом ситуация с краткосрочным прогнозом сейчас хуже, чем 20 лет назад, нет общепринятого направления исследований, нет широкого обсуждения полученных в данном направлении результатов, престиж направления подорван неудачами, критикой и статьями любителей авантюристов. Сейсмологи, предпочитают не обсуждать эту тему, профильные организации по данному вопросу в основном безмолвствуют.

За эти годы в сейсмологических прогнозных исследованиях уже неоднократно повторяется один и тот же паттерн: громкое начало многообещающей программы, проекта или структуры, её тихое и незаметное завершение без значимых результатов и разворачивание новой, ещё более многообещающей программы. В качестве примеров можно привести Earthquake Forecasting and Predictability (EFP), Uniform California Earthquake Rupture Forecast, Versions 1- 3(UCERF1- UCERF3), Regional Earthquake Likelihood Models (RELM), Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability (CSEP). Достигнутые в направлении краткосрочного прогноза за эти двадцать лет успехи сейсмологов [Kagan, 2016] не имеют практического значения и незаметны на фоне результатов документированных прогнозов, сделанных на основе геофизических методов более двадцати лет назад [Aceves et al, 1996]. Пропагандируемый сейсмологами краткосрочный прогноз на основе форшоков тоже пока далёк от практической реализации.

Что по поводу прогноза думают сами сейсмологи? Авторитетная экспертная комиссия специалистов мирового уровня [Jordan et al, 2011] заключает, что вопрос принципиальной возможности детерминистского прогноза до сих пор остается открытым. Комиссия констатирует, что надёжных методов прогноза и предвестников не выявлено, считает создание системы детерминистского краткосрочного прогноза в ближайшем будущем невозможным, и, ориентируясь, в первую очередь, на сейсмологические наблюдения, выражает надежду на разработку только вероятностного прогноза и в отдалённом будущем.

Здесь важно отметить, что вероятностный прогноз не является прогнозом, который можно использовать практически, в англоязычной литературе для него вместо «prediction» используется даже другой термин «forecasting». При практическом использовании «forecasting» ответственность за принятие решения о проведении или не проведении мероприятий полностью перекладывается на администрацию региона. Полным аналогом данного подхода в медицине будет вероятностное предсказание средней температуры по больнице. Это не преувеличение, согласно статье [Kagan, Jackson, 2000] «forecasting» не предсказывает отдельное землетрясение, а предсказывает вероятность ансамбля землетрясений за определенный период и ни появление отдельного землетрясения, ни его отсутствие не могут служить основанием для проверки «forecasting». Неудачи, связанные с недостаточным вниманием к физике сейсмического процесса, в последнее время преследуют сейсмологов не только в области краткосрочного прогноза. В качестве иллюстрации можно привести сокрушительный провал полностью формализованного пятилетнего прогноза Epidemic-Type After-Shock Sequence (ETAS) сейсмичности Японии [Nanjo, 2011], [Nanjo et al, 2012] и Италии [Viti et al, 2014]. По причине насущности проблемы

ситуация с краткосрочным прогнозом сейсмологическими методами затрагивает не только профессиональную аудиторию и разгневанная итальянская общественность уже требовала привлечения сейсмологов к суду за безответственные уверения в отсутствии опасности перед землетрясением L'Aquila ( $M_w=6.3$ ), унесшего жизни 308 человек в Центральной Италии 6 апреля 2009 года

Резюмируя, можно заключить, что за последние двадцать лет сейсмологи не смогли предложить практически применимого метода краткосрочного прогноза и не планируют достигнуть этого в будущем.

Рассмотрим историю вопроса более подробно. Напомним, что 20 лет назад на основе несоответствия реальной картины проявления предвестников первоначальным представлениям об источнике предвестникового сигнала расположенном в месте будущего очага землетрясения сейсмологи сделали для себя вывод, что геофизические предвестники не имеют под собой физической основы. Данный вывод казался довольно правдоподобным, поскольку первоначальные предположения об источнике, расположенном в очаге будущего землетрясения представляли собой наиболее простую и понятную модель связи предвестникового сигнала и землетрясения и имелись отдельные подтверждения её вероятности, в случаях выхода из строя перед землетрясением трансконтинентальных кабелей.

Модель источника предвестникового сигнала, расположенного в очаге будущего землетрясения, полностью оправдывала введение понятия предвестник, так как в её рамках имелось достаточно признаков для априорного выделения предвестникового сигнала и оценки места, времени и магнитуды главного толчка. Действительно, при источнике в будущем очаге землетрясения вследствие уникальности и мощности процессов, предвещающих основной толчок, мы должны иметь мощный и необычный сигнал, который должен быть виден во всей окрестности будущего землетрясения и закономерно затухать при удалении от будущего очага. В случае электромагнитных предвестников они должны быть синхронны во всей этой окрестности. Поскольку логично предположить, что масштаб этой фазы начавшегося процесса разрушения соответствует масштабу главного толчка, следует ожидать увеличения мощности сигнала-предвестника и площади его проявления с увеличением магнитуды готовящегося землетрясения.

Эта модель объясняла выбор сейсмологии, как основной дисциплины для разработки метода прогноза землетрясения, поскольку именно сейсмология изучает очаг и происходящие в нем процессы. Она также обусловила общее направление лабораторных экспериментов по поиску механизмов, создающих предвестниковые сигналы на образцах при нагрузках близких к разрушающим и служила основанием для применения теорий типа теории катастроф с целью анализа степени близости среды в окрестности будущего очага к порогу разрушения. Вследствие генерации сигналов в очаговой области влияние тектонического строения региона отходило на второй план, что делало правомерными статистические подходы и совместный анализ землетрясений и предвестников из разных регионов. Таким образом, данная модель представляла собой неосознаваемый фундамент парадигмы прогнозных исследований конца прошлого века.

Однако, практические результаты наблюдения геофизических предвестников показали их несоответствие этой модели в подавляющем большинстве случаев. Понятие предвестник стало неработоспособным, была потеряна возможность априорно выделять предвестниковый сигнал, так как отличительные признаки предвестника, базирующиеся на данной модели, не проявлялись в реальности.

Требование уникальности морфологии предвестникового сигнала заменилось на требование отсутствия сигнала подобной морфологии и амплитуды в интервалах наблюдений, не предвещающих сейсмические события, и методика плавно сместилась на сопоставление рядов предполагаемых предвестников с рядами землетрясений из-за отсутствия рабочих критериев для отнесения единичного наблюдаемого сигнала к предвестникам ни априорно, ни апостериорно. При анализе рядов необходимо было учитывать, что ряд выделенных предвестниковых сигналов может содержать ошибки первого и второго рода. Заметим, при анализе рядов сигналов и землетрясений легко впасть в ошибку. Варьируя рядом рассматриваемых землетрясений (географический охват или магнитудный порог) можно подобрать землетрясение под любую выделенную нами аномалию. Произвольно выделяя аномалии, можно подобрать предвестник под любое землетрясение. Учитывая то, что землетрясения происходили не часто, геофизических сетей наблюдений и длинных рядов данных практически не было, а имеющиеся данные изобиловали пропусками регистрации по различным техническим причинам, можно заключить, что это была попытка не понимая, что измеряешь здесь и сейчас, предсказать что-то, что должно произойти в будущем за сотни километров от точки наблюдения.

Вследствие высокой социальной значимости решения задачи прогноза она вызвала вал работ, включая работы исследователей, не имеющих представления ни о природе наблюдаемых сигналов, ни о возможных помехах. Это вызвало защитную реакцию научной общественности [Wyss, 1991, 1997, 1997a]. Особенно резко отреагировали сейсмологи, подвергшие критике субъективизм выделения геофизических предвестников и потребовавшие формализации методик и оценок статистической значимости, что при коротких рядах геофизических наблюдений и вариабельности аномальных проявлений было практически невозможным.

Вся эта деятельность воспринималась сейсмологами как вынужденная и бессмысленная, они испытывали естественное желание с наименьшей кровью сохранить свой приоритет и финансирование в области прогноза и закрыть это «антинаучное и бесперспективное» направление геофизического краткосрочного прогноза, не потеряв лицо перед научной общественностью, путем привлечения формальных универсальных средств (теории самоорганизованной критичности (SOC) [Bak et al, 1988], [Bak, 1996]) для тотальной отбраковки работ по краткосрочному прогнозу [Geller et al, 1997].

Формально-методически несомненно была определённая логика в переходе от анализа двух рядов наблюдений, один из которых (геофизический) был небольшой длины, фрагментирован, только гипотетически связан с сейсмическим процессом и с большой степенью вероятности содержал ошибки первого и второго рода, к анализу одного достаточно длинного и качественного сейсмологического ряда. Для его анализа можно было использовать формальные и статистические методы и сокращались расходы на развертывание сетей и организацию геофизических наблюдений.

Однако как мы видим, несмотря на значительные усилия, сейсмологам за 20 лет не удалось продвинуться в области краткосрочного прогноза землетрясений. Основной причиной является недостаточное внимание сейсмологов к физике рассматриваемых явлений. Это проявилось в отсутствии физического основания применяемых формальных подходов и неправильной интерпретации несоответствия реальной картины проявления предвестников модели источника расположенного в очаговой области. По моему мнению, это несоответствие вызвано не ненадёжностью многочисленных экспериментальных свидетельств, а ошибочностью априорных представлений об источнике сигнала, расположенного в очаге землетрясения.

Многочисленные факты наблюдения в разных регионах разными исследователями краткосрочных предвестников, достоверность части из которых была подтверждена реальными прогнозами, убедительно свидетельствуют о локальной природе предвестниковых сигналов. Предвестниковые сигналы отсутствуют во время землетрясения, когда процессы в будущем очаге наиболее интенсивны. Эти предвестники, включая электромагнитные, проявляются одновременно и не во всем окружении будущего очага, а мозаично; амплитуды сигналов невелики, уникальных отличий морфологии не наблюдается, как и чёткой связи амплитуды сигнала с магнитудой будущего землетрясения и закономерного затухания при удалении от будущего очага. Наиболее часто выделяемые краткосрочные предвестники имеют небольшую амплитуду и локальную природу (КС, радон, уровень воды, SES, ЭМИ).

Эти особенности проявлений локальных предвестников легко понять при рассмотрении процесса подготовки землетрясения с механической точки зрения, если в качестве основного и определяющего свойства земной коры принять её трещиноватость. Отличия упругих модулей внутреннего пространства трещины от упругих модулей монолита значительно больше, чем различия упругих модулей монолитов отдельных пород между собой. Поэтому вариации НДС должны проявляться прежде всего в деформациях трещинного пространства и излучении сигналов трещинами.

Наиболее устойчиво выделяемые краткосрочные предвестники наглядно подтверждают это представление. Аномалии электросопротивления, радона, уровня воды – это следствия локального изменения объёма и проницаемости порово-трещинного пространства. Аномалии ЭМИ, SES и акустики – это вариации излучения локальных трещин, являющихся естественными концентраторами напряжений в трещиноватой среде.

С этой точки зрения естественно выглядит и процесс подготовки тектонического землетрясения. Поскольку землетрясение сопровождается выделением энергии, то необходимая для его реализации энергия должна предварительно накопиться в данном участке земной коры, для чего кинематическая энергия движения мантийных потоков должна преобразоваться в потенциальную энергию деформации данного участка земной коры. Трещиноватая земная кора для того, чтобы начать накапливать упругую энергию должна предварительно консолидироваться, то есть для обретения жесткости должны

выбраться трещинные зазоры. Процесс консолидации и накопления напряжений довольно медленный, так как вызван медленным движением мантийных потоков. Это объясняет существование долгосрочных предвестников и справедливость консолидационной теории И.П. Добровольского [Добровольский, 1991]. О существовании процесса подготовки свидетельствуют также многочисленные факты, проявляющиеся в успехах долгосрочно-среднесрочного прогноза, полученные при изучении областей подготовки землетрясений с помощью сейсмических [Мячкин, 1978] и электромагнитных методов [Трапезников и др., 1989] и статистического анализа обобщенной области подготовки крупных землетрясений [Родкин, 2001], [Родкин, 2008].

Поскольку прочность коры недостаточна для остановки движения мантийных потоков, консолидированная область неминуемо будет тем или иным способом разрушена, это вопрос времени накопления потенциальной энергии необходимой для разрушения в данной консолидированной области. Краткосрочный этап подготовки тектонического землетрясения состоит в разрушении неоднородности, которое тоже занимает некоторое время согласно теории кинетической прочности Журкова [Журков, Куксенко, Петров, 1981]. Характер разрушения неоднородности описывается теорией ЛНТ [Mjachkin et al, 1975], где существенную роль играют трещины, которые сначала распределяются хаотически, затем концентрируются в окрестности будущего разлома, вызывая разгрузку внешней части консолидированной неоднородности, что подтверждается результатами лабораторных экспериментов [Соболев и Пономарев, 2003]

Эта концентрация трещин и деформаций в окрестности будущего очага, сопровождаемая разгрузкой внешней части консолидированной области, так называемая стадия неустойчивости по теории ЛНТ [Завьялов, 2006] может быть причиной небольшой величины сбрасываемых при землетрясениях напряжений и причиной краткосрочных предвестников землетрясений, проявляющихся в небольших неодновременных, транзитных вариациях НДС во внешнем по отношению к зоне консолидации пространстве. Бухтообразная форма аномалий с их несинхронным проявлением на сети пунктов наблюдения позволяет предположить, что в качестве предвестника в различных полях регистрируется отклик, связанный с прохождением волны пластической деформации, порождённой разгрузкой внешней части консолидированной области. Для того, чтобы зарегистрировать такой предвестник можно находиться на земной поверхности на расстоянии десятки- первые сотни километров от будущего очага, необходимо просто уметь выделять предвестниковый сигнал из помех [Chirkov, 2004].

Мы, в подавляющем большинстве случаев, наблюдаем и долгосрочные и краткосрочные предвестники во внешнем по отношению к консолидированной области ненагруженном пространстве и видим малые транзитные вариации НДС, в которых бесполезно искать признаки критического состояния

Поскольку пункты наблюдения преимущественно находятся на расстоянии многих десятков - первых сотен километров от будущего очага, то и на долгосрочной стадии наблюдается эффект влияния всей консолидированной неоднородности без существенного влияния деталей, и на краткосрочной стадии в среде распространяется эффект резкой разгрузки внешней части всей неоднородности.

Обнаруженный профессором Варотсом экспериментальный факт существования чувствительных точек обусловлен тем, что генерирующие сигнал трещины являются структурными элементами, распределёнными в среде неравномерно и обладают характеристиками (например, отношением длины к ширине), определяющими их общую чувствительность к вариации НДС ориентацией, характеризующей различие их чувствительности к вариациям разных компонент тензора напряжений в пункте наблюдения. С другой стороны, крупные трещины- разломы, ширина которых может иногда достигать десятков метров, могут оказать существенное экранирующее влияние на распространение возмущения НДС от будущего очага к пункту измерения. Таким образом, повышенная чувствительность трещин к вариации НДС, неравномерность их распределения в породном массиве, зависимость чувствительности от параметров трещины и её ориентации, затухание полезного сигнала с удалением измерительной системы от трещины и возможность экранирования разломами механического распространения возмущения от будущего очага к пункту наблюдения полностью объясняют экспериментальные факты наличия чувствительных точек и отсутствия наблюдения предвестников во всей области подготовки землетрясения.

Отсюда видно, что простое представление о существенности трещиноватости пород земной коры для процесса подготовки землетрясения и характера манифестации этого процесса во внешнем

пространстве позволяет дать довольно правдоподобную интерпретацию физической природы и характера проявления процесса подготовки.

Сейсмологи часто приводят два практических примера, свидетельствующие, по их мнению, о невозможности краткосрочного прогноза с помощью геофизических методов. Говоря о Таншанском землетрясении (28 июля 1976 года  $M=7.8$ ) сейсмологи, не упоминают, что эти катастрофические последствия были следствием нерешительности местной администрации. Chunqing Wang, являвшийся официальным представителем Qinglong County участвовал в пятидневной конференции организованной State Seismological Bureau (SSB) для Таншанского региона с 14 по 19 июля 1976 года. Вместе с шестьюдесятью другими официальными представителями он слушал 16 июля доклад Chengmin Wang из отдела Анализа и предсказания SSB, который после демонстрации предвестников сделал вывод о высокой вероятности сильного землетрясения в этом регионе в период с 22 июля по 5 августа. Chunqing Wang после возвращения в Qinglong 21 июля доложил услышанное собранию более 800 представителей местной администрации. Предупреждение было воспринято серьезно и около 470 тысяч жителей Qinglong County были эвакуированы из своих домов перед землетрясением, в результате ни один человек не погиб под завалами [Col and Chu, 2003].

В случае Паркфилдского землетрясения утверждается об отсутствии предвестниковой аномалии и делается вывод о непредсказуемости землетрясений. Однако по приведённым в статьях [Langbein et al, 2005], [Bakun et al, 2005] первичным материалам видно, что за сутки уровень относительных вариаций НДС значимо упал до 10-8, что с позиции теории ЛНТ можно интерпретировать как наличие аномалии, свидетельствующей о попадании пунктов измерения во внешнюю разгружающуюся зону консолидированной области и свидетельство начала процесса разрушения внутренней зоны консолидированной области, то есть в качестве признака краткосрочной стадии процесса подготовки

Можно заключить, что выводы делаемые сейсмологами далеко не бесспорны и каждый случай необходимо аккуратно рассматривать на трёх уровнях: уровне полученных экспериментальных данных, уровне суждения исследователя о наличии или отсутствии аномалии и уровне интерпретации исследователем полученных результатов, так как мировоззрение и субъективизм исследователя оказывают сильнейшее влияние на выводы.

Какие преимущества может дать представление о локальной природе предвестников и их связи с трещиноватостью горной породы для краткосрочного прогноза и априорного выделения предвестников?

Во-первых, с точки зрения метрологии теперь мы можем удовлетворить основополагающим требованиям, предъявляемым к измерениям [Классен, 2000]. Объектом измерения, о котором мы хотим получить информацию в результате измерения является реакция локальных трещин на вариацию НДС. Ранее объект измерения отсутствовал, поскольку землетрясение, которое еще не произошло и очаг которого находится на расстоянии многих километров, таким объектом не являлось. Теперь мы можем также удовлетворить второму необходимому требованию—избирательности, то есть способности снабдить нас сведениями только о том, что мы хотим знать, так как природа выделяемого эффекта известна и поэтому посторонние источники аномалии могут быть исключены, что тоже было невозможно прежде. Более конкретно, мы можем смело отфильтровывать только локальные эффекты, осмысленно разрабатывать методику измерения для выделения только эффектов связанных с реакцией трещин на вариацию НДС и выбирать чувствительные точки, основываясь на тектоническом строении участка наблюдения и тектоники региона в целом. Выделив полезный сигнал из результатов наблюдений, мы можем применить для выделения аномалии формализованные критерии и удовлетворить третьему необходимому требованию—объективности, что ранее было невозможно и аномалии сигналов выделялись интерпретатором субъективно, по причине невозможности применения формализованных критериев к измеренной смеси сигналов различной природы.

Во-вторых, в разработке методов мы больше не привязаны к землетрясению, и можем разрабатывать и проверять метод контроля малых вариаций НДС ненагруженного трещиноватого массива на любых деформациях, включая деформации, вызванные изменением уровня водохранилища.

Даже изучение самого эффекта распространения волны пластической деформации в массиве пород не требует землетрясения в качестве источника, его можно с успехом измерять на взрывах.. В качестве, можно привести более десятка экспериментов на взрывах на руднике Мукулан примера [Булошников и др., 1987], со сто процентной повторяемостью появления цугов сигналов с крутыми фронтами через интервал времени от 40 до 150 секунд после взрыва, частично зарегистрированных на разных

измерительных линиях двумя приёмниками. Поскольку при такой задержке упругая волна от взрыва распространяется на расстояния, с которых нереально получить электромагнитный отклик, да и длительность пугов сигнала была значительной, то предположение о волне пластической деформации, порождающей сигналы, представляется наиболее вероятным.

Таким образом, мы можем разработать и проверить метод контроля малых вариаций НДС независимо, и приступить к наблюдению краткосрочных предвестников уже точно зная природу и степень надёжности выделяемых аномалий и используя чёткие формальные критерии их выделения.

В- третьих, как следует из вышеизложенного, вместо проблемы краткосрочного прогноза лежащей на стыке механики, сейсмологии, математики и геофизики, мы получаем более простую проблему, лежащую на стыке механики и геофизики.

Изменения НДС на пунктах наблюдения в процессе прохождения деформационной волны имеют небольшую амплитуду, проявляются несинхронно на разных пунктах наблюдения и могут быть отделены от вариаций деформации другой природы и однозначно проинтерпретированы только по характеру пространственно- временной динамики. Поэтому на этапе прогноза нам не удастся обойтись без развёртывания сетей геофизических наблюдений.

Для предсказания землетрясения необходимо знать закономерности краткосрочной стадии процесса подготовки землетрясения. Если вначале просто диагностировать наличие краткосрочной стадии, не пытаясь пока точно указать время и место, то это будет первым шагом по пути к разработке метода краткосрочного прогноза. Впоследствии, после накопления данных о закономерностях процесса подготовки на краткосрочной стадии можно будет перейти к детерминированному краткосрочному прогнозу землетрясений.

В заключение можно сформулировать общие требования, предъявляемые нами к свойствам геофизического метода, который может быть основой для краткосрочного прогноза: высокая чувствительность к вариации НДС, помехозащищённость, информативность, широкая распространённость механизма генерации эффекта, возможность контроля вариаций НДС конечного объёма породного массива, толерантность к условиям пункта наблюдения, низкая стоимость оборудования. Соответствие метода этим требованиям является необходимым, так как отсутствие любого из них значительно затрудняет и удорожает практическую реализацию прогноза.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Булошников А.М., Висковский А.Ю., Волкова Е.М., Гохберг М.Б., Гусева Т.В., Камшилин А.Н., Козлов А.М., Сидоров В.Л., Сковородкин Ю.П., Чирков Е.Б. Сейсмозлектромагнитные и деформационные эффекты при активном воздействии на геофизическую среду. М. 1987. Препринт №6 ИФЗ АН СССР. 34 с.
2. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения АН СССР. М.: Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта. 1991. 224 с.
3. Журков С. Н., Куксенко В.С., Петров В.А. Физические основы прогнозирования механического разрушения // ДАН. 1981. Т. 259. (6). С. 1350–1353.
4. Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. Основы, методика, реализация. М.: Наука. 2006. 256 с.
5. Классен К.Б. Основы измерений. Электронные методы и приборы в измерительной технике. М.: Постмаркет. 2000. 352 с.
6. Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука. 1978. 232 с.
7. Родкин М.В. Статистика кажущихся напряжений и проблема природы очага землетрясения // Физика Земли. 2001. №8. С. 53–63.
8. Родкин М.В. О режиме сейсмической активизации в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Физическая мезомеханика. 2008. 11. (1) С. 74–79.
9. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.
10. Трапезников Ю.А., Вольхин А.М., Щелочков Г.Г., Зейгарник В.А., Брагин В.Д., Кошкин Н.А., Туровский П.С., Геллер Е.Л., Орленко Н.Н. Основные результаты электромагнитных исследований по прогнозу землетрясений на полигонах ИВТАН // Прогноз землетрясений. 1989. (11). С. 264–274.



11. *Aceves R.L., Park S.K., Strauss D.J.* Statistical evaluation of the VAN method using the historic earthquake catalog in Greece // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. (11). P. 1425–1428.
12. *Bak P., Tang C., Wiesenfeld K.* Self-Organized Criticality: An Explanation of 1 Noise, // *Phys. Rev. Lett.* 1987. Vol. 59. (4). P. 381–384.
13. *Bak P.* How Nature Works. Springer-Verlag, New York, 1996, 212 p.
14. *Bakun W.H., Aagaard B., Dost B., Ellsworth W. L., Hardebeck J. L., Harris R. A., Ji C., Johnston M.J.S., Langbein J., Lienkaemper J.J., Michael A.J., Murray J.R., Nadeau R.M., Reasenber P.A., Reichle M.S., Roeloffs E. A., Shakal A., Simpson R. W., Waldhauser F.* Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 Parkfield earthquake // *Nature.* 2005. V. 437. (13). P. 969–974.
15. *Chirkov Ye. B.* The study of local sources of ULF geoelectric signals with steep fronts // *Annals of Geophysics.* V. 47. (1). February 2004. P. 213–227.
16. *Geller R.J., Jakson D.D., Kagan Y.Y., Mulrgia F.* Earthquakes Cannot Be Predicted // *Science.* 1997. V. 275. P. 1616–1617.
17. *Col J.-M., Chu J.J.* Early Warning Success for the 1976 Tangshan Earthquake: A Best Practice Integrating Public Administration and Science in Early Warning Systems for Natural Disaster Reduction. Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH 2003, DOI 10.1007/978-3-642-55903-7.
18. *Jordan T. H., Chen Yun-Tai, Gasparini P., Madariaga R., Main I., Marzoc-chi W., Papadopoulos G., Sobolev G., Yamaoka K., Zschau J.* Operational Earth-quake Forecasting State of Knowledge and Guidelines for Utilization Report by the International Commission on Earthquake Forecasting for Civil Protection. Rome. Italy 30 May 2011.
19. *Kagan Y.Y., Jakson D.* Probabalistic forecasting of earthquakes // *Geophys. J. Int.* 2000. (143). P. 438–453.
20. *Kagan Y.Y.* Worldwide earthquake forecasts, *Stoch Environ Res Risk Assess.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg (outside the USA) 2016. DOI 10.1007/s00477-016-1268-9.
21. *Langbein J. et al.* Preliminary report on the 28 September 2004 M 6.0 Parkfield, California earthquake // *Seism. R. Let.* 2005. V. 76. (1). P. 10–26.
22. *Mjachkin V.I. Brace W.F. Sobolev G.A., Dieterich J.H.* Two models for earthquake forerunners // *Pure. Appl. Geophys.* 1975. (113). P. 169–181.
23. *Nanjo K. Z.* Earthquake forecasts for the CSEP Japan experiment based on the RI algorithm // *Earth Planets Space.* 2011. (63). P. 261–274.
24. *Nanjo K. Z., Tsuruoka H. Yokoi S. Ogata Y., Falcone G., Hirata N., Ishigaki Y., Jordan T. H., Kasahara K., Obara K., Schorlemmer D., Shiomi K. and Zhuang J.* Predictability study on the aftershock sequence following the 2011 Tohoku-Oki, Japan, earthquake: first results // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 191. (2), P. 653–658.
25. *Seiya Uyeda.* What Should We Do? Earthquake Prediction of Japan 1 Chuou Kouron (The Central Public Opinion). Published on March 10, 2011 (a day before the 11 March super-giant Tohoku earthquake). <http://www.geocities.jp/EMSEV2012/Uyeda.html>.
26. *Viti M., Cenni N., Babbucci D., Mantovani E.* Earthquake Predictions In Italy by Probabalistic approaches: Main Limitations // *GNGTS 2014 sessione 2.1 001-502 V. 2.* P. 98–104.
27. *Wyss M.* Evaluation of Proposed Earthquake Precursors. AGU. Washington, DC. 1991. 94 p.
28. *Wyss M., Booth D.* The IASPEI procedure for the evaluation of earthquake precursors // *Geophysical Journal International.* 1997. (131). 423–424. 10.1111/j.1365-246X.1997.tb06587.x
29. *Wyss M.* Second round of evaluation of proposed earthquake precursors // *Pure and Applied Geophysics.* 1997a. (149). P. 3–16. 10.1007/BF00945158

## **РАЗДЕЛ 9. СТЕНДОВЫЕ ДОКЛАДЫ**



# СТРУКТУРА ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В ОКРЕСТНОСТЯХ ОЧАГА СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

О.И. Аптикаева

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, e-mail: aptikaevaoi@mail.ru

## Введение

Спитакское землетрясение произошло в сейсмически активной зоне с весьма плотной сетью стационарных сейсмических станций республиканских и союзных, кроме того, здесь была размещена сеть временных станций советских, французских и американских [Арефьев, 2003]. Таким образом, его афтершоки регистрировались 30-40 станциями, что, без сомнения, говорит о высокоточной их локации. Исследование сейсмического режима очаговой зоны выявило кластеризованность и сегментированность облака афтершоков. Эти пространственные особенности распределения сейсмичности в очаговой зоне принимались во внимание при построении модели очага Спитакского землетрясения [Haessler et al., 1992].

Подробно изучены афтершоковая активность, графики повторяемости и пространственное распределения дробности по афтершокам [Арефьев, 2003].

В предлагаемой работе рассматривается структура поля поглощения в очаговой зоне Спитакского землетрясения и ее окрестностях по коде землетрясений, которые произошли значительно позже сильного события. В этой связи сопоставление полученных результатов с сейсмотектонической обстановкой в эпицентральной зоне и окрестностях очага Спитакского землетрясения представляется интересным.

## Использованные материалы

В работе приводятся результаты изучения поля поглощения поперечных волн на глубинах более 130 км в окрестностях очага Спитакского землетрясения с использованием метода короткопериодной коды. Использованы записи более сотни землетрясений, локализованных в окрестностях очаговой зоны Спитакского землетрясения, зарегистрированных станциями KIV и GNI сети IRIS в 1989-2020 гг. Для большинства событий эпицентральные расстояния составили от 70 до 450 км. Эффективная добротность  $Q_S$  оценивалась по огибающим короткопериодной коды в интервале частот 1-1.6 Гц, на временах от  $t-t_0=2t_s$  ( $t_0$  – время в очаге,  $t_s$  – время вступления S-волны) до момента достижения амплитуды колебаний уровня микросейсмического фона.

В основе работ по изучению пространственно-временных неоднородностей поля поглощения в сейсмически активных районах [Аптикаева, Корничев, 1991] лежат экспериментальные данные, свидетельствующие о том, что определяющее влияние на формирование сейсмического волнового поля оказывает структура поля поглощения и, что кода местных землетрясений, в основном, сформирована поперечными волнами, отраженными от многочисленных слабых субгоризонтальных границ в земной коре и верхней мантии [Аптикаева, Корничев, 1992]. Согласно этой модели, на достаточно больших временах кода-волны сравнительно круто пересекают низы коры и верхи мантии и несут информацию о строении среды в области между эпицентром и станцией. Существование в этой области зон повышенного или пониженного поглощения S-волн отражается на характеристиках коды, приводя соответственно к заметному увеличению или уменьшению ее наклона, которые могут быть описаны выражением  $A(t) \sim \exp\left(-\frac{\pi t}{Q_S T}\right)/t$ , где  $A(t)$  – амплитуда коды в окрестностях

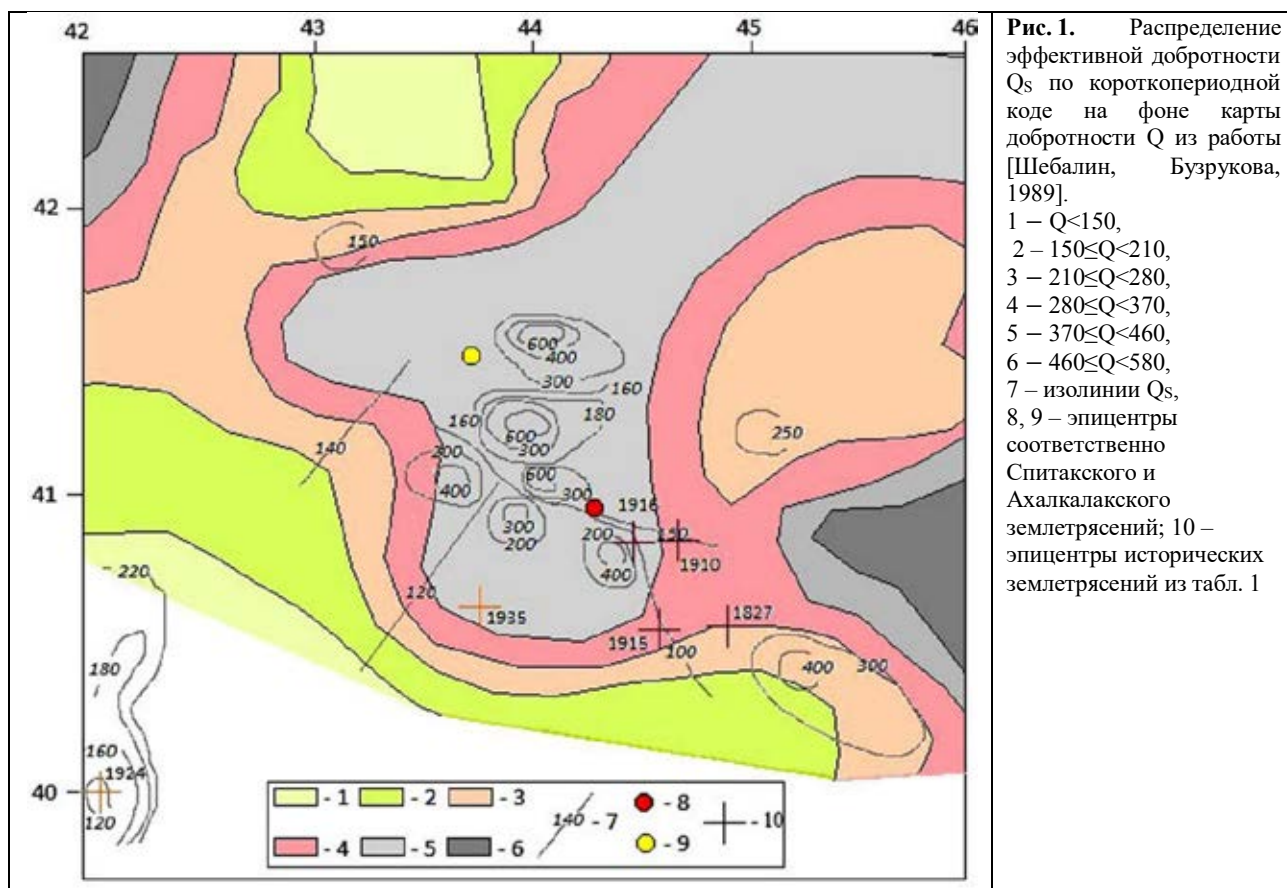
времени  $t$ ;  $Q_S$  – эффективная добротность;  $T$  – период колебаний.

В рамках выбранной нами модели по огибающим коды землетрясений, записанных удаленными от очага станциями, добротность оценивается на глубинах более 130 км (мощность земной коры на Кавказе варьирует в пределах 40-60 км [Балавадзе и др., 1966]). Распределение поля поглощения поперечных волн получено по имеющемуся набору огибающих коды для многих эпицентров землетрясений. Конкретные значения эффективной добротности приписывались эпицентрам событий.

## Распределение эффективной добротности

Как видно из рис. 1, поле поглощения поперечных волн в границах района исследований чрезвычайно неоднородно - выделяются небольшие блоки слабого поглощения, изометричные в

плане, в которых поглощение уменьшается в направлении от границ к центральным областям блоков, где добротность достигает 400-600. Вблизи очага Спитакского землетрясения зоны сильного поглощения линейно вытянуты, здесь  $Q_s \sim 100-150$ . Линейная зона сильного поглощения субширотного простирания, к которой приурочен очаг Спитакского землетрясения, пересекается двумя ослабленными субмеридиональными зонами, простирающимися в юго-западном и юго-восточном направлениях. Другая субширотная ослабленная зона, расположенная примерно в сорока километрах севернее первой ( $Q_s=160$ ), по всей видимости, распространяется дальше на запад, где пересекается еще с одной субмеридиональной зоной ( $Q_s=140$ ). На данном этапе исследований нет достаточных оснований это утверждать, но положение эпицентра Ахалкалакского землетрясения 1986 г. наводит на эту мысль.



На рис. 1 распределение эффективной добротности  $Q_s$  по коде показано на фоне карты добротности, полученной по макросейсмическим данным [Шебалин, Бузрукова, 1989]. Несмотря на то, что макросейсмический метод, как и метод короткопериодной коды, в первую очередь чувствителен к эффекту, создаваемому S-волнами, трудно ожидать безоговорочного сходства результатов исследований такой разной детальности. Тем не менее, можно констатировать, во-первых, совпадение диапазонов изменения добротности в пределах района исследований в том и в другом случае. Во-вторых, для центральной части района исследований в обоих случаях характерны максимальные значения добротности, совпадают также тенденции уменьшения добротности в юго-западном, юго-восточном и северо-западном направлениях.

В пределах очага Спитакского землетрясения в структуре поля поглощения выделяются три блока слабого поглощения с  $Q_s=300-600$ , разделенные линейными зонами сильного поглощения  $Q_s=100-160$  (рис. 2).

Заметим, что пространственное распределение скоростей продольных волн, полученное в результате исследования очаговой зоны Спитакского землетрясения методами сейсмической томографии по данным эпицентральных наблюдений, как и поле поглощения, характеризуется высокой степенью неоднородности [Арефьев и др., 2006]. Выявлены узкие полосы пониженной скорости сейсмических волн. В пределах этих зон значения  $V_p$  на 0.5 км/с ниже, чем в окружающих,

ненарушенных блоках коры. Они в виде узких карманов достигают горизонтов средней коры и местами наклонены под углом 60-70 .

### Связь поля поглощения с тектоникой и сейсмичностью

Сопоставляя структуру поля поглощения в очаговых зонах сильных землетрясений и в сейсмоактивных районах в целом, мы не раз убеждались в том, что выявленные линейные зоны сильного поглощения (ослабленные зоны) тяготеют к зонам активных разломов, например, [Artikaeva, 2020]. Эпицентральная область Спитакского землетрясения - не исключение. Здесь линейные ослабленные зоны трассируют активные тектонические разломы, как в случае Севано-Памбакского разлома, или, по крайней мере, не диссонируют с ними (рис.2), т.е. корни этих разломов могут простираться глубоко в мантию. Заметим, что зоны пониженной скорости, как и низкодобротные ослабленные зоны, сопровождают активные разломы.

В работе [Рогожин и др., 1991] отмечалось, что Севано-Памбакский (Севано-Акеринский) разлом фундамента, зона крупных глубинных нарушений, является главным глубинным тектоническим швом Малого Кавказа. Кроме Севано-Памбакского глубинного разлома и диагонально простирающегося с юго-востока Алаварского регионального разлома, по территории района пролегает мощная зона меридионального Арагац-Спитакского линеамента, являющегося одной из тектонических линий, ограничивающих Транскавказское поперечное поднятие. Направление простирания этой зоны совпадает с изолинией  $Q_s=100$ , уходящей от эпицентральной области практически на юг.

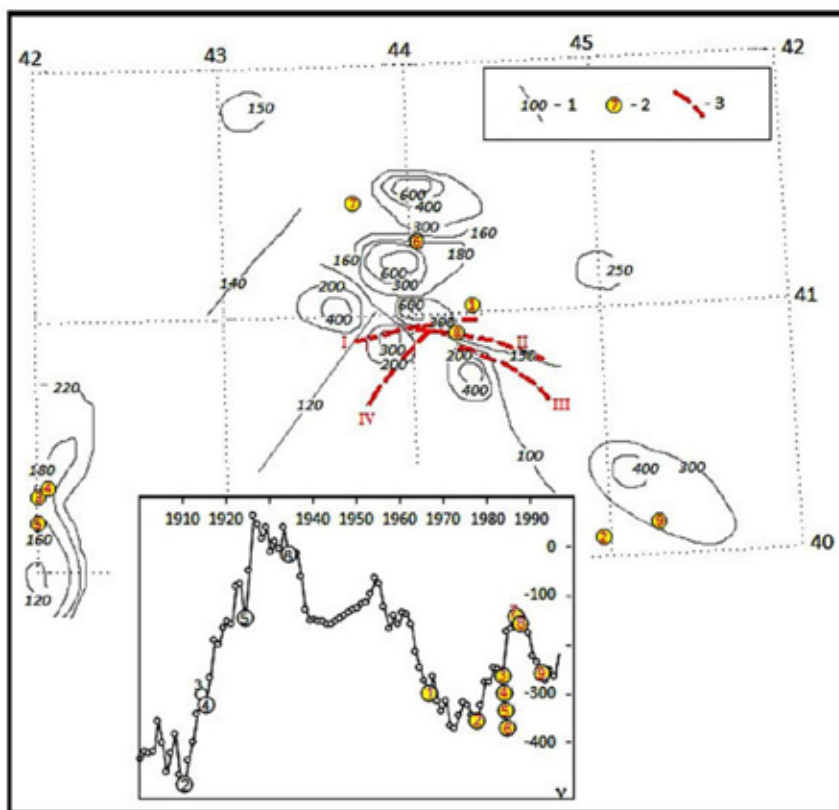


Рис. 2. Изолинии эффективной добротности  $Q_s$  (1); эпицентры землетрясений  $K>13$ , числа соответствуют номерам из табл.1 (2); основные активные разломы (3): I – Амасия-Саракамышский, II – Севано-Памбакский, III – Алаварский, IV – Ахурянский. На врезке моменты возникновения исторических землетрясений из табл.1 и землетрясений  $K>13$  из табл. 2 на фоне вариаций среднегодовых значений скорости вращения Земли по [Sidorenkov, 2009]

Судя по историческому каталогу [<http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/caucasus/catrudat.html>] в эпицентральной области Спитакского землетрясения 1988 г. и в прошлом имели место относительно сильные события (табл. 1). Они, конечно, не идут ни в какое сравнение со Спитакским землетрясением, их магнитуды оцениваются в диапазоне от 4.5 до 5.5. Вместе с тем, среди них есть и такие, значение которых, по мнению специалистов, недооценены. К таким землетрясениям относится Цахкадзорское (20.10.1827) землетрясение, которое произошло в 50 км юго-восточнее эпицентра землетрясения 1988 г. [Никонов, 1991] (рис. 1). Его интенсивность в эпицентре  $I_0=8.5\pm 0.5$  баллов, магнитуда, переопределенная по уравнению макросейсмического поля  $M=7\pm 0.3$ , а эпицентральная зона вытянута с северо-запада на юго-восток в согласии с Севано-Памбакской зоной глубинного разлома, на котором оно, по всей видимости, возникло [Никонов, 1991]. На рис. 1 и в табл. 1

приводятся еще несколько землетрясений меньшей энергии, на которые обращает внимание цитируемый автор.

**Таблица 1.** Параметры исторических землетрясений в окрестностях очаговой зоны Спитакского землетрясения по каталогу [<http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/caucasus/catrudat.html>]

№	Дата	Время	Широта, °	Долгота, °	Н, км	М	Название
1	20.10.1827	09:00:00	40.5	44.8	4	5.3	Цахкадзорское
2	08.03.1910	02:25:00	40.8	44.6	10	4.5	
3	01.04.1915	05:41:50	40.5	44.5	35	4.8	
4	14.11.1916	13:54:34	40.8	44.4	26	5.3	
5	13.09.1924	14:34:05	40.0	42.0	15	6.9	Эрзурумское
6	01.05.1935	10:24:00	40.6	43.7	23	6.2	Дигорское (II)

На рис. 2 показаны эпицентры землетрясений с  $K > 13$  из каталога [<http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/caucasus/catrudat.html>], которые произошли в течение 20 лет до и после Спитакского землетрясения в пределах района исследований (табл.2). Как видно, большинство из них тяготеют к зонам контакта добротных блоков.

**Таблица 2.** Параметры землетрясений с  $K > 13.0$  в окрестностях очаговой зоны Спитакского землетрясения по каталогу [<http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/caucasus/catrudat.html>]

№	Дата	Время	Широта, °	Долгота, °	Н, км	К	Название
1	30.01.1967	01:20:26	41.03	44.32	5	13.0	Спитакское
2	30.09.1977	16:50:37	40.08	44.96	10	13.0	
3	31.10.1983	00:11:28	40.30	42.00	10	13.2	
4	01.11.1983	18:03:21	40.30	42.00	25	13.1	
5	02.11.1983	00:15:11	40.20	42.00	25	13.5	
6	17.12.1983	00:14:19	41.22	44.01	20	13.0	
7	13.05.1986	08:44:01	41.45	43.70	10	13.7	Ахалкалакское
8	07.12.1988	07:41:23	40.92	44.23	7	16.5	Спитакское
9	09.12.1992	20:29:45	40.13	45.25	13	13.0	

Как показывают наблюдения, не только сильные землетрясения с  $M=6.0-7.5$ , но и землетрясения умеренной силы, приурочены к конкретным зонам [Рогожин, 2010] и происходят в одном и том же месте при сходных воздействиях внешних факторов [Аптикаева, 2012].

В качестве внешнего фактора, приводящего к перестройке блоковой структуры, нами рассматриваются вариации скорости вращения Земли. На врезке к рис. 2 видно, что моменты возникновения Спитакского и Ахалкалакского землетрясений приходятся на период максимальных среднегодовых значений скорости вращения Земли. В условиях роста скорости вращения Земли и сжатия ее поверхности малые блоки занимают наиболее компактное положение, при этом большой блок становится более консолидированным.

Небольшие добротные блоки в очаговой зоне Спитакского землетрясения, скорее всего, консолидировались в единый крупный блок, способный накопить энергию, достаточную для реализации землетрясения такой силы. Аналогичные ситуации неоднократно рассматривались автором, например, в [Аптикаева, 2012].

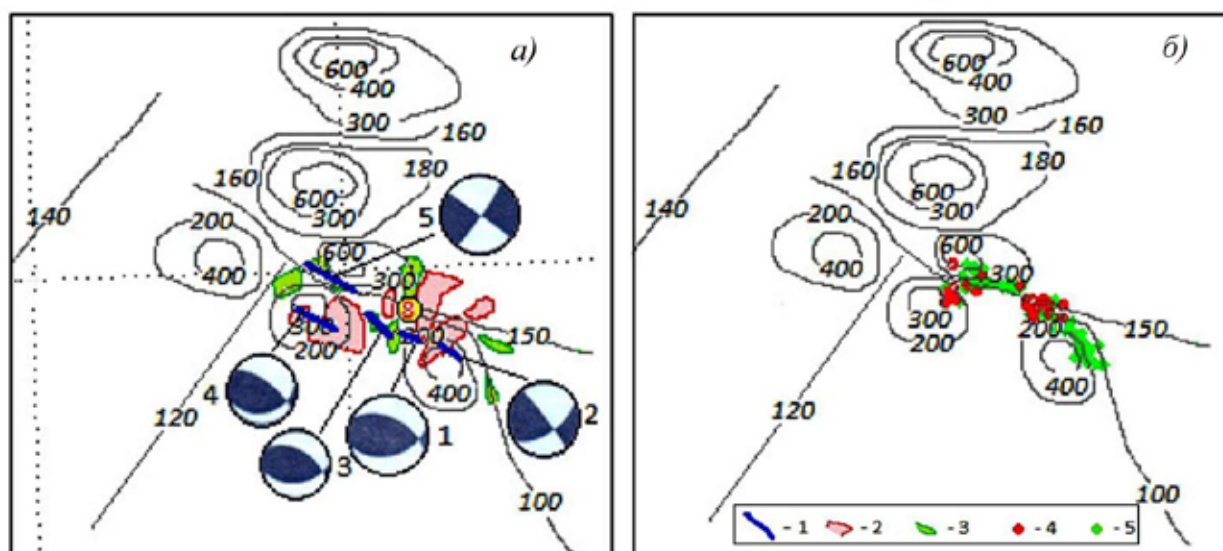
Обращает на себя внимание, что среди землетрясений с  $K > 13$  есть и такие, которые локализованы в пределах обширных низкодобротных зон на юго-западе (№ 3, 4, 5) и юго-востоке района исследований (№ 2 и № 9). Моменты возникновения событий № 2 и № 9 приходятся на периоды низких значений среднегодовой скорости вращения Земли. Та же тенденция характерна и для исторических землетрясений из табл. 1 – землетрясения № 2, 3, 4, которые произошли с 1910 по 1915 гг. при низких значениях среднегодовой скорости вращения Земли, локализованы в низкодобротных зонах.

Еще один пример. Землетрясения № 3, 4, 5 хоть и произошли в 1983 г. на фоне роста скорости вращения Земли, могут быть связаны с ее глубокой продолжительной отрицательной сезонной аномалией. Заметим, что аномально продолжительный период сезонного минимума скорости

вращения Земли в 1983 г., который можно отнести к фактору планетарного характера, повлиявшему на процесс аккомодации геоматериала, неоднократно связывался с аномальными вариациями сейсмичности, например, [Горькавый, 1999] и поля поглощения, например, [Аптикаева, 2012]. Аналог этой ситуации из исторического каталога – Эрзурумское землетрясение 1924 г., локализованное в той же ослабленной зоне, что и описанные выше три события 1983 г., а момент его возникновения связан с резким уменьшением среднегодовой скорости вращения Земли на фоне ее устойчивого роста.

В условиях уменьшения среднегодовых значений скорости вращения Земли относительно консолидированные объемы, где малые блоки связаны между собой сухими межблоковыми перемычками ослабленных зон, постепенно насыщаясь флюидами, поступающими из подстилающих и смежных флюидонасыщенных слоев, переходят в деконсолидированное состояние. Примечательно в этой связи, что наиболее сильные землетрясения в ослабленных зонах происходят на минимуме скорости вращения Земли, наличие на больших глубинах в мантии обширной зоны маловязкого материала, может способствовать реализации такого сценария деконсолидации блоков.

Как следует из анализа результатов полевых исследований (выхода разрыва, поверхностных деформаций и афтершоков, записанных сетью временных сейсмических станций), очаг Спитакского землетрясения состоит, по крайней мере, из пяти субочагов [Haessler et al., 1992] (рис. 3, а). Ориентировка и характер строения Памбакских впадин указывают на присутствие в движениях по предполагаемому глубинному разлому правосдвиговой составляющей. Взбросовая составляющая в механизме очага Спитакского землетрясения и его афтершоков свидетельствует об условиях субмеридионального регионального сжатия. Положение субочагов с разными механизмами относительно структуры поля поглощения, представляется неслучайным, по крайней мере, тип движений в наиболее ослабленных зонах на северо-западе и юго-востоке очаговой зоны - сдвиг.



**Рис. 3.** Локализация субочагов Спитакского землетрясения (а) и эпицентров его афтершоков с различными типами движений (б) на фоне поля поглощения: 1 – положение субочагов; 2, 3 – области соответственно минимальных ( $\gamma=0.2-0.3$ ) и максимальных ( $\gamma=0.7-0.8$ ) значений добротности по [Арефьев, 2003]; 4, 5 – эпицентры афтершоков, механизмы которых соответственно взбросы и сдвиги

Среди 420 афтершоков Спитакского землетрясения, для которых определялись механизмы очагов, имеют место все типы движений, но преобладают среди них сдвиги и взбросы [Арефьев, 2003]. На рис. 3, б приведено пространственное распределение афтершоков преобладающих типов движений (сдвигов и взбросов). При том, что картина их распределения мозаична, можно выделить несколько кластеров, где подавляющее большинство очагов афтершоков имеют один и тот же механизм. Наиболее очевидные примеры - линейный кластер в юго-восточной части очаговой зоны, где локализованы очаги землетрясений с механизмом сдвиг, здесь же прослеживается линейно-вытянутая зона минимальных значений эффективной добротности. За ней в северо-западном направлении следует изометричная в плане зона, где преимущественным механизмом является взброс. Она ассоциируется с зоной контакта двух добротных блоков.

В работе [Арефьев, 2003] отмечается, что пространственное распределение сейсмичности в окрестностях Спитакского землетрясения демонстрирует сложный характер взаимодействия этого сильнейшего землетрясения Закавказья и уникального сейсмически высокоактивного района –



Джавахетского нагорья, который примыкает с севера к району Спитакского землетрясения и вмещает часть его афтершоков. Перед Спитакским землетрясением (с 1984 г. до Ахалкалакского землетрясения 1986 г.) в обширной области, включающей его эпицентральной зону и район Джавахетского нагорья, отмечается глубокое сейсмическое затишье и характерный бухтообразный ход графика дробности. После Ахалкалакского землетрясения, в результате активизации его афтершоковой зоны, площадь зоны затишья сократилась. Но к моменту возникновения Спитакского землетрясения зона затишья стала еще обширнее, чем до Ахалкалакского землетрясения. Немногочисленные события в Джавахетской зоне локализованы в узких ослабленных зонах, расположенных между блоками, расположенными севернее эпицентральной зоны будущего сильного события. В течение 1989-1991 гг., по мере сокращения афтершоковой активности Спитакского землетрясения, южнее его эпицентральной зоны снова образовалась зона затишья. При этом сейсмичность смещалась в ослабленные зоны на запад и, особенно, на юг от эпицентральной зоны Спитакского землетрясения, где сложились условия для относительно сильных событий, таких как землетрясения №9 из табл.2.

Как известно, термин сейсмическая дробность используется для обозначения величины тангенса угла наклона графика повторяемости ( $\gamma$ ). Известно также, что вклад раздробленности среды в величину  $\gamma$  является определяющим, хотя и не единственным [Арефьев и др., 1987]. В этой связи отметим, что структура поля поглощения поперечных волн в очаге Спитакского землетрясения (в мантии) очень похожа на картину пространственного распределения дробности (параметра, характеризующего раздробленность коры) (рис.3, а) [Арефьев, 2003]. В частности, кластеры с повышенной дробностью ассоциируются с низкооборотными зонами в мантии, а добротным блокам соответствуют кластеры с меньшей дробностью.

В предыдущих работах автора было показано, что очаговым зонам сильнейших землетрясений соответствуют области максимального контраста поглощения в коре и верхах мантии [Аптикаева, Копничев, 1992; Аптикаева, 2012]. Возможность генерации в таких районах сильных землетрясений связывалась с наличием ослабленных зон маловязкого материала, расположенных непосредственно под сравнительно тонкой раздробленной корой, что облегчает относительное перемещение контактирующих по этим зонам блоков литосферы. Описанные здесь данные, по всей видимости, не противоречат результатам изучения поля поглощения поперечных волн в других сейсмоактивных районах.

## Выводы

Рассмотрена структура поля поглощения поперечных волн в очаговой зоне Спитакского землетрясения и ее окрестностях с использованием метода короткопериодной коды.

Выявлено, что в пределах очага Спитакского землетрясения в поле поглощения выделяются три блока слабого поглощения с  $Q_s=300-600$ , разделенных линейными зонами сильного поглощения  $Q_s=100-160$ . Эпицентр главного толчка локализован в месте максимального контраста поглощения.

Положение и механизмы субочагов Спитакского землетрясения на фоне неоднородностей поля поглощения, а также локализация и механизмы его афтершоков, представляются неслучайным - среди землетрясений, локализованных в ослабленных зонах, преобладают сдвиги, а в зонах контакта добротных блоков - взбросы.

Линейные ослабленные зоны трассируют активные тектонические разломы, т.е. корни этих разломов могут простираются глубоко в мантию.

Полученные результаты согласуются с пространственным распределением скоростей продольных волн, полученным методами сейсмической томографии по данным эпицентральных наблюдений.

Рассмотрены примеры, свидетельствующие в пользу вывода о том, что не только сильные землетрясения с  $M=6.0-7.5$ , но и землетрясения умеренной силы происходят, как правило, в одном и том же месте при сходных воздействиях внешних факторов, в качестве внешнего фактора при этом рассматривается уровень среднегодовой скорости вращения Земли.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аптикаева О.И., Копничев Ю.Ф. Детальное картирование литосферы и астеносферы Гармского района по поглощению поперечных волн // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5-6. С.101-118.
2. Аптикаева О.И. Вариации блоковой структуры и сейсмичности Гармского района на фоне неравномерности вращения Земли // Вопросы инженерной сейсмологии. 2012. № 4. С.55-65.

3. *Арефьев С.С.* Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: Академкнига, 2003. 375 с.
4. *Арефьев С.С., Рогожин Е.А., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В., Дорбат К.* Глубинная структура и томографическое изображение очаговых зон сильных землетрясений // *Физика Земли*. 2006. (10). С. 65–80.
5. *Арефьев С.С., Татевосян Р.Э., Шебалин Н.В.* О внутренней структуре сейсмичности Кавказа // *Вопросы инженерной сейсмологии*. Вып. 28. Сильные землетрясения и сейсмические воздействия. М.: Наука. 1987. С. 126–146.
6. *Балавадзе Б.К., Твалтвадзе Г.К., Шенгелая Г.Ш., Сихарулидзе Д.И., Картвелишвили К.М.* Геофизические исследования земной коры и верхней мантии в области Кавказа // *Геотектоника*. 1966. (3). С. 30–40.
7. *Горькавый Н.Н., Левицкий Л.С., Тайдакова Т.А., Трапезников Ю.А., Фридман А.М.* О зависимости корреляции между региональной сейсмичностью Земли и неравномерностью ее вращения от глубины очагов землетрясений // *Физика Земли*. 1999. (10). С. 52–66.
8. *Никонов А.А.* Разрушительные землетрясения в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 1988 г. в прошлом // *Физика Земли*. 1991. (12). С. 3–16.
9. *Рогожин Е. А., Рыбаков Л. Н., Богачкин Б. М., Борисов Б. А.* Поверхностные нарушения, отражающие характер подвижки в очаге Спитакского землетрясения // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 1991. (32). С. 45–59.
10. *Рогожин Е.А.* Реконструкция долговременного сейсмического режима с использованием палеосейсмических данных // *Экстремальные природные явления и катастрофы*. Т.1 Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 44–64.
11. *Шебалин Н.В., Бузрукова Д.И.* Затухание сейсмических сотрясений и добротности среды // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 1989. (30). С. 63–72.
12. *Aptikaeva, O.I. and Koprnichev, Yu.F.* Fine structure of the lithosphere and asthenosphere in the Garm area and its relationship to seismicity// *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*. 1991. V. 317. (3). P. 326–330.
13. *Aptikaeva O. I.* S-Wave Attenuation Field and Seismotectonics of Eastern Anatolia // *Seismic Instrument*. 2020. V. 56, (1). P. 106–120.
14. *Haessler H., Dechamps A., Dufumier H., Fuenzalida H., Cisternas A.* The rupture process of the Armenia earthquake from broad-band teleseismic body wave records // *Geophys. J. Intern*. 1992. V. 109. P. 151–161.
15. *Sidorenkov N.S.* The interaction between Earth's rotation and geophysical processes. Weinheim. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, 2009. 317 p. (Table D.1).

## ВЛИЯНИЕ ВАРИАЦИИ ОБЪЕМА ВОДЫ В ВОДОХРАНИЛИЩЕ НА ИЗМЕНЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА МЕСТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Ф.Р. Артиков, Л.А. Хамидов, С.Г. Анварова

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз, Ташкент, e-mail: hamidov\_l@mail.ru

Многолетними исследованиями на геодинамических полигонах показано, что деформационные процессы наблюдаются повсеместно и даже на древних платформах и в сейсмически спокойных регионах. В ряда случаев они происходят в результате техногенных влияний человека на сейсмоэкологическое состояние природы, существенно изменяя сейсмичность и вызывая возбужденные землетрясения. Поэтому выявление возможного влияния эксплуатационного режима водохранилищ на состояние локальной сейсмичности является достаточно востребованным. Исследования в ближних зонах Чарвакского, Тупалангского, Гиссаракского и др. крупных водохранилищ Узбекистана показали, что массивы горных пород отличаются особенностями их залегания и степенью их нарушенности. Согласно инженерно-геологических исследований, они также отличаются минералогическим составом, текстурой и пористостью горных пород, наличием в них включений, их связью с твёрдыми составляющими, а также показателями геомеханического (действующие силы, напряжения и деформации гравитационного, тектонического и техногенного происхождения) и физического состояния (эрозионные процессы и др.) [Хамидов, Зиявитдинов 2010; Ёдгоров, 2017].

Известно, что данные о напряженном состоянии тектонических структур земной коры являются основой локальной геодинамики зон активного влияния водохранилищ. Определение их чрезвычайно необходимо для решения задач оценки сейсмической опасности, прогноза образования микросейсмических нагрузок [Идармачев, 2014; Хамидов, 2017]. В период исследований увеличилось количество местных очагов землетрясений в зонах возможного деформационного влияния водохранилищ Узбекистана. Повьисилась точность их определения в связи с вводом в действие цифровых преобразователей, станций и переходом на компьютерную обработку данных. Накоплен большой статистический материал о частотах колебаний горных массивов, примыкающих к водохранилищам Чарвак, Гиссарак и Тупаланг. Кроме того, получены первые результаты о характере напряженно-деформированного состояния не исследованных ранее районов этих водохранилищ [Хамидов, 2017]. Выявлено вторичное поле напряжений, которое формируется за счет интенсивной эксплуатации водохранилища и заполнения пустот в горном массиве водой и за счет нарушения изостатического равновесия вследствие стока больших объемов воды в разные времена года [Ёдгоров, 2017; Хамидов, 2017].

В зависимости от существующих представлений о строении верхней части земной коры геомеханическая модель ее участка, подверженного техногенному воздействию может быть представлена по разному. Либо нижним полупространством бесконечных размеров по площади и глубине, либо в соответствии с тектоническими условиями, в виде полуплоскости с разрывными нарушениями конечной длины и конечных размеров в плане, находящейся в основании водохранилищ. В краевых задачах граничные условия, сформулированные в работах [Хамидов, Адилов, 2009, Хамидов, 2017] геомеханической модели включают возможную вариацию объема воды, боковые горизонтальные силы и концентраторы напряжений. На участке чаши при оттоке, в карьере или зоне уменьшения давления, происходит разгрузка граничных массивов, а на стоке массив нагружается, вызывая возникновение момента сил в граничном массиве. Боковые горизонтальные силы состоят из горизонтальных тектонических сил, одинаковых по глубине и бокового распора от гравитационных сил, пропорциональных глубине. Техногенные силы соответствуют возможной вариации веса воды, изменяющегося во времени при ее эксплуатации. Результат расчета максимальных и средних перемещений земной поверхности для наиболее характерных нагрузок Пачкамарского, Гиссаракского, Чарвакского и Тупалангского водохранилищ в осредненных значениях увеличения объема воды приведены в табл. 1.

Уровень вертикальных перемещений при техногенной нагрузке сопоставим с перемещениями, полученными по результатам геодезических съемок в районах возможного проявления наведенных землетрясений, связанных с эксплуатацией водохранилищ [Корешков, 1986; Алимухамедов, 2014]. При этом необходим учет двух особенностей нагружений земной коры при техногенном воздействии от эксплуатации водохранилищ. Во-первых, глубины чаши крупных водохранилищ в 2-2,5 раза превышают глубину средних водохранилищ Узбекистана, что с учетом плотности пород вызывает в

5-6 раз большие удельные нагрузки. Во-вторых, часть выпущенной воды из них размываются на близкую прилегающую территорию, что вызывает разгрузку в противоположном направлении нагрузки.

**Таблица 1.** Максимальные перемещения земной поверхности водохранилищ

Техногенная нагрузка, в тоннах	Высота плотины, в метрах	Начальные смещения береговых склонов, в мм	
		при полном заполнении	при заполнении на половину
Пачкамар до $0.250 \cdot 10^9$	71	2,264	1,237
Гиссарак до $0.175 \cdot 10^9$	138	2,634	1,582
Чарвак до $2.0 \cdot 10^9$	168	3,232	2,674
Тупаланг до $0.500 \cdot 10^9$	180	13,184	10,621

В микроплитах, соизмеримыми площадью зеркала водохранилища, и находящихся в зоне деформационного влияния водохранилищ существует реальная возможность к возникновению более высоких деформаций при режимном техногенном воздействии. В зависимости от сочетания множества факторов они могут происходить либо в динамической форме в виде землетрясений, либо в виде криповых перемещений по имеющимся структурным нарушениям. Обе формы представляют опасность для окружающих объектов. При исследовании деформации трещин горных массивов непосредственно от границы водохранилища и далее основными показателями являются физико-механические свойства самих горных массивов, слагающих эту границу. Существующая классификация этих свойств очень ограничена. Практически нет регламентирующих норм по определению сжимаемости. Например, классификация слагающих породных мелко блочных массивов по водопроницаемости характеризуется ориентировочными данными [Ёдгоров, 2017; Алимухамедов, 2014].

При исследовании для Гиссаракской и Тупалангской зон площадного распределения типов подвижек со значимой энергией ( $K \geq 8$ ) выявляется сложность картины деформированного состояния в ближней зоне регионов. Зоны простого сдвига чередуются с зонами сжатия и растяжения. Например, устанавливается, что наиболее представительными типами подвижек в очагах микроземлетрясений в Западном Тянь-Шане для зоны влияния Чарвакского водохранилища по простиранию Каржантауской флексуры являются надвиги и сдвиго-надвиги по плоскостям разрывов, согласующимся с важнейшими рельефообразующими разломами. В очагах локальных землетрясений Южного Узбекистана преобладают сдвиговые, сдвиго-сбросовые или сдвиго-взбросовые подвижки по плоскости северо-западного простирания. В очагах центральной части Гиссарских гор характеризуются сдвиговой микроподвижкой (либо с незначительной взбросовой компонентой) при ориентации одной из нодальных плоскостей на север, северо-запад, второй – на юг, юго-восток. Получены данные о характеристиках разрушения для слабых землетрясений исследуемых объектов, которые свидетельствуют о сдвиго-сбросовом типе подвижек по плоскостям северо-западного, либо северо-восточного простирания. Распределение типов подвижек по глубине исследовано для территории Гиссаракского и Тупалангского водохранилищ и вблизи горных регионов. В последнем диапазон глубин составляет от 2 до 5 км, а в отдельных районах – более 10 км. Установлено, что в районе Шаргун-Сариасия и Байсун-Гисар с увеличением глубины повышается количество не сильных взбросовых типов подвижек. В регионе Северного Гиссарака на глубинах  $h > 2$  км наблюдается тенденция роста более крупных нарушений со сдвиговой и сбросовой составляющей подвижек. В качестве информативного параметра рассматривался угол погружения оси сжатия, так как разномасштабными исследованиями (геологическими, геодезическими, сейсмологическими) установлено преобладание на Южном Тянь-Шане близ горизонтального субмеридионального сжатия, определяющего тем самым подвижки в микроочагах землетрясений типа надвиг или сдвиг (в зависимости от ориентации оси растяжения). Анализ показал, что положение оси сжатия на средних расстояниях от водохранилищ в пределах от 2 до 8 км испытывает близкие к периодическим изменения.

При этом разрывы средней длины (от 10 до 100 м) происходят при увеличении объема водохранилищ (усилении субгоризонтального сжатия). Во многих местах положение оси сжатия приближается к горизонтальному. Особенно в зоне Чарвакского водохранилища это наблюдалось в 3-4 км к северу и 2-4 км к югу от Чарвакского водохранилища. Но наиболее сильные землетрясения ( $M > 6,5$ ) происходят в условиях, когда ось сжатия начинает отклоняться от горизонтального

положения ( $i > 20^\circ$ ). С увеличением угла погружения количество землетрясений в зоне Чарвакского водохранилища убывает. Наблюдается некоторое увеличение количества землетрясений при углах  $65^\circ$ - $75^\circ$ . Рассмотрено всего 70 событий. Максимальное количество этих событий произошло при малом угле погружения. Тогда можно принять, что на Западном Тянь-Шане процесс дополнительного деформирования происходит при некоторых определённых углах погружения оси сжатия, а именно: субгоризонтальное положение оси сжатия ( $0^\circ$ - $16^\circ$  от горизонта), средние углы погружения ( $20^\circ$ - $40^\circ$ ) и крутые углы (больше  $60^\circ$ ). Распределение количества землетрясений в зависимости от азимута для каждого из этих интервалов показывает слабую тенденцию к большему отклонению азимута от меридиана при увеличении угла погружения. Исследования, проведенные на таких водохранилищах, как Чарвакское (Узбекистан), Нурекское (Таджикистан), Ингури (Грузия), гравитационной плотине Капанда (Ангола), показали, что после заполнения водохранилища и при сезонных колебаниях его уровня происходит подъем береговых массивов в верхнем и нижнем бьефах [Корешков, 1986; Тимофеев, 1997; Chopra, 2006; Gaziev, 1983].

Например, в зоне влияния Чарвакского водохранилища первое опускание было зафиксировано 1974 году в период его начального заполнения [Корешков, 1986; Хамидов, 2017]. Установлено, что в период заполнения водохранилища Чарвак опускание земной поверхности в северо-западной и северо-восточной частях водохранилища (пос.Сыджак, р.Пискем) на величину около 2 см относительно фундаментального репера, расположенного в 0,5 км к западу от плотины. Результаты нивелирования 1978 и 1974 гг. указывают на относительное поднятие до  $+15 \pm 3$  мм на некоторых участках земной поверхности в северной и северо-восточной части водохранилища и опускание отдельных участков до  $-15 \pm 8$  мм в южной части. Повышенные градиенты превышений порядка  $2 \cdot 10^{-6}$  и более, характеризующие контрастность вертикальных движений земной коры один из возможных признаков возможной наведенности землетрясений в районах Сыджак, Богустан, Бричмулла и Юсупхана. В дальнейшем, по мере развития процесса осадки ложа водохранилища, этот подъем берега прекратился, и началось его повышение. Так же как в [Идармачев, 2014] это свидетельствует о том, что наиболее ощутимые изменения смещений скального массива случаются в период первого заполнения водохранилища (примерно в течение первого года после заполнения), когда происходит первое насыщение трещин вмещающего скального массива водой из водохранилища [Корешков, 1986; Алимухамедов, 2014]. Чем выше плотина, тем под большим напором в трещины проникает вода, и когда взвешивающее давление становится равным прочности трещинообразования массива, начинается рост длины трещин, приводящий в свою очередь к росту, взвешивающего давления [Корешков, 1986].

Перестройка напряженно-деформированного и фильтрационного состояния массива в результате колебаний уровня водохранилища в процессе его эксплуатации приводит также к интенсификации суффозионных процессов и к образованию зон со снижающейся прочностью вследствие циклических изменений знака напряжений. При быстрой выработке водохранилища в массиве могут возникнуть зоны избыточного трещинного давления, в которых развиваются процессы разрушения массива [Хамидов, 2010; Тимофеев, 1997; Chopra, 2006; Gaziev, 1983].

Исследования вариации параметров графика повторяемости, изменение угла наклона повторяемости, сейсмической активности, изменение максимума энергетических классов в районах водохранилищ Южного Узбекистана, рассчитанных по представительным сейсмологическим данным, показали, что возможность существования признаков техногенного влияния на геодинамику местности и фоновую сейсмичность региона достаточно высока [LutfullaKh, 2012; Gupta, 2002; Dams, 2000]. Поэтому выделение локальной техногенной части от общей фоновой сейсмичности требует определение распределения слабых землетрясений в ближних зонах техногенных объектов [LutfullaKh, 2012].

Исследование случаев возбужденных землетрясений, вызванных эксплуатацией водохранилищ, изложенных в работах [Хамидов, Зиявитдинов, 2010; Ёдгоров, 2017; Хамидов, 2017], позволил установить ряд эмпирических обобщений, учитывающих разнообразия условий геологического строения различных водохранилищ Южного Узбекистана. Большинство эпицентров группируются в зоны, контролируемые структурными особенностями конкретного района: распределением разломов, зон трещиноватости, простиранием структур и т.п. [Алимухамедов, 2014]. Специфичность изучения влияния техногенного фактора на сейсмичность заключается в том, что в районе каждого объекта требуется разбивка локальной сейсмической сети, для регистрации местных землетрясений включая слабые. Существующая региональная сеть сейсмических станций Республики Узбекистан позволяет получать данные о землетрясениях  $K \geq 9$ , где  $K$  - энергетический класс. Чтобы получить необходимую информацию, в районах расположения техногенных объектов, необходимо добиться регистрации

землетрясений меньших энергетических классов (хотя бы от  $K \geq 7$ ). С другой стороны необходимо учесть, что определение вариации сейсмической активности  $A_{10}$  и наклона графика повторяемости  $\gamma$  основано на повторяемости землетрясений как фундаментальном свойстве сейсмического процесса. Их использование связано, в частности, с наблюдаемым иногда уменьшением наклона графика повторяемости перед сильными событиями. Наклон графика повторяемости рассчитывается исходя из непрерывного экспоненциального распределения землетрясений по классам. Исторически известно, что в радиусе до 100 км района Гиссаракского водохранилища происходили сильные и разрушительные землетрясения, такие как Каратагское 1907 года силой 9-10 баллов по шкале MSK (магнитуда  $M=7.3$ ; эпицентр расположен в 70 км), Байсунское 1935 года силой 8-9 баллов (в 40-60 км к югу от водохранилища, с  $M=6.2$ ) и Чуянчинское 1911 года силой 8 баллов (в 90-100 км к востоку от водохранилища, с  $M=6.1$ ). Сейсмические исследования, проведенные ранее в период 1973-1981 годов, и в последующие годы показали, что территория Южного Узбекистана характеризуется высокой сейсмичностью, где могут происходить землетрясения силой 8 баллов ( $M \geq 7$ ).

Для определения распределения землетрясений в ближней зоне водохранилища предварительно определены параметры сейсмических источников: время в очаге, координаты эпицентров, глубины гипоцентров и магнитуды, а также пополнение местного каталога о землетрясениях в ближних зонах Гиссаракского водохранилища. На основе распределения землетрясений, оценки их параметров (сейсмической активности, максимальной магнитуды землетрясения) можно контурами выделить потенциально сейсмические зоны и оценить уровень сейсмического риска. В мониторинг параметров сейсмичности локальных участков и ближних зон Гиссаракского водохранилища включены: оценка уровня региональной сейсмичности по действующей шкале; построение схем площадного распределения местных и региональных землетрясений; активность  $A_{10}$ ; наклон графика повторяемости землетрясений. В районе водохранилища наблюдается увеличение количества слабых толчков, которые в период максимального заполнения резко увеличиваются. Происходит активизация местных слабых землетрясений. Воздействие водохранилища проявляется в нарушении естественного фонового порядка разрядки напряжений, накопленных в земной коре района, в перераспределении компонент полей напряжений, в изменении периода повторяемости землетрясений различных классов. Тупалангского водохранилища расположена в южной части Гиссарского горного хребта в ближней зоне Южно-Тянь-Шанского разлома и в переходной зоне к Памирскому орогену. Она ограничена хребтами с запада Сурхантау и с востока Мачетли. Анализ сейсмических наблюдений, проведенные в период 1973-1981 гг, и в последующие годы показали, что территория характеризуется высокой сейсмичностью, где могут происходить землетрясения силой 9 баллов ( $M \geq 7$ ). Исследованиями на территориях водохранилищ установлено, что землетрясения силой 7, 8 и 9 баллов ( $M \geq 5$ ) имеют тенденцию повторения один раз в 300 лет, 1000 лет и 4000 лет. Створ плотины расположен в зоне 8 и 9 балльной сейсмической интенсивности. При изучении изменения максимальных сбросов напряжений на разных расстояниях при малом изменении осредненного объема водохранилища Тупаланг выявлено, что при падении уровня воды в водохранилище от 1,8 до 2,4% количество землетрясений снижаются интенсивнее, чем при изменении стандартного объема от 0,5 до 1%.

В рис. 1 показано распределение землетрясений вблизи Тупалангского водохранилища согласно Каталогу местных землетрясений в радиусе до 150 км для этого района за первые три квартала 2017 года (центр координат ТПЛ ВДХ:  $38^{\circ}37'2''N$   $67^{\circ}48'35''E$ ). Для сравнительного анализа в рис. 2 показано распределение землетрясений в этой же зоне за первые два квартала 2015 года.

Землетрясения в районе Тупалангского водохранилища изучаются давно. Однако накопление систематических сведений о них начато лишь с открытием сети сейсмических станций. Можно полагать, что увеличение  $\gamma$  связано с усилением слабой сейсмичности в области будущего сильного землетрясения, а последующее уменьшение вызвано объединением разрывов и образованием более крупных. Анализ значений наклона графика повторяемости  $\gamma$  показывает, что расхождение в значениях  $\gamma$  лежит в пределах ошибок. Это позволяет считать, что до создания водохранилища в исследуемом районе среднее долговременное значение параметра  $\gamma$  графика повторяемости существенно не изменялось.

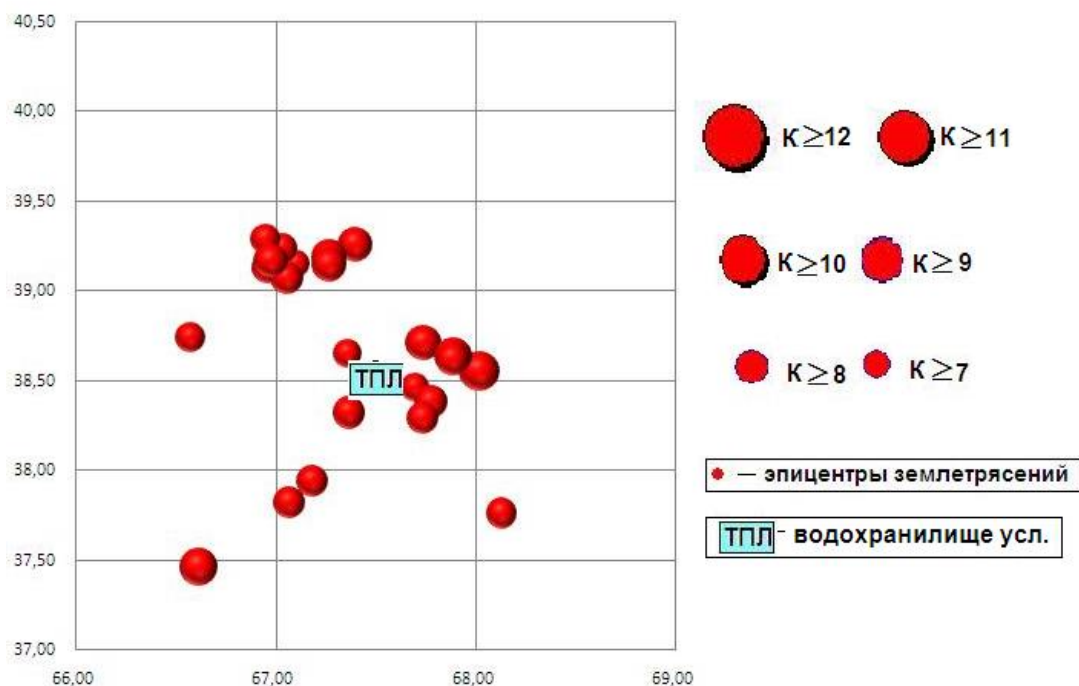


Рис. 1. Распределение землетрясений в радиусе 150 км от водохранилища Тупаланг в 2017 году.

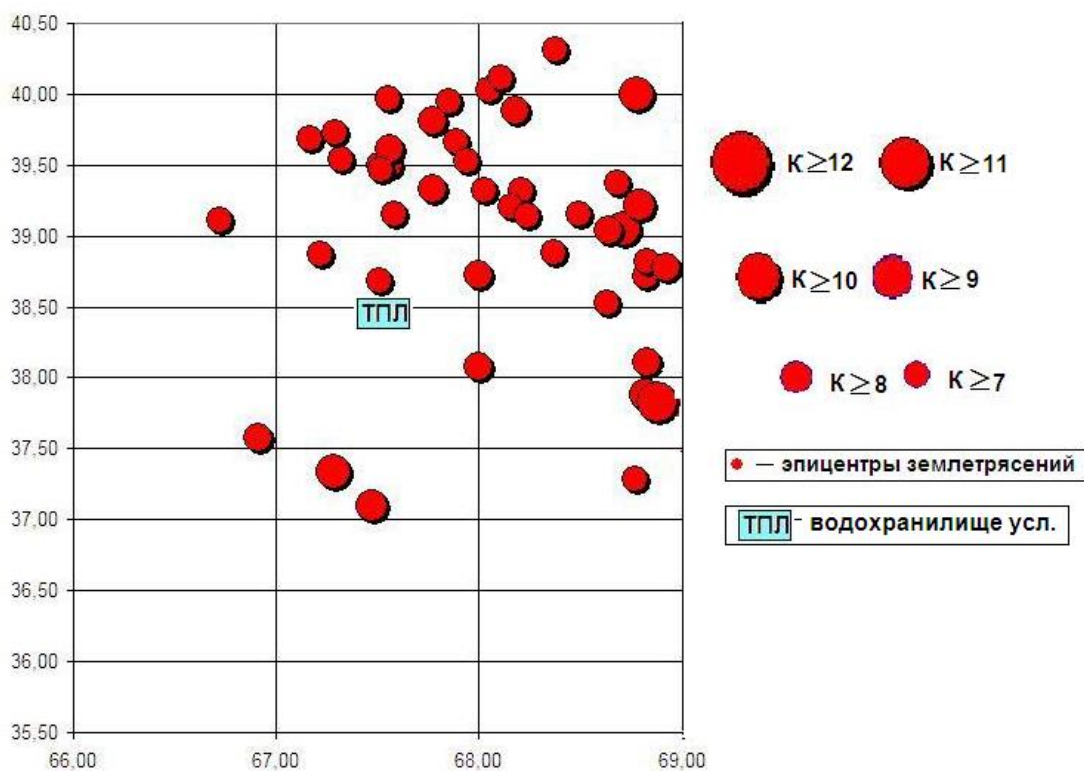


Рис. 2. Распределение землетрясений в радиусе 150 км. от водохранилища Тупаланг в 2015 году.

За последний период в районах Гиссарак и Тупаланг сопровождалось увеличением землетрясений с  $K \leq 8$  и скоплением этих очагов в локальных зонах местных разломов. Анализ проявления слабой сейсмичности исследуемой площади показывает, что в период максимального заполнения водохранилищ наблюдается увеличение количества слабых местных землетрясений в ближних зонах. Энергетический класс слабых толчков примерно равен  $K=7 \div 8$ . В период эксплуатации большое количество очагов приурочены к мелким разломным зонам. В этих районах они распределены достаточно густо и имеют линейный характер миграции. В структурах северо-восточного простирания особенно в период эксплуатации очаги распределены наиболее плотно.

Известно, что подготовка сильного тектонического землетрясения в районе водохранилищ характеризуется значимым уменьшением параметра  $\gamma$  [Мячкин, 1979]. Например, перед землетрясениями  $M=4,04\div 4,6$  уменьшение  $\gamma$  происходило на 16%, а перед землетрясениями  $M=5,0$  уменьшение составляло 28%.

Сравнительный анализ распределения землетрясений в близких зонах водохранилищ Гиссарак и Тупаланг Южного Узбекистана в 2015 и 2017 годах показало, что при проявлении слабой сейсмичности исследуемых районов в период максимального заполнения водохранилищ наблюдается увеличения количество слабых местных землетрясений. Строгость их группирования по определенным географическим направлениям вероятнее всего показывают, что они приурочены к мелким разломным зонам возможно пересекающих и основания водохранилищ.

На основе анализа полученных данных нами составлены зависимости между разными показателями для всех водохранилищ (табл. 2). Из зависимостей между  $N_{фон}$  (средний локальный фон количества землетрясений в радиусе 50 км от объекта в год),  $N$  (многолетний среднее фоновое количество землетрясений на 10 летний удел) и  $\Delta n$  (разность количества землетрясений) в период эксплуатации четырех крупных водохранилищ водохранилища с умеренным давлением на основания до 11,5 бар эксплуатируются более высокочастотно, чем водохранилища с давлением на основание от 14,0 до 16,0 бар.

**Таблица 2.** Изменения параметров давления и сейсмичности зон водохранилищ

А	$\Delta H$	$\Delta P$	$\Delta T$	n	$N_{фон}$	N	$\Delta n$
Тупаланг (Узбекистан)	38	0,365	2	5	24	2,9	- 5
Гиссарак (Узбекистан)	40	0,405	3	3	11	0,9	2
Андижан (Узбекистан)	43	0,426	2	8	18	1,3	5
Чарвак (Узбекистан)	50	0,537	2	8	16	0,9	7

Условные обозначения в таблице 1:  $\Delta H$  (м) - усредненная вариация уровня воды за  $\Delta t$  (месяц);  $\Delta P$  (бар) – вариация давления на основании;  $\Delta T$  - среднее кол-во вариация давления; n - среднее количество землетрясений с энергетическим классом  $9 \leq K \leq 15$  до следующей вариации объема где  $K=LgE$  (E-энергия землетрясения);  $N_{фон}$  - средний локальный фон количества землетрясений в радиусе 50 км от объекта в год; N - многолетний среднее фоновое количество землетрясений на 10 летний удел;  $\Delta n$  - разность количества землетрясений.

Изменения этих давлений на основания создают те смещения или напряжения, которые практически создают дополнительное поле деформаций. Большинство землетрясений возникали на глубине менее 10 км; очаги были приурочены к тому участку, где глубина водохранилища была наибольшей, а некоторые гипоцентры совпали с пересечениями сейсмоактивных разломов этого района.

Исследования показали, что постепенное увеличение нагрузки-разгрузки от водохранилищ в процентном отношении к общему объему в среднем при 5% уменьшении объема соответствует понижению давления на 0,05 баров. 6% соответствует – понижению на 0,1 бара; 7% соответствует – понижению 0,15 бара. В реальности оно соответствует динамике вариации давления воды. Количество землетрясений в ближней зоне, например водохранилища Чарвак за 2014 год при 5%, 6% и 7% варьировании объема воды по отношению к общему объему за вес цикл активной эксплуатации, а также изменение энергетических классов за этот же период показало существенный сброс напряжений сопровождаемыми 43 землетрясениями с энергетическим классом  $7 \leq K \leq 9$  в зоне радиусом до  $R=50$  км. Изменение их количества наблюдается в основном при изменении столба воды (или давления на основания чаши) от 0,1 по 0,15 баров. Это зона 6% и 7% них варьирований.

Исследования проведены при финансовой поддержке Министерства Инновационного развития Узбекистана грантами № ФА-Ф-8-008 и № ПЗ-2017091115.



## ЛИТЕРАТУРА

1. *Алимухамедов И.М., Шукуров З.Ф., Хамидов Х.Л., Зиёмов Б.З., Фахриддинов Ж.Ф.* Показатели локальной геодинамической активности земной коры зон водохранилищ // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент. 2014. (3). С. 37–42.
2. *Корешков Н.А., Райзман А.П.* Геодезические исследования деформаций земной коры в районах Чарвакского, Нурекского и Рогунского гидроэнергетических сооружений // Сейсмогеодинамики областей перехода от орогена Тянь-Шаня к Туранской плите. Ташкент: Фан. 1986. С. 121–129.
3. *Идармачев И.Ш.* Вариации кажущегося сопротивления горных пород верхнего мела в районе плотины Чиркейской ГЭС под воздействием переменной нагрузки водохранилища // Вестник Дагестанского научного центра РАН. 2014. (52). С. 11–16.
4. *Ёдгоров Ш.И.* К вопросу оценки современного состояния геологических условий на примере территорий некоторых водохранилищ Узбекистана // Горный вестник Узбекистана. 2017. (1). С. 77–83.
5. *Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г.* Лабораторные и теоретические исследования процесса подготовки землетрясений // Известия АН СССР., Сер. Физика земли. 1974. (10) С. 10–18.
6. *Тимофеев В.Ю., Арнаутов Г.П., Талиев С.Д., Сарычева Ю.К., Калиш Е.Н., Стусь Ю.Ф., Анисимова Л.В., Жданов А.А.* Изучение современных движений земной коры в районах крупных водоемов юга Сибири методом регистрации водного уровня // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. (12). С. 1993–2000.
7. *Хамидов Л.А., Зиявитдинов К.Ф., Шукуров М.Ш.* Жесткостные характеристики массивов горных пород в ближней зоне водохранилищ // Геология и минеральные ресурсы. 2010. (4). 2010. С. 34–39.
8. *Хамидов Л.А., Адиллов К.А.* Конструкция краевых условий для внутренних концентраторов при реализации метода «источников» и «стоков» // Современные проблемы механики. Международная научно-техническая конференция. 23–24 сентября. Ташкент. 2009. т.1. С. 535–540.
9. *Хамидов Л.А.* Внутренние усилия тектонических структур от вариации техногенной нагрузки // Доклады АН РУз. Ташкент. 2017. (3). С. 56–59.
10. Dams and development. The Report of the World Commission on Dams. // EARTHSCAN. London and Sterling, VA. November 2000. P. 404.
11. Chopra Satinder and Marfurt Kurt Seismic Attributes – a promising aid for geologic prediction // REC@RDER Canadian Society of Exploration Geophysicists. 2006. vol. 31 No. Special: <http://csegrecorder.com/articles/view/seismic-attributes-a-promising-aid-for-geologic-prediction>.
12. *Gaziev E.* Vertical displacement of rock foundation at Ingouri arch dam during 1st stage filling of reservoir // «Field Measurements in Geomechanics»: International Symposium: Vol. 2 / Swiss Federal Institute of Technology. Zürich, 1983. P. 23–34.
13. *Gupta H.K.* A Review of Recent Studies of Triggered Earthquakes by Artificial Water Reservoirs with Special Emphasis on Earthquakes in Koyna // India. Earth-Science Reviews. (58) (3–4) (2002). P. 279–310.12.
14. *Lutfulla Khamidov A.* Local Seismicity of Reservoir Areas Based on Digital Seismometric Observations // Problems of Cybernetics and Informatics. International Conference. V. III. Baku. Azerbaijan. 2012. P. 85–89.

# К ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ИНДУЦИРОВАННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А.С. Батугин

НИТУ «МИСиС», г.Москва, as-bat@mail.ru

## Введение

Проблема индуцированных землетрясений и геодинамической безопасности продолжает оставаться одной из актуальных в различных районах мира, где осуществляется техногенное воздействие на недра [Foulger et al, 2018]. Многие из произошедших крупных геодинамических событий не находят объяснения с позиций установившихся представлений о геомеханических процессах в массиве горных пород и формировании его напряженно-деформированного состояния [Ловчиков, 2016]. В качестве примера можно назвать Бачатское землетрясение с  $M_L = 6,1$ , произошедшее в июне 2013 г. гипоцентр которого находился под угольным разрезом на глубине около 4 км [Еманов и др., 2014]. В то же время в геодинамике недр, сейсмологии, геомеханике развиваются идеи о предельно напряженном состоянии не только локальных, но и крупных сегментов земной коры [Петухов, Батугина, 1999; Соболев, Пономарев, 2003, Ellsworth, 2013]. Предположение о том, что на значительной части территории земная кора находится в предельно напряженном состоянии, была высказана в работе [Петухов и др., 1990]. На основе этих представлений была предложена идея классификации участков земной коры по степени геодинамической опасности [Батугин, 2009]. В предлагаемой работе на основе анализа условий проявления Бачатского землетрясения в Кузбассе и ряда других, природа которых предполагается техногенной, развивается гипотеза о проявлении индуцированных землетрясений при техногенном воздействии человека на зону предельного напряженного состояния в земной коре.

## 2. Теоретическая часть и методы исследования

### 2.1 Представления о предельно напряженном состоянии земной коры

В геомеханике теория предельного состояния нашла применение при объяснении механизма горных ударов, поведения массива в зонах опорного давления, устойчивости бортов карьеров и др. [Норель и др., 2019]. Исследования горняков показывают, что воздействие на краевую часть пласта, например, внедрение в нее бара машины, взрыва, другого воздействия, вызывают немедленные изменения в зоне предельно напряженного состояния, перераспределение в ней нагрузок, передачу их вглубь массива [Петухов, Батугина, 1999]. При этом угольный пласт в рассматриваемой зоне сохраняет способность накапливать потенциальную энергию упругого сжатия и зона предельно напряженного состояния рассматривается так же как зона с предельным насыщением потенциальной энергией. Если при воздействии на эту зону скорость выхода пласта из-под нагрузки оказывается невысокой, то это приводит к хрупкому разрушению угля в виде толчков и горных ударов. Чтобы избежать или снизить интенсивность этих проявлений, требуется, например, замедление скорости подачи комбайна.

Проводя аналогию между процессами в угольном пласте, развивая положения геодинамики недр, проф. Петухов И. М. высказал идею о предельно напряженном состоянии земной коры в целом. В земной коре предельно напряженное состояние формируется под действием горизонтальных сил сжатия и в первую очередь достигается в приповерхностном слое. Если горизонтальные напряжения достаточно велики, то в предельное состояние постепенно переходят все более глубокие слои земной коры. Своеобразие этого слоя, находящегося в предельно напряженном состоянии, также (по аналогии с призабойной частью угольного пласта) заключается в том, что внутри него сохраняются участки (объемы) находящиеся в упругом состоянии. В этих условиях возможен широкий спектр проявлений деформаций в массиве при техногенном воздействии: крип, техногенные и природные землетрясения.

В сейсмологии основные концепции, объясняющие механизмы коровых землетрясений, так или иначе используют представление о предельно напряженном состоянии массива в очаговой области. В ряде работ, например, [Соболев, Пономарев, 2003; Ellsworth, 2013] прямо указывается на то, что в земной коре существуют участки массива, с напряженным состоянием, близким к предельному.

## **2.2 О выявлении опасных участков для ведения горных работ методом геодинамического районирования**

Практика ведения горных работ показывает, что существует зональность в проявлении опасных геодинамических явлений на шахтах. К середине 1970-х годов стало понятно, что опасность проявления геодинамических явлений на шахтах зависит и от естественных факторов, определяющих напряженное состояние с структуру массива. Идея о заблаговременном выявлении опасных зон для ведения горных работ на основе учета тектонических полей напряжений и современной блочной структуры массива нашла отражение в методе геодинамического районирования [Батугина, Петухов, 1988].

Согласно концепции геодинамического районирования опасные зоны для ведения горных работ формируются в результате взаимодействия активных блоков земной коры разных рангов.

## **2.3 Оценка напряженного состояния массива методами тектонофизики**

Оценка напряженного состояния горного массива является ключевым элементом при решении вопросов геодинамической безопасности. Тектонофизические методы здесь имеют определенное преимущество, т.к. позволяют давать оценки для больших участков горного массива, соизмеримых, например, с участком шахтного поля [Батугин, Лазаревич, 1986; Ребецкий и др., 2017]. Поскольку современные движения земной коры находят выражение в современном рельефе, то используя в методах тектонофизики современные разломы (границы блоков) можно давать оценку современным полям напряжений [Батугина, Петухов, 1988].

## **3 Геодинамическая позиция Бачатского угольного разреза**

Бачатское угольное месторождение расположено у юго-западной границы Кузбасса вблизи места пересечения двух региональных современных тектонических зон северо-западного и северо-восточного простирания, рис. 1. Геологи отмечают высокую сложность строения Бачатского месторождения. Полагают, что серия из нескольких таких крупных взбросов, как Тырганский, Бачатский, Салаирский, северо-западного простирания сформировалась в одну из фаз складчатости под давлением со стороны Салаира на угленосные отложения Кузбасса [Белицкий, 1960]. Глубинное строение этой части Кузбасса подробно не исследовано, но по региональным геологическим материалам можно предполагать, что взбросы уходят на большую глубину, выполаживаются и пересекают Бачатский угольный разрез на отметке в несколько километров.

Современное поле тектонических напряжений Кузбасса изучалось инструментальными, тектонофизическими, сейсмологическими методами [Белицкий, 1960; Батугин, Шаманская, 1965; Батугин, Лазаревич 1986; Еманов и др., 2014]. Для юго-западного района Кузбасса, где находится Бачатский углеразрез, сделан вывод, что ориентировка современного максимального сжатия соответствует ориентировке максимального сжатия одного из палеополей напряжений (ЮЗ-СВ) [Батугин, Лазаревич, 1986]. В таком поле напряжений существующие дизъюнктивы северо-восточного простирания, такие, как Бачатский, Салаирский взбросы испытывают процесс реактивации с тенденцией к взбросовому смещению висячих крыльев, рис.2.

## **4 Тектонофизическая модель Бачатского и некоторых других техногенных землетрясений**

По известным зависимостям размеров очага землетрясения  $L$  от его магнитуды  $M$ , например, [Садовский, 2004], можем принять, что размеры  $L$  очага Бачатского землетрясения, имевшего магнитуду  $M_L = 6.1$ , составляют не менее 10 км. Эта оценка соответствует размерам афтершоковой зоны [Еманов и др., 2014]. Примем во внимание, что гипоцентр главного толчка землетрясения находился на глубине 4 км. Очаговую зону и землетрясения, и горного удара, как зону деструкции, можно рассматривать как область массива пород, в которой было достигнуто предельно напряженное состояние. При размерах очаговой зоны более 10 км это означает, что земная кора в районе карьера находилась в предельно напряженном состоянии непосредственно от земной поверхности до глубины в несколько километров (рис. 2).. В этом случае ведение горных работ на карьере с производством взрывов до 350 т. взрывчатки можно рассматривать как фактор постоянного воздействия на эту региональную зону предельного состояния. Как установлено, например, регулярное циклическое воздействие способно оказывать влияние на характер смещений в зонах сейсмоактивных разломов [Кочарян, и др., 2004], т.е в зонах предельного состояния.

Из-за ведения горных работ и появления выработанного пространства больших размеров равновесие в части этой зоны, расположенной вблизи земной поверхности, постоянно нарушается, а потому перераспределение напряжений может распространяться значительно глубже мест ведения

горных работ. В связи с этим тот факт, что гипоцентр землетрясения находился на большой глубине под карьером, можно объяснить тем, что горные работы фактически велись непосредственно в региональной зоне предельно напряженного состояния.

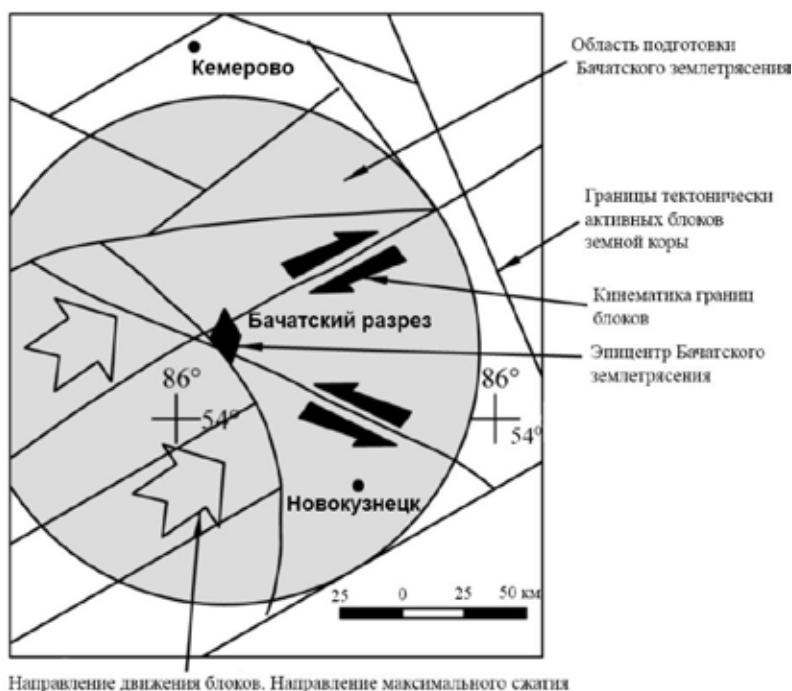


Рис. 1 Тектонофизическая схема юго-западной части Кузбасса [Батугин, 2020]

Далее, из соотношений между размерами очага горно-тектонического удара  $r$  и размерами области подготовки этого события  $R$ ,  $r/R=10-15$  [Смирнов, 1991] можем оценить размеры блоков земной коры, участвующих в подготовке техногенного землетрясения. При размере очага в 10 км область его подготовки составит 100-150 км, что соизмеримо с размерами блоков земной коры 2-го ранга, показанных на схеме рис. 1. В этом случае можно представить, что взаимодействие крупных блоков земной коры формирует зоны предельно напряженного состояния внутри них или на их границах. Поскольку скорость геологических процессов достаточно низкая, то энергия зон предельного состояния успевает перераспределяться в массиве и условия для его разрушения в динамической форме не создаются. При ведении горных работ, высокой скорости подвигания забоя на шахтах, проведении массовых взрывов на карьерах, скорость приложения нагрузки может превышать скорость ее релаксации, что создает среду для возникновения опасных геодинамических явлений.

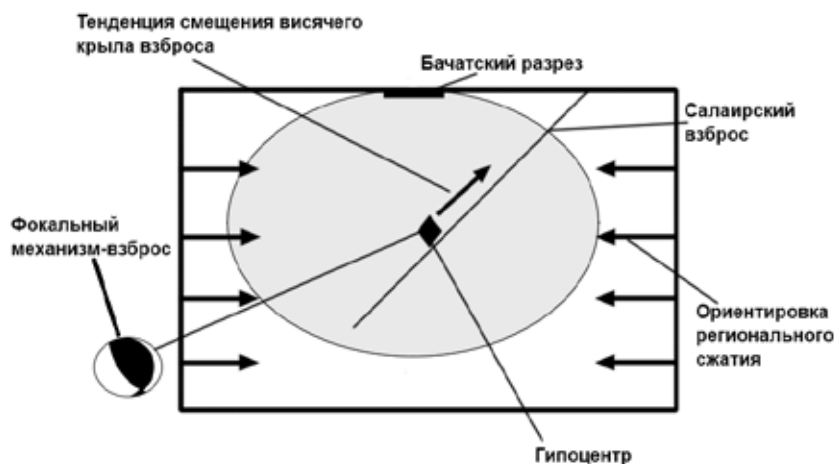


Рис. 2 Тектонофизическая схема района Бачатского углеразреза

По многим сильным землетрясениям, произошедшим в районах интенсивного освоения недр или земной поверхности, идут дискуссии об их возможной природе [Foulger et al, 2018]. Часто аргументом против техногенной природы землетрясения выступает именно то обстоятельство, что его гипоцентр находится на глубине, намного превышающей глубины антропогенного воздействия.

Другим аргументом является слишком большая магнитуда главного события. Однако анализ соотношения глубин гипоцентров и магнитуд ряда землетрясений, которые относят к индуцированным, позволяет полагать, что во время этих землетрясений произошла разрядка зоны предельно напряженного состояния земной коры, занимавшей некоторый объем от земной поверхности до глубин, иногда превышающих 10-15 км.

Например, землетрясение в Горкха (Непал, 2015) имело магнитуду  $M=7,8$  и глубину гипоцентра 15 км [Kundu et al., 2015]. Размер очаговой зоны составлял не менее 50 км и сопоставим с мощностью земной коры в этом районе. Рассматривая очаг землетрясения как область предельно напряженного состояния, получим, что перед землетрясением земная кора в данном районе находилась в предельно напряженном состоянии на всю ее мощность. В этой связи длительную интенсивную откачку воды на площади  $2,5 \times 106$  км в зоне Главного гималайского разлома можно рассматривать как геомеханическое воздействие непосредственно на зону предельно напряженного состояния земной коры. Воздействие на эту зону ведет к немедленному перераспределению напряжений в земной коре, что в условиях ее предельного состояния на всю мощность создает угрозу геодинамического явления.

**Таблица 1.** Примеры землетрясений, возникновение которых можно связать с техногенным воздействием на зону предельно напряженного состояния земной коры

№	Землетрясение	Магнитуда	$H$ , глубина гипоцентра, км	Ссылка	$R$ , размер очаговой зоны	Отношение $R/H$
1	Бачатское, Россия, 2013	$M_L = 6.1$	4-10	[Еманов и др., 2014]	10	2.5-1
2	Нефтегорское, Россия, 1995	$M=7$	18-20	[Полец, Злобин, 2015]	42	2
3	Газлийские, СССР, 1976 и 1984	$M_s = 7$	10 (1984); 16 (1976)	[Simpson and Leith, 1985]	42	3-4
4	Горкха, Непал	$M_w = 7.8$	15	[Kundu et al., 2015]	50	$>3$
5	Голинда, США, 1983	$M_w = 6.2$	10	[McGarr, 1991]	14	$>1$
6	Кетлеман, США, 1985	$M_w = 6.1$	10	[McGarr, 1991]	12	$>1$
7	Монтребелло, США, California, 1987	$M_w = 5,9$	10	[McGarr, 1991]	8	1

В таблице 1 представлены примеры индуцированных землетрясений, проявление которых можно представить вышеописанной схемой: глубина гипоцентра, магнитуда и связанный с ней размер очага свидетельствуют о том, что техногенное воздействие осуществлялось с поверхности непосредственно на региональную зону предельно напряженного состояния земной коры.

Поскольку соотношение  $R/H$  почти во всех случаях превышает 1 и часто более 2, то приведенные в таблице данные можно рассматривать как свидетельство повсеместного проявления индуцированных землетрясений в предельно напряженном слое земной коры при техногенном воздействии на него.

## Выводы

1. На основе представления о предельно напряженном состоянии земной коры может быть объяснен феномен влияния горных работ на крупные сейсмические активизации с гипоцентрами на большой глубине, такие, например, как Бачатское землетрясение. Размеры области подготовки Бачатского землетрясения могли превышать сотню километров, что соизмеримо с блоками земной коры II ранга, участвующих в самостоятельных тектонических движениях. При размерах очаговой зоны землетрясения более 10 км и глубине гипоцентра в 4 км, можно представить, что земная кора в районе углераза находилась в предельно напряженном состоянии от земной поверхности до глубины в несколько километров. В этом случае техногенное воздействие непосредственно на зону предельно напряженного состояния спровоцировало землетрясение с реактивацией нарушений, благоприятно расположенных в современном поле напряжений. Подобную природу могли иметь и другие индуцированные землетрясения

2. Предельно напряженное состояние верхней части земной коры создает среду для проявления опасных геодинамических явлений при интенсивном воздействии на недра и земную поверхность в этих местах, что необходимо учитывать при планировании освоения недр.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Батугин А.С. Классификация участков земной коры по степени геодинамической опасности. // Труды научного симпозиума «Неделя Горняка – 2009». 2009. С. 246–254.
2. Батугин А.С. Техногенные землетрясения как часть тектонического процесса в зонах предельно напряженного состояния земной коры // Горный журнал. 2020. (1). С. 24–27.
3. Батугин А.С., Лазаревич Т.И. Напряженно-деформированное состояние и особенности блочного строения некоторых шахтных полей Кузбасса/Совершенствование способов разработки удароопасных месторождений: Сб. науч. тр. Л.: ВНИМИ. СПб. 1986. С.34–38.
4. Батугин С. А., Шаманская А. Т. Исследование напряженного состояния массива горных пород методом разгрузки в условиях Таштагольского железорудного месторождения // ФТПРПИ. 1965. (2). С. 28–33
5. Батугина И.М., Петухов И.М. Геодинамическое районирование месторождений при строительстве и эксплуатации рудников. М.: Недра. 1988.
6. Белицкий А.А. Механизм образования трещиноватости и тектонических разрывов /Проблемы тектонофизики. М. 1960. С. 201–215
7. Еманов А. Ф., Еманов А. А. Фатеев А. В., Лескова Е. В., Шевкунова Е. В., Подкорытова В. Т. Техногенная сейсмичность разрезов Кузбасса (Бачатское землетрясение 18 июня 2013) // ФТПРПИ. 2014. (2). С. 41–46.
8. Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Иницирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7 (1). С.5–22.
9. Ловчиков А. В. Некоторые закономерности проявления горно- тектонических ударов и техногенных землетрясений на рудниках России: Материалы Первого Международного симпозиума «Прогноз и предупреждение тектонических горных ударов и землетрясений», г. Бишкек, 21-23 сентября 2016 г. Бишкек: НАН КР. 2016. С. 39–49.
10. Норель Б.К., Петров Ю.В., Селютина Н.С. Энергетические и временные характеристики предельного состояния горных пород. 2 изд. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та. 2019. 132 с.
11. Садовский М.А. Избранные труды. М. 2004.
12. Смирнов В. А. Физические процессы в очагах горных ударов и региональный прогноз их по геофизическим полям: Автореф. дисс. д-ра техн. наук. С.-Петербург: ВНИМИ. 1991. 51 с.
13. Соболев Г. А., Пономарев А. В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 282 с.
14. Петухов И.М., Сидоров В.С., Карманский А.Т. К оценке величин главных напряжений в зонах сжатия земной коры / Геодинамика месторождений. Сб. науч. тр. Кемерово. 1990. С. 6–17.
15. Петухов И.М., Батугина И.М. Геодинамика недр. М.: Недра коммунистическ. 1999. 287 с.
16. Полец А.Ю., Злобин Т.К.. Изучение особенностей очаговой зоны разрушительного Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 года / Сб. материалов Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамические процессы и природные катастрофы». Владивосток. 2015. Т. 1. С. 141–145.
17. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Ю.Л. Ребецкий, Л.А. Сим, А.В. Маринин; отв. редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Москва: Издательство ГЕОС. 2017 234 с.
18. Ellsworth W.L. Injection-induced earthquakes. Science. 2013. V. 341 (6142).
19. Foulger GR, Wilson MP, Gluyas JG, Julian BR, Davies RJ. Global review of human-induced earthquakes. Earth-Science Reviews 2018. V. 178. P. 438-514.
20. Kundu B, Vissa NK, Gahalaut VK. Influence of anthropogenic groundwater unloading in Indo-Gangetic plains on the 25 April 2015 Mw 7.8 Gorkha, Nepal earthquake. Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42: 10607-13.
21. McGarr A. On a possible connection between three major earthquakes in California and oil production. Bull.Seismol. Soc. Am. 1991. V. 81. P. 948–70.
22. Simpson DW, Leith W. The 1976 and 1984 Gazli, USSR, earthquakes—were they induced? Bull. Seismol. Soc. Am. 1985. (75). P. 1465-1468.

# ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФЛЮИДА В КАМЧАТСКО-КОРЯКСКОМ РЕГИОНЕ

В.В. Белявский

Центр геоэлектроманнитных исследований - филиал Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН (ЦГЭМИ ИФЗ РАН) 108840, г.Троицк, г. Москва E+mail: [victor.belyavsky@list.ru](mailto:victor.belyavsky@list.ru)

Камчатско-Корякский регион уникальная система для исследования свойств литосферы геофизическими методами. Она в себя включает структуры: континентального типа Омолонский массив и Срединный выступ с границами Мохо [Нурмухамедов и др., 2016], расположенными на глубинах  $HM = 30 - 45$  км,  $HM1 = 40 - 50$  км, залеченные зоны Заваринского-Беньюфа (Пенжинская–Западно-Камчатская СФЗ с  $HM = 35 - 40$  км,  $HM1 = 45$  км), аккреционные покровы (Корякское нагорье с  $HM = 30 - 35$  км,  $HM1 = 40$  км; Олюторско-Восточно-Камчатская СФЗ -  $HM = 25 - 35$  км,  $HM1 = 37 - 45$  км), зоны субдукции (Прибрежный горст,  $HM = 40$  км,  $HM1 = 50$  км), задуговые структуры с роевой сейсмичностью и вулканической активностью (Южно-Камчатский прогиб,  $HM = 40$  км), палеорифты (Начикинский грабен,  $HM = 30$  км), вулканические пояса (гряда вулканов Ключевская сопка, Шивелучский, Безымянный, Толбачевская сопка),  $HM = 27 - 30$  км,  $HM1 = 40$  км), области катастрофических землетрясений (Вывенская и Кичинская впадины,  $HM = 25 - 30$  км,  $HM1 = 30 - 40$  км) и высокой сейсмичности (восточное побережье полуострова и южная Корякия,  $HM = 25 - 30$  км), стыковки плит (Охотской и Колымской,  $HM = 30 - 35$  км и  $HM1 = 40$  км). Граница Мохо проявляется, в основном, двухэтажным строением (М и М1), что свидетельствует об активизации региона, а насыщение жидким флюидом его структур определяется их геодинамической активностью и особенностями строения.

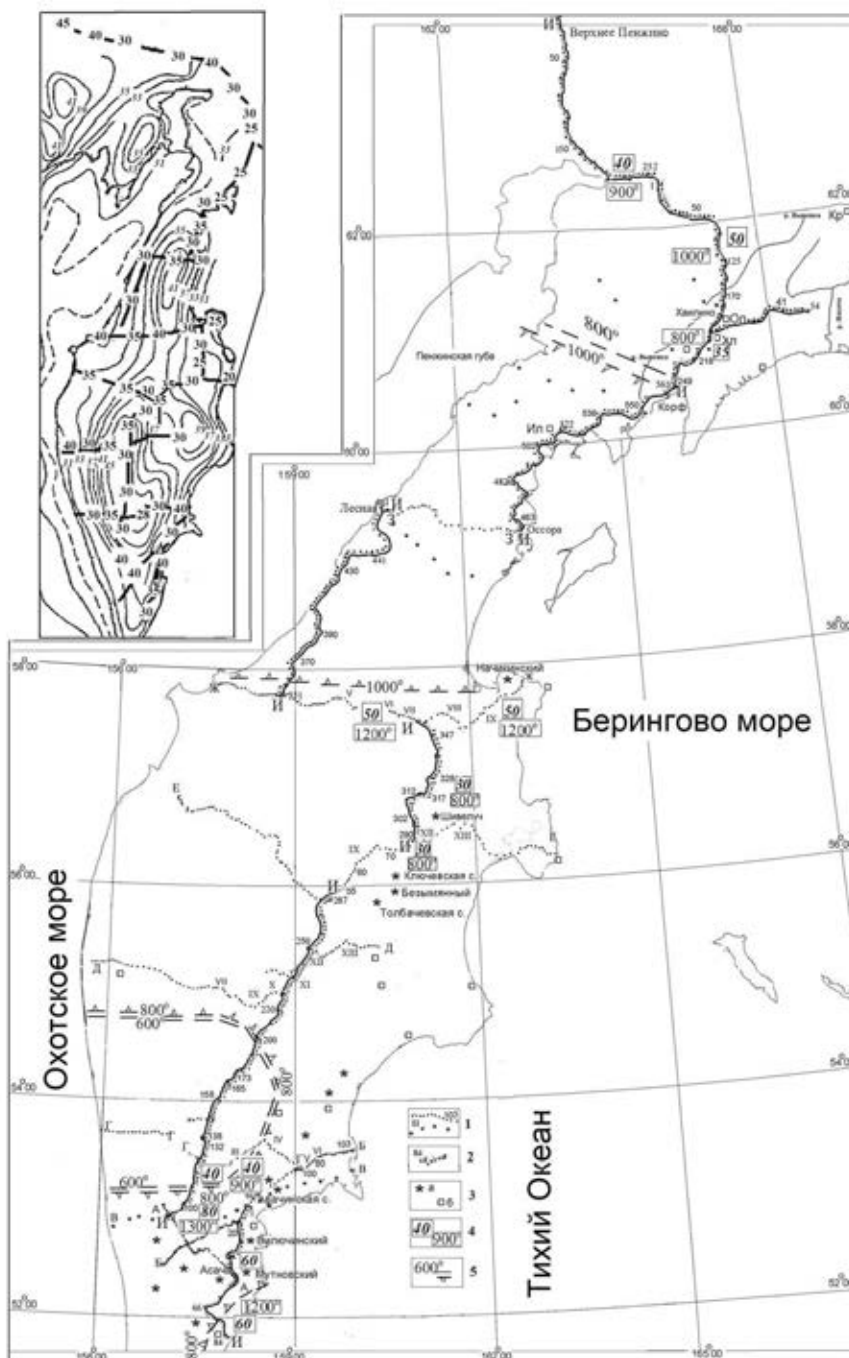
Трехмерная интерпретация магнитотеллурических данных, полученных в Корякско-Камчатском регионе в 2003 - 2010 гг. (рис. 1), выполнена с помощью метода интерактивного подбора к экспериментальным МТ данным 3D модельных, рассчитанных по программам 3D моделирования электромагнитных полей [Druskin, Knizhnerman, 1994]. При этом учитывались 2D модели, полученные ранее по широтным профилям МТЗ и карты распределения интегральной проводимости осадочного чехла [Нурмухамедов, 2010]. В результате построены трехмерные блочные модели  $\rho_m(Z_m, X_m, Y_m)$  распределения удельного электрического сопротивления [Белявский, 2011]. По этим 3D геоэлектрическим моделям оценивалось содержание в литосфере региона долей жидкого водного флюида  $f_{fr}$  и расплавов  $f_{rm}$ .

## Оценка удельного электрического сопротивления жидкого водного флюида и расплавов

Содержание  $f_{fr}$  связанных и адсорбированных долей водного флюида оценивалось для низкоомных аномалий  $\rho_m(Z_m, X_m, Y_m)$  по упрощенной формуле Шенкленда-Ваффа (модифицированный закон Арчи) с учетом лабораторных данных, полученных при давлении 10 кбар и температуре  $525^\circ < T < 825^\circ$  С на обводненных образцах кварцита [Shimojuku et al., 2014]. Выбор величины минерализации водного флюида солями NaCl в интервале  $10 < C < 170$  г/л осуществлялся с учетом распределения скоростей продольных волн  $V_p$  в методах ГСЗ и сейсмической томографии [Федотов, 2006]. Содержание всех долей водного флюида  $f_{vf}$  и расплава  $f_{vm}$  в коре и мантии рассматриваемого региона, оценивалось по дефициту скорости  $\Delta V_p$  между смежными блоками литосферы, согласно уравнения среднего времени [Wyllie et al., 1956].

Для определения величины расплава  $f_{rm}$ , по значениям УЭС блоков 3D геоэлектрической модели литосферы региона, оценивалось проявление в значениях  $\rho_m(Z_m, X_m, Y_m)$  УЭС расплава -  $\rho_m$  и его связанных частей, переносящих ток. С учетом лабораторных данных [Pommier, Garnero1, 2013] о зависимости УЭС перидотитовых, базальтовых и толеитовых лав от связанных долей расплава в интервале  $2 < f_{rm} < 20$  % рассматриваемого объема горной породы для диапазона температур 1260 - 1440° С и давления  $P = 10$  кбар оценено среднее значение:  $\rho_{mrm}$  насыщенных перидотитовых расплавов, изменяющееся от 0.06 Ом·м до 0.08 Ом·м (при  $T = 1260^\circ - 1340^\circ$  С),  $\rho_{mtr}$  истощенных перидотитовых расплавов, изменяющееся от 0.06 Ом·м до 0.16 Ом·м ( $T = 1340^\circ - 1440^\circ$  С) и  $\rho_{mb}$  базальтовых лав для диапазона  $0.12 < \rho_{mb} < 0.18$  Ом·м (1260° – 1440° С). В виду отсутствия надежных сведений о химическом составе мантийных пород глубже 35 км и зависимости их УЭС от содержания расплавов, величина  $f_{rm}$  оценивалась для средних значений:  $\rho_{mtr} = 0.1$  Ом·м (перидотитовый расплав),  $\rho_{mrm} = 0.07$  Ом·м (насыщенный перидотитовый расплав) и  $\rho_{mb} = 0.14$

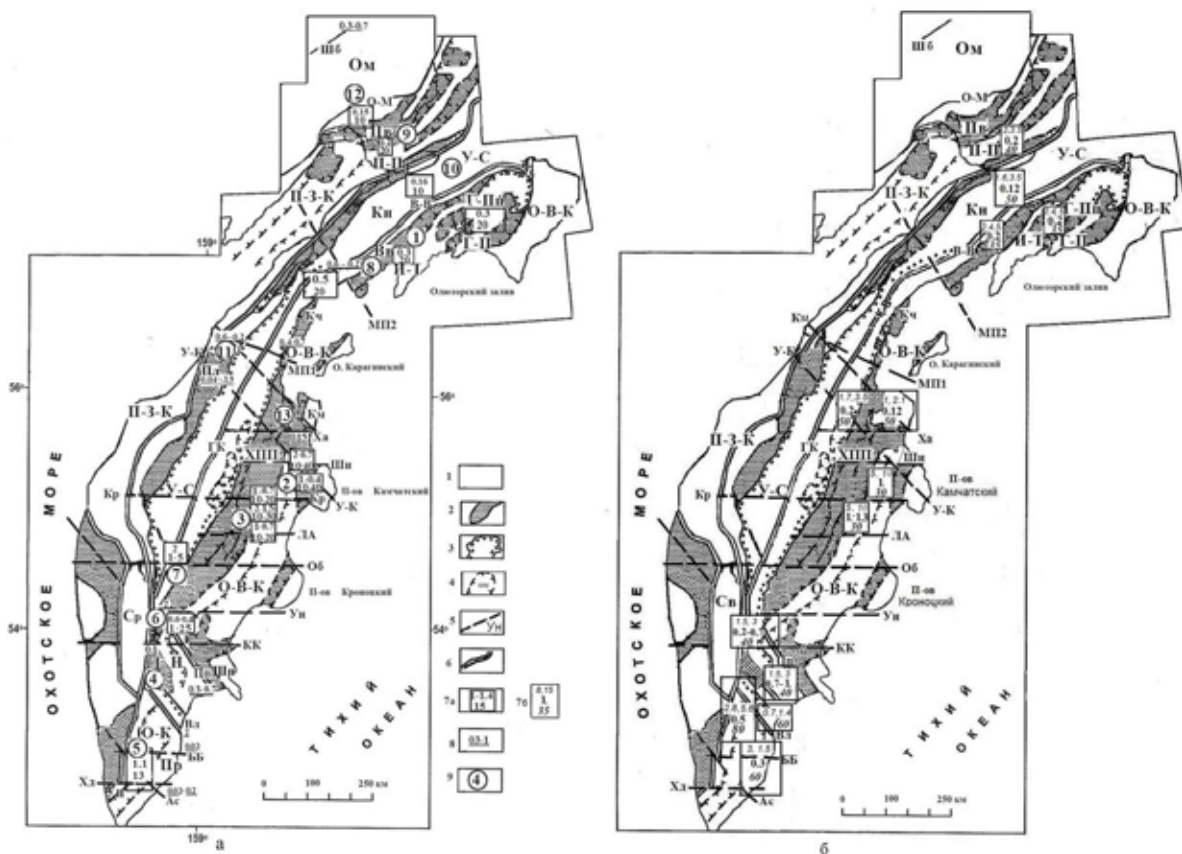
Ом·м (базальтовый расплав). Зависимость УЭС магм от связанности ( $\alpha$ ) долей расплавов в непрерывные цепи рассматривались в диапазоне  $60 < \alpha < 100 \%$ , с учетом данных работы [Ваньян, 1997]. С уменьшением  $\alpha$  до 60 % УЭС пород с расплавом возрастает в пять раз, по сравнению с  $\rho_m$ , полученным при  $\alpha \approx 100 \%$  и растет в два раза для  $\alpha \approx 80 \%$ .



**Рис. 1** Схема расположения точек МТЗ и профилей, обработанных: 1 - до 2006 г. (А - А, Б - Б, В - В, Г - Г, Д - Д, Е - Е, Ж - Ж, З - З) и типы III, IV, VI, X, XI, XII, XIII кривых МТЗ; 2 - с 2006 до 2009 г - Пр. И-И и его части Верхнее Пенжино - Корф (МТЗ 1 - 249), р. Вывенка - р. Пахача (МТЗ 1 - 54); 3, а - вулканы, б - эпицентры катастрофических землетрясений (ОЛ - Олюторское, Хл - Хаилинское, Кр - Корьякское, Ил - Ильпырское). Температуры на глубине: 4 - корового проводника, 5 - температура на поверхности Мохо [Моисеенко, Смыслов, 1986]. На врезке показана схема глубин (курсив) до границы Мохо [Бабушкина и др., 1984] и глубины (профили МОВЗ) до границы Мохо (М) по данным метода МОВЗ [Нурмухамедов и др., 2016].

давления на  $\rho_m$  расплавов. Так, увеличение давления до  $P = 20$  кбар ведет к росту  $\rho_{mb}$  в два раза [Pommier, Garnero1, 2013]. Для оценки величины расплава  $\rho_{fm}$  в литосфере полуострова рассматривалось два сценария:  
 а - Отсутствие в магме жидкой воды. Удельное электрическое сопротивление базальтового и перидотитовых расплавов оценивались с учетом зависимости их  $\rho_{mb}$ ,  $\rho_{mp}$  и  $\rho_{mpt}$  от давления и температуры;  
 б - Водяной пар при температуре 600о - 900о С (давление  $P = 8 - 10$  кбар) концентрируется в жидкость. При минерализации флюида в 50 - 170 г/л его  $\rho_f$  значительно меньше  $\rho_{mb}$ ,  $\rho_{mp}$ ,  $\rho_{mpt}$





**Рис. 2.** Схема тектонического районирования Камчатско-Корякского региона [Апрелков и др., 1991] и распределение водного флюида (а) и расплавов в её литосфере (б). 1 - Срединные массивы, платформы, породы мафического ряда, верхнемеловые офиолитовые формации и вулканиты; 2 - кайнозойские прогибы; 3 - границы Центрально-Камчатского вулканического пояса; 4 - границы поднятий, впадин, СФЗ и их названия: Ом - Омолонский массив, О-В-К - Олюторско-Восточно-Камчатская СФЗ, П-З-К - Пенжинско-Западно-Камчатская СФЗ, У-С - Укэлятско-Срединный массив, Ср - Срединный выступ. Структуры второго порядка: Вв - Вывенская впадина, Гн - Ганальский выступ, Г-Пп - Говенско-Пылгинское поднятие, Г-П - Гьвенско-Пахачинский прогиб, Кч - Кичигинская впадина, Кн - Корякское нагорье, Н - Начикинский грабен, И-Т - Ильпино-Тыгловаямский прогиб, Пв - Пенжинская впадина, Пр - Прибрежный горст, П-П - Парапольско-Пусторецким прогиб, Пл - Паланский прогиб, ХПП - Хавьвенское погребенное поднятие, Шп - Шипунский полуостров, Ю-К - Южно-Камчатский прогиб; 5 - глубинные разломы: Ас - Асачинский, ББ - Больше-Баный, Вл - Вилючинский, В-В - Вывенско-Ватынский, ГК - Главный Камчатский, КК - Кагнисинско-Карымский, Кр - Крестовский, Км - Командорский, ЛА - Лаучан-Андреиановский, МП1 и МП2 - межплитные, Об - Облуковский, О-М - Орловско-Микинский, Пп - Петропавловский, Ун - Унанский, У-К - Усть-Камчатский, Хд - Ходутковский, Ха - Харькововский, Ши - Шивелучский, ШБ - Шайбовееский; 6 - границы главных тектонических элементов; 7, а - объем водного флюида (в %) в коровом блоке и глубина его расположения; 7, б - водный флюид фрф (в %) в мантийном блоке (средний ряд) и глубина его расположения (нижний ряд); среднее значение  $f_{m\%}$  для расплавов: насыщенного перидотита  $r_{m\%}$  и базальта  $r_{b\%}$  (верхний ряд), 8 - водный флюида (в %) в разломах; 9 - зоны определения флюида и мантийного расплава. блоках, содержащих эти расплавы и УЭС породы с расплавом, в основном, значениями  $r_f$

### Содержание водного флюида и расплава в литосфере Камчатско-Корякского региона

1. В Южно-Камчатском прогибе, “задуговой” структуре с роевой сейсмичностью и высокой гидротермальной активностью, глубже 12 км содержание флюида достигает  $f_{rf} = 0.9 - 1.3 \%$  (зона 5, рис. 2, а). В зоне подвига океанической коры под южную часть полуострова, под вулканами Прибрежного горста, при плавлении мантийных обводненных пород, глубже 60 км (рис. 2, б) и температуре  $T > 800^\circ \text{C}$  [Браун, Массет, 1984] образуется расплав с  $f_{r\%} = 1.5 - 3 \%$ . Прилегающий к горсту с северо-востока Начикинский грабен (зоны 6 и 4, рис. 2), являющийся продолжением Императорского Тихоокеанского палеорифта, на глубинах  $Z_m > 40$  км насыщен водным флюидом с  $f_{rf} = 0.7 - 1 \%$  ( $fV_f = 0.3 - 1.8 \%$ ) минерализованным с  $C = 100$  г/л или расплавами с  $f_{r\%} = 1.5 - 3 \%$  ( $fV_b = 1 - 4 \%$ ), формирующимися при температуре  $T = 800$ о, наличии влаги (0.1 %) и давлении свыше 12 кбар [Рингвунд, 1981]. Растягивающие напряжения палеорифта, возможно, привели к насыщению расплавом вулканических систем грабена (рис. 2, б), а суперпозиция структур субдукции и палеорифта к насыщению водным флюидом до  $f_{rf} = 0.3 - 2 \%$  Петропавловского и Вилючинского глубинных разломов, ограничивающих грабен (рис. 2, а).

В отличие от них глубинные разломы, секущие Прибрежный горст, характеризуются  $\text{фрф} = 0.02 - 0.2 \%$ .

2. В центральной части полуострова, под Срединным выступом, с корой континентального типа (зона 4, рис. 2, б), проводящая мантия картируется глубже 80 км с  $\text{фрт} = 2.8 - 5.6 \%$  или с  $\text{фрф} = 0.5 \%$ . Примыкающие к нему с востока и севернее - под Хавывенским погребенным поднятием, региональные разломы: Петропавловский, Унанский, Облуковский, Крестовский и Шивелучский на глубинах 1 - 10 км, характеризуются  $\text{фрф} = 0.4 - 2 \%$  (зоны 6, 7, 3 и 2, рис. 2, а). Этим сдвиговым сейсмогенерирующим широтным разломам Камчатки свойственна концентрация вблизи них, на глубинах от 5 до 30 км гипоцентров землетрясений с магнитудой  $M = 2.5 - 5$  и с границей Мохо, имеющий сдвоенный характер под Камчатским полуостровом, свидетельствующий об аномальной мантии.
3. Под Хывенским погребенным поднятием (Пр. Д-Д, XII - XIII, рис. 1) и Олюторско-Восточно-Камчатской СФЗ (пр. Е-Е, IX - XI - XII) глубже 10 км блоки мощностью до 10 км характеризуются  $\text{фрф} = 1 - 0.7 \%$  (зона 3, рис. 2, а). Под группой вулканов: Толбачевская и Ключевская сопка и Шивелучский (зона 2, рис. 2) на глубине  $Z_m = 30$  км вблизи границы Мохо  $\text{фрф} = 1 - 1.3 \%$  ( $\text{фрб} = 5 - 10 \%$ ). Эта зона вулканической и сейсмической активности западного окончания Алеутской дуг, проникающая на глубине 10 км под XIII, имеет  $\text{фрф} = 2 - 1 \%$ . Граница Мохо  $M_1$  под ней поднимается с глубины 35 - 40 км до 25 - 30 км, под Ключевско - Шивелучской группой вулканов (рис. 1). Расположенный глубже 20 км домен с  $\Delta V_p = 1.2$  км/с [Федотов, 2006] при  $V_p = 6.6$  км/с отвечает  $\text{фVb} \approx 10 \%$  и  $\text{фVb} \approx \text{фрб}$ .  
Севернее Харьюзовского и Усть-Камчатского глубинных разломов (зоны 11, 13, рис. 2) насыщение водным флюидом коро-мантийных блоков на глубинах 50 км сокращается до  $\text{фрф} = 0.2 - 0.12$  (при  $\text{фрб} = 1 - 3.5 \%$ ). Это области понижения сейсмической и вулканической активности Камчатского полуострова.
4. Под Паланским прогибом Камчатского перешейка, зоной повышенной сейсмичности северо-восточного простирания, на глубинах от 10 до 50 км расположен блок с  $\text{фрф} = 0.04 - 0.13 \%$  (зона 11, рис. 2). Область стыковки Охотской и Колымской плит, между межплитными разломами МП1 и МП2 на глубинах  $Z_m = 5 - 40$  км, характеризуется  $\text{фрф} = 0.7 - 0.2 \%$ , а вдоль эпицентрального поля Ильпирского землетрясения (МТЗ 520 - 530, зона 8, рис. 2), где происходит разрядка тектонических напряжений, на глубинах от 20 до 40 км -  $\text{фрф} = 0.5 \%$ . Эпицентральные поля Корякского, Хаилинского и Олюторского землетрясений (1988, 1991, 2006 гг.) характеризуются под Кичигинской и Вывенской впадинами блоком с  $\text{фрф} = 0.2 - 0.6 \%$  (МТЗ 540 - 560, Пр. И-И, зона 8, рис. 1 - 2). Под гипоцентрами этих землетрясений, над границей Мохо блок с  $\text{фрф} = 0.3 \%$  расположен на глубине 20 км (зона 1, рис. 2, а) у Ильпино-Тылговаямского прогиба и под Гывенско-Паханчинским прогибом. Здесь же (Олюторско-Восточно-Камчатская СФЗ) наблюдается резкий перепад границ обмена в коре, повышенное поглощение сейсмических волн (до  $900 \cdot 10^{-6}$  м-1) и подъем под Вывенской впадиной мантийного блока с  $\text{фрф} = 0.2 \%$  ( $\text{фрт} = 2.4 - 5 \%$ ) до  $Z_m = 35$  км (рис. 2), с глубины 50 км под Корякским аккреционным покровом (зона 10, рис. 2, б), где  $\text{фрф} = 0.12 \%$  ( $\text{фрт} = 1.6 - 3.5 \%$ ). В ограничивающем Корякское нагорье с северо-запада Паропольско-Пусторецком прогибе флюидонасыщенный блок с  $\text{фрф} = 0.2 \%$  ( $\text{фрб} = 2.3 - 5 \%$ ) вновь поднимаются до 40 км (зона 9, рис. 2, б), а под Пенжинской впадиной и до  $Z_m = 15 - 20$  км (зона 9, рис. 2).  
Эта картина распределения УЭС аппроксимирует субдукционную картину поведения сейсмических и геоэлектрических границ с высоким флюидонасыщением и поглощением сейсмических волн под грабенообразными структурами Пенжинской или Вывенской впадин, что свидетельствует об их единой природе [Белявский 2011].
5. В рассматриваемом регионе, в основном, наблюдается соответствие величины флюида или расплава, определенных по дефициту скорости продольных волн ( $\text{фVf}$ ,  $\text{фVb}$ ) и по повышенной проводимости - ( $\text{фрф}$ ,  $\text{фрб}$ ) коровых и подкоровых образований:
  - под Прибрежным горстом поддвигающиеся мантийные блоки на глубинах  $Z_m = 60 - 70$  км имеют  $\text{фрт} = 1.5 - 3 \%$  при  $\text{фVb} = 1.4 \%$  ( $\text{фрф} = 0.26 - 0.35 \%$  и  $\text{фVf} = 0.3 - 0.6 \%$ );
  - в Южно-Камчатском прогибе (зона 5) глубже 10 - 15 км  $\text{фрф} = 1.5 - 2 \%$  и  $\text{фVf} = 1.6 - 3 \%$ ;
  - разломы, ограничивающие Начикинский грабен (зона 4), имеют  $\text{фрф} = 0.7 \%$  и  $\text{фVf} = 0.75 - 1 \%$ . На глубине 40 км  $\text{фVb} = 4 \%$  и  $\text{фрт} = 1.5 - 3 \%$  и под Ганальским выступом (зона 6) с  $\text{фVb} = 0.9 - 1.6 \%$ ;
  - севернее Харьюзовского разлома (зона 13), глубже 50 км  $\text{фрб} = 1.5 - 3.5 \%$  и  $\text{фVb} = 1.6 \%$  ( $\text{фр} = 0.72 - 1.2 \%$  и  $\text{фVf} = 0.6 \%$ );

- вблизи границы Мохо у Шивелучского разлома и под вулканами Шивелучский и Ключевской (зона 2, рис. 2, а) на глубине 25 км  $f_{rf} = 0.7\%$  и  $f_{vf} = 0.6\%$ .

6. В пределах отрицательных структур региона (Начикинский грабен, Южно-Камчатский, Ильпино-Тылговаямский и Параспольский прогибы), разломов их ограничивающих (Петропавловский, Вилючинский), блоков с высокой сейсмичностью и вулканической деятельностью (Олюторский, Начикинский, Толбачевско-Ключевская-Шивелучская группа вулканов, Южно-Камчатский прогиб) содержание жидкой доли водного флюида в коре и верхней мантии  $0.2 \leq f_{rf} \leq 2\%$ . У разломов секущих Срединные массивы и Прибрежный горст  $f_{rf} \leq 0.1\%$ , а у глубинных разломов, ограничивающих тектонотипы региона (Облуковский, Лаучан-Андриановский, Шамбовецкий) (Шивелучский, Крестовский, МП1, МП2) -  $f_{rf} = 0.2 - 2\%$  (рис. 2, а). Верхняя мантия ( $Z_m > 30 - 40$  км) в сейсмических и вулканических активных структурах обогащена расплавом до  $f_{rb} \approx 1.5 - 10\%$  или насыщена водным флюидом с  $f_{rf} \approx 0.2 - 0.7\%$  (рис. 2, б).

Под спокойными в сейсмическом отношении: Пенжинско-Западно-Камчатской СФЗ, Срединным выступом, Омолонским и Укэлятско-Срединным (за исключением его южной части) массивами в интервале подкорковых глубин, содержание водного флюида  $f_{rf} < 0.2\%$ , а в пределах активизированных восточных структур полуострова  $f_{rf} > 0.3\%$ . Под эпицентрными полями землетрясений, под структурами О-В-К, в пределах Камчатского полуострова и его перешейка  $f_{rf} > 0.5\%$ , а в Корякской части  $f_{rf} \approx 0.3\%$ . Западнее Укэлятско-Срединного массива (в пределах Камчатского полуострова) коровых образований с повышенным содержанием флюида или расплава не выделяется.

Работа выполнена по материалам отчетов составленных организациями ОАО «Камчатгеология» и «ВНИИГеофизика», которым автор выражает слова признательности и благодарности за предоставленные материалы и возможность с ними работать.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И.* Тектоника Камчатки. Тихоокеанская геология. 1991. № 3. С. 62-74.
2. *Белявский В.В.* Геоэлектрическая модель Камчатско-Корякского региона. LAP LAMBERT Academic Publishing, Germany, Saarbrücken, 2011. 163 с.
3. *Браун Д., Массет А.* Недоступная Земля. М.: Мир. 1984. 262 с.
4. *Ваньян Л.Л.* Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир. 1997. 219 с.
5. *Нурмухамедов А.Г., Недядько В.В., Ракитов В.А., Липатьев М.С.* Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясений. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 1. Выпуск № 29. С. 1 – 18.
6. *Нурмухамедов А.Г.* Глубинное строение Северо-Восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по геофизическим данным. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск. 2010. 17 с.
7. *Федотов С.А.* Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука 2006. 455 с.
8. *Druskin V., Knizhnerman L.* Spectral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains. Radio Science/ 1994. **29**. № 4. P. 937–953.
9. *Pommier A and Garnero I E. J.* Petrology-based modeling of mantle melt electrical conductivity and joint interpretation of electrical conductivity and joint interpretation of electromagnetic and seismic results. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 119, doi: 10.1002/2013 JB010449. P. 4001–4016.
10. *Shankland T.I., Waff H.S.* Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle // Journal Geophys. Res. 1977. 82. v. 33. P. 409-5417.
11. *Shimojuku A., Yoshino T., Yamazaki D.* Electrical conductivity of brine-bearing quartzite at 1 GPa: implications for fluid content and salinity of the crust. Earth, Planets and Space 2014, <http://www.earth-planet-space.com/cohtene/66/1/2>.
12. *Wyllie M.R.J., Gregory A.R., Gardner L.W.* Elastic Wave velocities in heterogeneous and porous media. Geophysics. 1956. P. 41–70.

# СТРУКТУРНОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ КОСМОФОТОСНИМКОВ И ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПРИ ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ ОТДЕЛЬНЫХ УЧАСТКОВ (ЗОН) ЮЖНОГО БОРТА ФЕРГАНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ

Л.Р. Бикеева<sup>1</sup>, А.Х. Урманов<sup>2</sup>, М.Г. Юлдашева<sup>1</sup>, Ш.А. Умаров<sup>1</sup>

Luizabikeyeva@mail.ru, urmanov50@mail.ru, yuldasheva@ing.uz, shakhumarov@gmail.com

<sup>1</sup> АО «ИГИРНИГМ» (Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений), Ташкент Узбекистан,

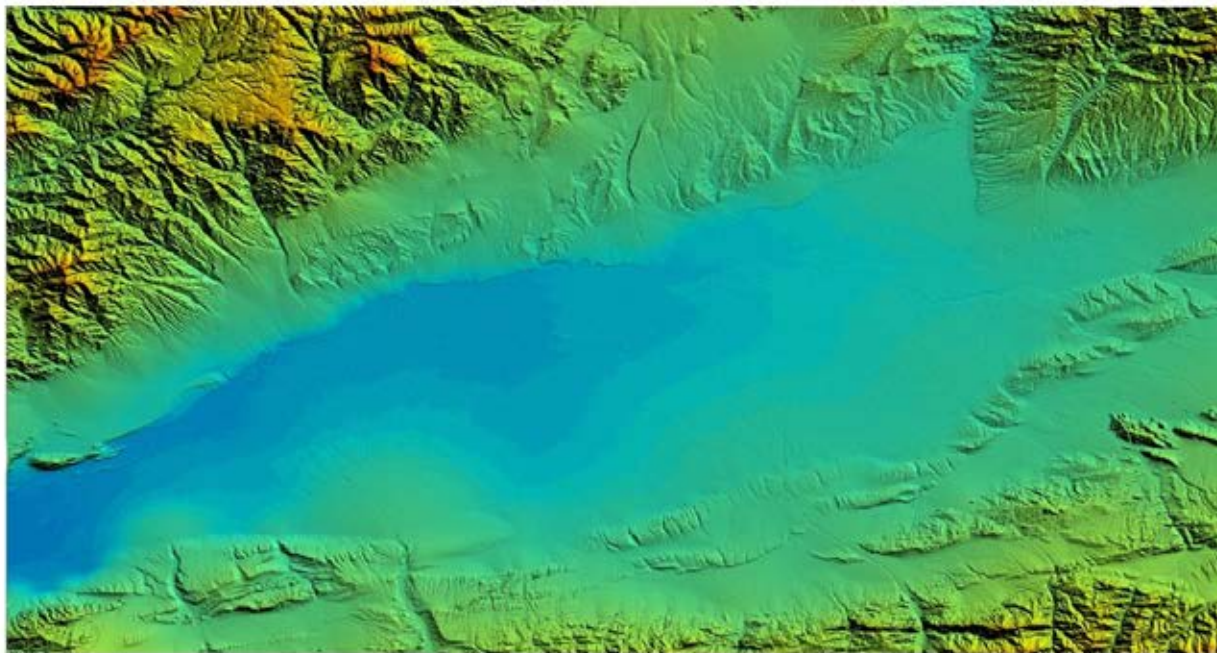
<sup>2</sup> –О «Узбекгеофизика», Ташкент, Узбекистан

Ферганская впадина по структурно-тектоническому положению и величине занимает особое место среди межгорных впадин Тянь-Шаньского орогена. Расположена она в восточной части Узбекистана. В орографическом отношении мегасинклиналь представляет типичную долину, окруженную горными сооружениями с характерной переходной зоной предгорий, полосой адыров и равнинным пространством.

Изучением этапов тектогенеза, тектоническим и литолого-стратиграфическим строением Ферганской межгорной впадины в разные годы занимались Абдуллаев Г.С., Абидов А.А., Бабаджанов Т.Л., Базарбаев Э.Р., Борисов О.М., Давлятов Ш.Д., Джамалов Д.Б., Долгополов Ф.Г., Мордвинцев О.П., Рыжков О.А., Таль-Вирский Б.Б., Троицкий В.И., Урманов А.Х., Шульц С.С. и мн. другие. В целом, в пределах Ферганской мегасинклинали выделен ряд циклов осадконакопления, прерывающихся короткими фазами тектонической активизации. Тектоническая активизация проявлялась на разных участках в различной форме, дифференцированной интенсивностью и направленностью движений, в результате которых происходила деформация осадочных комплексов. Каждый этап активизации добавлял к ранее созданным новые элементы и особенности морфоструктуры. В целом можно отметить, что как отрицательная структура впадина оформилась в верхнем палеозое и в последующие геологические эпохи продолжала развиваться в целом унаследовано. После палеозойского (геосинклинального) этапа в ее развитии выделяются еще две крупные стадии — платформенная и орогенная. Платформенное развитие началось в триасе и продолжалось до конца эоцена. Проявившаяся с конца позднего триаса фаза тектогенеза, по времени совпадающая с раннекимерийской фазой тектогенеза, привела к деформации эпигерцинского пенеплена. Отложения мезо-кайнозойских тектоно-седиментационных циклов формировались в разных геодинамических обстановках: отложения нижней и средней юры - на пассивных континентальных окраинах в условиях гумидного климата; верхнеюрский - внутри континентальных замкнутых прогибов с аридным климатом; нижнемеловой - во внутриконтинентальных молассовых прогибах [Абидов, 1998]. В конце мелового времени исследуемая территория испытала нисходящие движения. Интенсивность орогенеза постепенно затухала и в начале палеогена практически вся территория Ферганской впадины покрылась водами обширного морского бассейна, режим которого в ранне-олигоценное время характеризовался началом незначительных вертикальных движений, и морской режим постепенно менялся. В результате были образованы системы мелководных лагун. Затем в конце олигоцена в начале миоцена интенсивность и направленность новейших движений возросла. В результате альпийского тектогенеза, за счет достаточно высоких значений амплитуд вертикальных неотектонических движений были сформированы горные обрамления Ферганской мегасинклинали, представленные палеозойским комплексом пород. Суммарная амплитуда неотектонических движений составила от +600 м, +1400 м до +4000 м. Центральная часть впадины была подвержена значительному прогибанию и усиливалась еще и за счет сноса в ее пределы громадных масс обломочного материала. Интенсивность погружения составила – 5000 м. Резкая дифференциация движений положительного и отрицательного знака депрессии и палеозойского обрамления в олигоцен-антропогенное время привела к образованию в центральной части межгорного грабена, который отделяется структурно-разрывными зонами. В пределах этих зон происходили наиболее интенсивные подвижки, приведшие к формированию ступеней (северная и южная) и переходного пояса Ферганской межгорной впадины. Т.е. за неотектонический этап, по бортам депрессии проявились интенсивные вертикальные движения, вызвавшие развитие систем складок основания и разрывных дислокаций, накопление мощной толщи моласс в центральной части и формированию пликативных структур осадочного чехла.

Также в Ферганской впадине, за период неотектонических движений, устанавливается смещение во времени оси прогибания на север - от эрозионной долины ранне-среднеюрского цикла, прижатой к южному борту Ферганской впадины, к асимметричному позднемеловому прогибу,

переместившемуся в палеогене к северному. Все эти смещения фиксируются угловыми несогласиями в основании ниже-, верхнемеловых и неогеновых отложений. Смятие мезо-кайнозойских образований происходило в неогене в результате поперечного сжатия в предмиоценовую и предплейстоценовую фазы тектогенеза (рис. 1).



**Рис. 1.** Смещение оси прогибания на север Ферганской межгорной впадины

На сегодняшний день южный борт Ферганской межгорной впадины изучен достаточно хорошо, выполнен большой объем региональных геолого-геофизических исследований. Он включает данные сейсмических, геоэлектрических, гравиметрических, магнитометрических, геотермических наблюдений, результаты бурения параметрических и разведочных скважин. Региональные сейсмические профили ГСЗ и МОВЗ отработаны здесь в необходимом количестве и с большой глубиной изучения разреза. Имеющаяся региональная система наблюдений МТЗ состоит из сети меридиональных профилей. Вся территория региона покрыта гравиметрической и магнитометрической съемками мелкого и среднего масштабов.

На современном этапе геологоразведочных работ, при довольно высокой степени изученности объекты поисков перемещаются на большие глубины и объекты - ловушки не антиклинального типа, которые довольно сложно выделять традиционными методами исследований [Каломазов, 2010].

Материалы дистанционного зондирования Земли содержат сведения о глубинном строении осадочного чехла и фундамента. Структурно-тектоническое дешифрирование материалов ДЗЗ разной категории и пространственной разрешающей способности позволяет трассировать на значительные расстояния тектонические нарушения, зафиксированные геофизическими работами, выявлять новые тектонические зоны, в том числе и зоны тектонической трещиноватости пород, устанавливать аномальные участки, связанные с проявлением в ландшафте глубинных локальных поднятий (объектов), перспективных на поиски залежей углеводородов. Поскольку для таких ловушек основное значение имеет точно установленное положение разрывных нарушений, создающих экран, и учитывая высокую структурно-тектоническую информативность дешифрирования материалов космодатасъемок (КФС), особенно дешифрирования линеаментов (как погребенных разломов), и определенные трудности, возникающие при проведении работ в районах с техногенным и адырным рельефом, в комплексе с поисково-детальными сейсморазведочными работами проведены космогеологические исследования.

По геометрическим особенностям объекты структурного дешифрирования разделены на три группы: площадные, линейные и дуговые. Перед авторами стояла задача выявления: геоморфологических элементов (различных компонентов рельефа) характеризующих (косвенно) структурно-тектонические особенности территории исследований; геоморфологических индикаторных признаков пликативных и дизъюнктивных дислокаций и закономерностей в их расположении и строении; локальных структур идентифицируемых с погребенными локальными

антиклиналями, а также сложно построенных нетрадиционных локальных объектов, связанных с разломно-блоковым строением.

Отображение дизъюнктивных нарушений территории исследований южного борта Ферганской впадины, разнообразно и зависит от многих факторов таких как, характер деформаций, их генезис, морфология, протяженность, глубина заложения и активность. Кроме того, степень выраженности разломов определяется, степенью обнаженности, особенностями рельефообразующих процессов, видом съемки, масштабом топографии, условиями проведения. При этом важным фактором, определяющим выраженность разрывных нарушений, является интенсивность новейших тектонических движений их градиент и направленность (рис. 2).

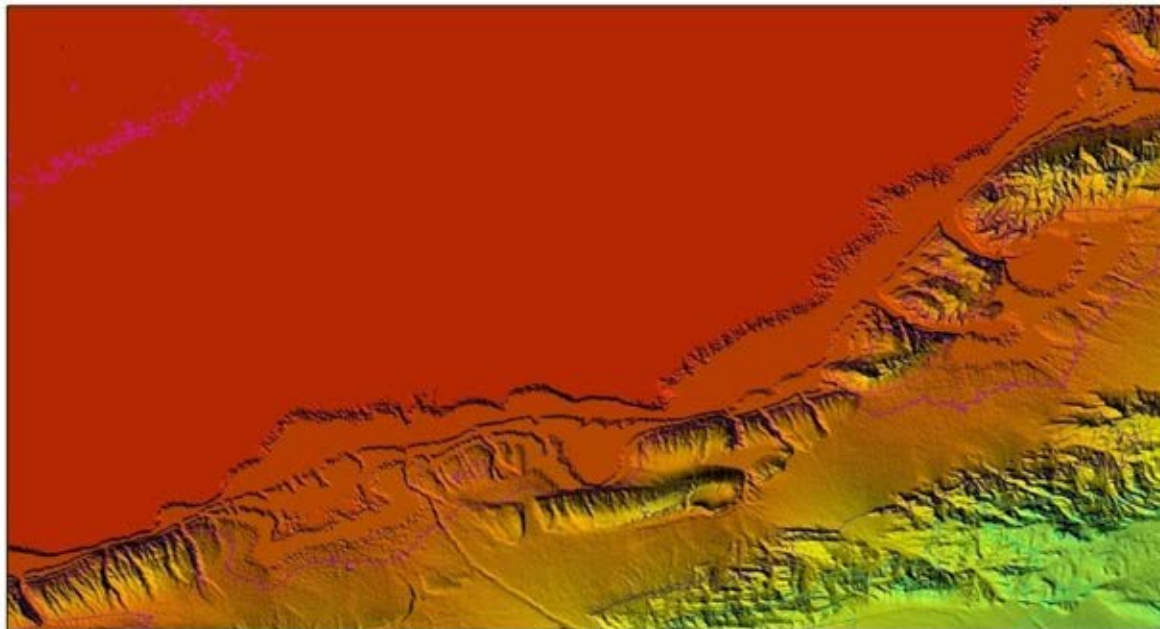


Рис. 2. Фрагмент структурно-разрывной зоны, по которой происходили наиболее интенсивные подвижки, приведшие к формированию южной ступени и переходного пояса Ферганской межгорной впадины

Выделенное структурным дешифрированием линеamentное поле различается: степенью плотности (или густоты) линеamentов, степенью упорядоченности, доминирующими и угнетенными простираниями, пространственным расположением отдельных линеamentов, соотношением линеamentов с генеральными простираниями разрывных и складчатых структур региона, взаимоотношением линеamentов между собой и т.д. Особенностью разрывной тектоники в пределах площади работ является – фрагментарность пространственного проявления нарушений различного азимута простирания. Однако дешифрированием установлена важная роль разломов дуговой формы, характерной в значительной степени для восточной части южного борта Ферганской впадины. Также широко развиты кососекущие, поперечные к северо-западному простиранию палеозойских структур разломы (поперечные к простиранию складчатой системы структуры представляющих, вероятно, зоны растяжения).

В результате проведенных работ установлен различный характер дислоцированности исследуемой территории разрывными нарушениями, позволяющий разделить их на три области (сегмента): северо-западную, центральную и юго-восточную. В каждой из выделенных областей каркас из разрывных нарушений определен системой преобладающих ориентировок: северо-западной (северо-западное), в центральной части (северо-восточное близкое к субширотному) и в пределах юго-восточной части территории (от субширотного до северо-западного простирания).

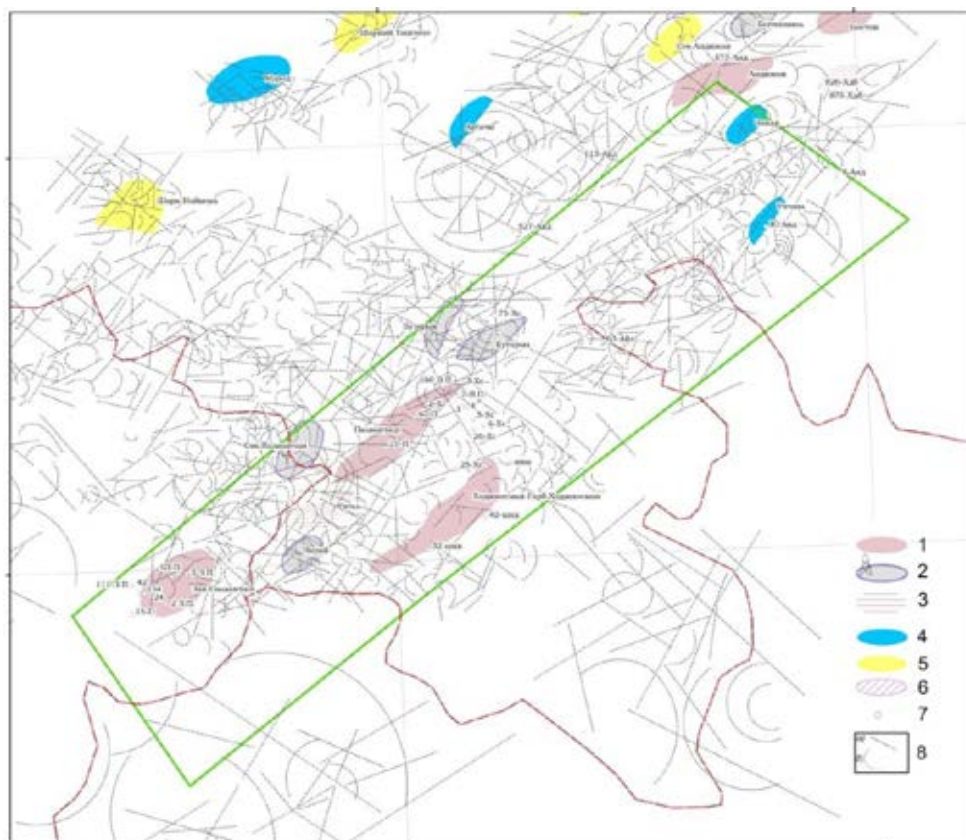
Выделенные в результате дешифрирования космофотоснимков тектонические ступени и блоки свидетельствуют о взаимосвязи формирования складчатых зон покрова с развитием субширотных и северо-восточного направления разломов, что находит отражение в пространственной приуроченности линейно вытянутых зон складок к наиболее достоверно установленным региональным разломам.

В подавляющем большинстве случаев региональные разломы выражаются ни одним разрывным нарушением, а представляют собой серию отдельных разрывных дислокаций северо-восточного простирания, следующих один за другим по простиранию, в ряде мест кулисообразно заходящих друг за друга и образующих в целом эшелонированную разломную зону,

прослеживающуюся на десятки и нередко первые сотни километров. Изучение структуры сопряжения тектонических ступеней, т. е. разломов, приподнятых и опущенных крыльев, показывает, что их образование и последующее формирование связано в основном с силами тангенциального сжатия северо-западного – юго-восточного напряжений.

Также результатами структурного дешифрирования зафиксировано положение большого числа кольцевых структур. Необходимость дешифрирования которых, определяется пространственной приуроченностью многих из них к активизированным (мобильным) блокам фундамента, которым в осадочном чехле отвечают положительные формы тектонических дислокаций – антиклинали, структурные площадки, носы (гемиантиклинали) и др., именно этот тип кольцевых структур и представляет интерес для поисково-разведочных работ на нефть и газ. На протяжении многих лет, основными традиционными локальными объектами поисковых (поисково-детальных) сейсморазведочных работ являлись антиклинальные структуры, фонд которых постепенно сокращается. В этой связи одной из основных задач геологоразведочных работ является поиск залежей нефти и газа в ловушках не антиклинального типа в прибортовой зоне впадины (литологических, стратиграфических и тектонически экранированных).

По данным структурного дешифрирования территория южного борта Ферганской впадины в целом характеризуется полной (голоморфной) складчатостью, линейной группируемостью локальных складок, субпараллельной ориентировкой, как складок, так и их цепочек, хорошей выраженностью в рельефе (высокоамплитудные) и отсутствием структур, не нарушенных разрывами. Наиболее часто здесь встречаются линейные плавные, мелкие веерообразные, изоклинные и изоклино-чешуйчатые локальные складки. Положение осевых плоскостей в разрезе контролируется глубинными разломами генеральных для каждого района ориентировок. Здесь выделяются складки гребневидные, сундучные, веерообразные. Разрывные высокоамплитудные нарушения, как правило, осложняют структуры II порядка, размещаясь вдоль их осей кулисообразно, отдельными цепочками или группами (рис. 3).



**Рис. 3.** Фрагмент схемы структурного дешифрирования КФС Палваташ-Ходжаосманского сегмента южного борта Ферганской впадины

1-месторождения УВ; 2-площади находящиеся в глубоком поисковом бурении; 3-площади выведенные из глубокого бурения, как бесперспективные; 4- структуры, подготовленные к поисковому бурению; 5-структуры, выявленные сейсморазведочными работами; 6-структуры, намеченные сейсморазведочными работами; 7-скважины глубокого поисково-разведочного бурения; 8- элементы структурного дешифрирования КФС: а)линейные – линеаменты (элементы дизъюнктивной тектоники) б) дуговые-кольцевые структуры (элементы пликативной тектоники)

Проведенными исследованиями, с учетом данных предшествующих работ, установлено, что  $\approx 70\%$  антиклинальных структур и их переклинальных участков осадочного чехла отражаются в современном рельефе и на космических снимках. Это указывает на их тектоническую активность в течение новейшего этапа в результате активизации геодинамических процессов. Установленный факт отражения в ландшафте большинства локальных структур осадочного чехла указывает на возможность картирования подобных им объектов по дистанционным материалам.

**Палванташ-Ходжаосманская зона** (рис. 3) имеет северо-восточное простирание, с юга ограничивается Андижанским надвигом, имеющим северо-восточное падение плоскостей нарушения, углы которых варьируют от 20-50 градусов, увеличиваясь с глубиной до 80 градусов. Северной границей является флексурно-разрывная зона разломов южного борта. По данным сейсморазведки и бурения в пределах сегмента отмечается серия эшелонированных разломов, пересекающих блок под острым углом, которым приурочены незначительные по площади структурные осложнения.

Учитывая данные сейсморазведки и бурения зоны Зап. Палванташского и Палванташского месторождений по юрской продуктивной толще вскрыты XXIV, XXV, XXVI пласты. К северу от этих месторождений предполагается появление как XXII, так и XXVII, XXVIII пластов, к которым могут быть приурочены залежи нефти и газа, связанные со стратиграфически-экранированными ловушками [Каломазов, 2010; Абдуллаев, 2011]. Структурное дешифрирование было сосредоточено именно на зонах, непосредственно прилегающих к месторождениям. В результате в непосредственной близости в 4 км и 8 км к северо-западу от месторождения Палванташ выделено два микроблока, и три микроблока в 5 км к северу от месторождения Ходжаосман, два микроблока в 8 км и 11 км к северо-западу от месторождения Ходжаосман.

Отмеченные особенности строения и нефтегазоносности приразломных зон говорят о важном значении тектонических разрывов различных типов и величины в строении региона, а также в процессах формирования и переформирования залежей углеводородов. Разрывы часто обуславливают закономерности пространственного размещения залежей. В этой связи, выявленная космодешифрированием структурно-тектоническая информация (линеamentная трещиноватость и расположение кольцевых структур, различного ранга и кинематики) имеют важное значение, как при оценке перспектив отдельных участков нефтегазоносных зон южного борта Ферганской межгорной впадины, так и при проведении поисково-детальных работ, направленных на обнаружение новых структур, перспективных для поисков нефтяных и газовых месторождений.

В заключении хотелось бы подчеркнуть, что результаты структурного дешифрирования южной ступени и переходного пояса Ферганской межгорной впадины показали, что в тектоническом отношении ступень разбита серией нарушений. Это обусловило ступенчатое погружение фундамента в сторону осевой части мегасинклинали и представляет собой сочетание разнопорядковых блоковых и пликтивных структур при ведущей роли в их формировании разрывной тектоники. В результате работ установлено, что месторождения УВ в основном расположены: в непосредственной близости к активным региональным разломам, а также в приразломных зонах; на территориях неотектонического погружения, или слабого поднятия. Полученные результаты свидетельствуют о том, что по данным структурного дешифрирования и морфометрического анализа интенсивности и направленности неотектонических движений возможно выделение единого структурного каркаса, подчеркивающего блоковый характер строения и выделение локальных объектов перспективных по поиску ловушек.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев Г.С., Педдер Ю.Г.* К методике выявления и подготовки сейсморазведкой 3Д тектонически экранированных объектов в палеогеновых отложениях южной ступени Ферганской впадины // *Узбекский журнал нефти и газа.* 2011. (3). С. 10–12.
2. *Абидов А.А., Долгополов Ф.Г.* Некоторые аспекты геодинамического районирования нефтегазоносных регионов Узбекистана // *Узбекский журнал нефти и газа.* 1998. (1). С. 4–7.
3. *Каломазов Р.У., Урманов А.Х.* Оценка перспектив нефтегазоносности мезозойских и верхнепалеозойских отложений западной части Южной ступени Ферганской впадины // *Узбекский журнал нефти и газа.* 2010. (4). С. 20–22.



# ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШЕЙ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КAVKAZA

Т.В. Гиоргобиани

ТГУ, Институт геологии, Тбилиси, Грузия, ciala\_gugava@mail.ru

В формировании альпийской складчатой системы Большого Кавказа (БК) новейший (позднеорогенный) этап деформации занимает короткое время (поздний миоцен–антропоген, ~10 млн. лет), являясь заключительной деформационной стадией формирования современного горно-складчатого сооружения БК. Ему предшествовал ранне-среднеальпийский (раннеорогенный) значительно более длительный период (юра-средний миоцен, продолжительностью 160 млн. лет) альпийской деформации, в течении которого сформировалась основная сильно сжатая линейная складчатая структура региона. За сравнительно небольшой промежуток времени новейшего этапа первичная допозднеорогенная структура БК претерпела значительные изменения и приобрела современный вид сложной гетерогенной складчатой системы.

Несмотря на успешные попытки исследователей расшифровать структурную эволюцию Кавказского сектора альпийского Средиземноморского пояса в целом и БК в частности, вопрос структурной эволюции БК до сих пор остается дискуссионным. Это относится и к механизму формирования альпийского складчатого комплекса, проблема которого в настоящее время продолжает оставаться не до конца решенной. Существует много спорных интерпретаций кинематики и геодинамики альпийского тектогенеза БК. На основе многолетних детальных геолого-структурных исследований и анализа качественно новых данных нам удалось выяснить, что складчатость БК характеризуется значительно большей сложностью и неоднородностью строения, чем это считалось раньше.

В настоящее время существуют противоречивые мнения об орогенном этапе развития БК по отношению к предшествующей доорогенной стадии. Одни исследователи считают, что раннеорогенный этап является завершающей стадией развития глубоководного трога (геосинклинали) БК, т.е. наблюдается унаследованность в развитии на ранних и новейших этапах тектогенеза [Милановский 1991, 1996; Хаин, 1980, 1984]. Направление вектора деформации этого этапа и ориентировка сформированных в это время складчатых структур совпадают с ранне-среднеальпийским структурным планом. Раннеорогенный этап завершается складчатостью в условиях инверсии глубоководного трога и превращения его в складчатое сооружение. Это время начала воздымания и роста орогенного поднятия складчатой системы БК. Раннеорогенный этап постепенно переходит в позднеорогенный (поздний сармат–антропоген), когда интенсивность поднятия территории региона значительно возрастает, что приводит к возникновению собственно горно-складчатого сооружения БК.

Другие авторы, наоборот, утверждают, что орогенный этап вообще, и на БК в частности, не является прямым продолжением стадии развития глубоководного трога (геосинклинали), а представляет самостоятельный процесс, во время которого происходит перестройка плана деформации с усилением поперечных (на БК антикавказских) тектонических структур, накладывающихся на более ранние структуры цикла развития бассейна [Белоусов, 1989; Шолпо, 1978; Леонов, 1980; Боголепов, 1968; Гиоргобиани, 2004]. Сходные представления высказывались и на примерах по другим горно-складчатым областям [Довжиков, 1977]. При этом на позднеорогенном этапе после формирования основной складчатости в пределах БК происходит общее одноплановое структурообразование.

Действительно, на раннеорогенной стадии унаследовано продолжалось складкообразование по структурному плану, аналогичному ранне-среднеальпийскому северо-восточного тангенциального сжатия, которому подчинена ориентировка основной складчатой структуры изученного региона. План деформации на БК изменился с началом позднеорогенного этапа, совпадающего со временем отделения от Африканского континента Аравийской плиты и началом ее продвижения на север к Восточно-Европейской платформе (ВЕП). Именно в это время в регионе начинает проявляться субмеридиональное тангенциальное сжатие [Гиоргобиани, 1997], в обстановке которого и происходил новейший этап деформации. Неоднородность доорогенной структуры БК вызвала структурную вертикальную и горизонтальную дисгармонию складчатой структуры БК.

Альпийская складчатая система БК расположена на северном краю Анатолийско-Кавказско-Иранского (АКИ) сегмента альпийского Средиземноморского пояса. БК, представляющий в современной структуре мегантиклинорий северо-западного простирания, отделен крупными

региональными глубинными Северным и Южным краевыми разломами от смежных с ним молассовых неоген-четвертичных впадин. На севере, в Предкавказье, развиты краевые прогибы (Западно-Кубанский и Терский), наложенные на эпигерцинскую Скифскую плиту. На юге, в области Закавказья, размещены межгорные депрессии (Рионская и Куринская), наложенные на Черноморско-Закавказский (ЧЗМ) микроконтинент.

Проведенные автором детальные геолого-структурные исследования региона показали, что эволюция складчатости БК и механизм формирования его современной складчатой структуры значительно сложнее и многообразнее, чем предполагалось ранее. БК оказался благоприятным объектом для изучения особенностей проявления альпийских структурообразующих процессов, происходящих как на доинверсионных, так и на орогенных этапах развития региона. Для выяснения характерных особенностей позднеорогенного тектогенеза и новейшей геодинамики БК достаточно детального анализа морфологии и кинематики коллизионных структур.

Чтобы показать принципиальное различие доколлизионных (доинверсионных) и коллизионных геодинамических процессов необходимо вкратце рассмотреть и раннюю стадию развития БК. Это определяется тем, что гетерогенное структурное строение БК отражает разные этапы образования современной складчатой системы региона. В формировании современной складчатой структуры БК выделяются качественно различные и самостоятельные этапы альпийских деформаций и тектогенеза. Этапы, в свою очередь, состоят из нескольких фаз складчатости со сходными механизмами, а также проявленными общими геодинамическими и кинематическими процессами. Первый этап деформации БК отвечает ранне-среднеальпийской и раннеорогенной стадиям (юра–средний миоцен), характеризующимся проявлением в регионе батской (предкелловейской), пиринейской и штирийской фаз складчатости. Второй этап, представляющий позднеорогенную стадию (поздний миоцен–антропоген) деформации БК, проходит в обстановке действия в регионе аттической, роданской, валахской и четвертичных фаз тангенциального сжатия.

Основные альпийские деформации в регионе проходили в условиях различно ориентированного горизонтального сжатия [Гиоргобиани, 2004, 2007].

Главная зональная линейная складчатая структура северо-западного простирания БК в основном была сформирована в течение первого деформационного этапа, характеризовавшимся направленным с юго-запада на северо-восток тангенциальным сжатием, вызванным придвигом ЧЗМ к БК. Процесс горизонтального сокращения мощных (более 15 км) слоистых мезозойско-кайнозойских толщ осуществился за несколько коротких фаз ранне-среднеальпийского тектогенеза вследствие тангенциального сжатия, обусловленного глобальным процессом движения в северо-восточном направлении Африкано-Аравийского континента и воздействовавшим как индентор на Анатолийско-Кавказско-Иранский (АКИ) сегмент региона [Гиоргобиани, 2007]. Возникающее при этом северо-восточное тангенциальное сжатие передавалось ЧЗМ, который начал ортогонально придвигаться к БК, вызывая складчатость в регионе. То есть образование складчатости было обусловлено придвижением и прижатием ЧЗМ к заполненному осадками рифтогенному прогибу БК вкост его простирания в северо-восточном направлении. Во время действия микроплитовой тектоники в пределах БК в результате одностороннего тангенциального сжатия возникла асимметричная зональная линейная складчатая структура в основном юго-западной вергентности. Общий спад складкообразующих усилий к северо-востоку выразился в смене сильно сжатой складчатости в южной части БК, умеренной, а затем слабосжатой, переходящей в пологую моноклинал на севере.

Зональная складчатая структура наблюдается в настоящее время только в пределах Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа. Вероятно, она была развита по всему БК, но в настоящее время сохранилась лишь в тех сегментах БК, которые меньше всего осложнены более поздними наложенными деформациями. В пределах Центрального и Восточного Кавказа на новейшем деформационном этапе первичная структура была сильно изменена, поэтому здесь удастся проследить лишь фрагменты зональной складчатости региона.

Второй позднеорогенный этап проходил на фоне общего воздымания БК при продолжении складчатых процессов [Милановский, 1968]. В это время геодинамические условия в АКИ сегменте резко изменились. Отделившаяся от Африканского континента Аравийская плита стала двигаться на север, сближаясь с ВЕП. Выполняя роль перемещающегося на север индентора, она вдвигалась в мобильную АКИ область. Ориентировка горизонтального сжатия, передававшегося и ЧЗМ, изменилась с северо-восточной на субмеридиональную. В этой обстановке происходило столкновение ЧЗМ с уже консолидированным БК, т.е. это были условия уже жесткой коллизии континентального типа [Гиоргобиани, Тверитинова, 2012].

В результате активного воздействия ЧЗМ на консолидированный блок БК, последний был разделен долготными разломами на сегменты, а сам ЧЗМ – на отдельные поперечные мелкие блоки – шолы и наноплиты, самостоятельно вдвигавшиеся в складчатую структуру БК. Деформация осуществлялась придвиговыми и поддвиговыми механизмами структурообразования. При воздействии первого механизма образовывалась интерференционная складчатость, второго – формировались тектонические покровы. Проявление шоловой тектоники, сменившей региональную микроплитовую тектонику, создавало локальные неоднородности в виде косо наложенных деформации в единой складчатой системе.

Позднеорогенный этап развития БК существенно отличается от предшествующей стадии по характеру деформационных процессов. В отличие от предыдущего этапа прижимания относительно жесткого ЧЗМ к более пластичному прогибу БК, который условно можно назвать стадией «мягкой» коллизии, это был этап настоящей «жесткой» коллизии (термины по [Короновский, Демина, 1999]), когда сталкивались ЧЗМ и уже консолидированный жесткий блок БК.

В начале новейшего этапа в обстановке субмеридионального сжатия ЧЗМ и БК совместно были рассечены субмеридиональными разломами на отдельные части. БК был разделен на Северо-Западный (СЗ), Центральный и Юго-Восточный (ЮВ) сегменты, ЧЗМ – на одноименные наноплиты. Последние, в свою очередь, были расчленены на отдельные мелкие блоки – шолы.

В результате этого процесса возникли четыре основные геодинамические пары разделенных отрезками ЮКР взаимодействующих структур, состоящие из сегментов складчатой структуры БК и соответствующих им блоков ЧЗМ – шолей и наноплит. В обстановке косога наложенного субмеридионального сжатия они испытывали разнообразные совместные деформации.

Таким образом, позднеорогенный этап деформации БК не наследует направление вектора горизонтального сжатия предыдущей деформационной стадии региона. На коллизионном этапе развития на БК воздействовал не целостный ЧЗМ, как на предшествующей стадии, а составляющие его разновеликие наноплиты и блоки – шолы, возникшие в результате субмеридионального сжатия Кавказского сектора Средиземноморского пояса. С изменением ориентировки тангенциального сжатия меняется и характер деформаций, которые накладываются на ранние линейные структуры и вызывают их преобразование с возникновением разнообразной коллизионной складчатости.

Поперечная деструкция и начавшееся активное воздымание БК способствовали проявлению в регионе кроме ранее установленного автором придвигового механизма тектогенеза нового механизма поддвигового тектонического процесса. В условиях сильного тангенциального сжатия в жестком складчатом комплексе БК возникали пологие системы сколовых разломов разного типа. Кинематика движений шолей и наноплит в зоне столкновения ЧЗМ и БК была разной, что обусловило автономную разнотипную деформацию отдельных участков складчатой системы БК. Одни шолы придвигались к разломной границе и внедрялись в складчатую структуру мегантиклинория, а другие поддвигались под нее.

Новейшими деформациями были охвачены все сегменты БК, кроме Восточного. Здесь расчленение складчатой системы БК и ЧЗМ и образование наложенных коллизионных структур в условиях субмеридионального сжатия не происходило. Причиной этого, вероятно, является ломанное в плане очертание выступа Аравийского континента и северо-западная ориентировка его восточного края. Поэтому при субмеридиональном движении этой плиты на обрамляющих ее с севера территориях, в том числе и на Восточном Кавказе, возникла полоса с условиями северо-восточного сжатия. То есть в этом сегменте БК было унаследовано направление тангенциального сжатия первого этапа деформации, и происходило соосное дожимание первичной линейной складчатой структуры региона.

На новейшем этапе в северной части Восточно-Кавказского сегмента сформировалась дугообразная складчатая структура Дагестанского клина, представляющая собой гибридный тип складчатости, сложенной сочетанием линейных вдольразломных и коробчатых складок, а также интерференционных брахиформных структур [Гиоргобиани, 2007; Гиоргобиани, Закарая, 2015].

В результате долготного движения шолей и наноплит ЧЗМ и соответствующих им сегментов БК на новейшем этапе деформации произошло постепенное неравномерное смещение первоначальной оси мегантиклинория БК к северу. Амплитуда перемещения разделенных долготными разломами поперечных сегментов БК была различной, вследствие чего первичная прямолинейная ось мегантиклинория превратилась в извилистую ломанную линию. Целостность альпийской складчатой системы БК была нарушена. Наиболее слабые перемещения испытывал Северо-Западный Кавказ, что привело к общему повороту БК и прилегающих к нему регионов на 20° против часовой стрелки.

Таким образом, установлена важная особенность позднеорогенного структурообразования на БК. Выяснено, что формирование новейшей складчатости в регионе происходит в процессе разномасштабного поперечного разрушения первичной структуры складчатой системы. Сформированная на первом этапе деформации складчатая структура БК на позднеорогенном этапе испытывает преобразование и поперечное разрушение. В складчатой системе БК в зонах наложенных структур возникают структурные неоднородности. Причиной этого процесса являются деформации, связанные с косо ориентированным субмеридиальным наложенным на первичную складчатость БК сжатием.

Характерной особенностью позднеорогенной стадии деформации является отсутствие на территории БК новейших отложений. Они расположены только в приграничных с мегантиклинорием краевых прогибах и межгорных впадинах, а также в пределах его периклинальных погружений. Поэтому проявление позднеорогенных деформаций отражены в основном в юрско-среднемиоценовых складчатых толщах, на которые они косо наложены. Здесь новейшие пликативные и разрывные структуры образовывались неоднократно, последовательно накладываясь на складчатую систему БК.

Позднеорогенные деформации БК в условиях субмеридионального сжатия сопровождались образованием своеобразных новейших коллизионных структур, морфология которых определялась гетерогенной кинематикой отдельных нано плит и шолей при их взаимодействии с БК [Гиоргобиани, 1997, 2000]. В придвиговых зонах в складчатой системе образовывались горизонтальные флексуры, линейная складчатость субширотного простирания, дополнительные конгруэнтные и инконгруэнтные мелкие складки, осложняющие более крупные структуры, кинк-структуры и шевронные складки, субширотный кливаж, протрузивные структуры, интерференционная складчатость, разломные структуры разного вида и кинематики, иногда сопровождающиеся приразломными и вдольразломными складками, а также покровно-надвиговые и поддвиговые тектонические структуры, и другие структурные формы, образующиеся при деформации консолидированных хрупких толщ.

Таким образом, альпийское складкообразование БК определялось разнопорядковыми деформациями, возникшими при воздействии на него целостного ЧЗМ или составляющих его нано плит и шолей. В свою очередь эти деформации были вызваны локальными, региональными и глобальными геодинамическими процессами.

Первый этап деформации и тип эволюции структуры БК носил конструктивный характер сформировавший его главную зональную складчатость. Вторая стадия деформаций и направленность эволюции выделялась своим деструктивным характером. Эти деформации вызывали преобразование ранней линейной складчатости в нелинейные пликативные структуры и обусловили ее разрушение многочисленными надвиговыми и тектоническими покровами. Однако эти же процессы имели и конструктивный характер, что выражалось в образовании новых для БК многообразных коллизионных структур, в том числе в виде тектонических покровов и интерференционной складчатости.

Определяющую роль в поэтапном формировании и эволюции складчатой структуры БК играла глобальная, региональная и локальная геодинамика. При этом ведущим являлся процесс конвергенции Африкано-Аравийского континента с ВЕП, вызванной действием в регионе плейт-тектоники. Он был источником трансрегионального сначала северо-восточного, а затем субмеридионального давления на АИК регион, в частности, и на ЧЗМ, взаимодействие которого с БК имело решающее значение в формировании современной складчатости региона. Важными факторами в образовании и дальнейшей эволюции складчатости альпийской системы БК в течение всей истории ее развития была структурная позиция БК – его размещение между ЧЗМ и Скифской плитой, а также альпийская геодинамика последних.

Максимальной тектонической активностью на этапах деформации характеризовался ЧЗМ. Это проявилось в региональных придвиговых и локальных придвиговых и поддвиговых деформациях на БК единого целостного микроконтинента на ранних стадиях тектогенеза и слагающих его нано плит и шолей на новейшем этапе дислокации. Скифская плита в этом коллизионном взаимодействии в течение всей альпийской эпохи оставалась пассивной, относительно неподвижной и выполняла роль жесткого упора.

Полученные новые материалы по морфологии складчатой системы показывают, что альпийская складчатая система БК была сформирована в течение двух главных этапов деформации, в различных геодинамических условиях. Сменивший северо-восточное направление тангенциального сжатия образования основной складчатости БК субмеридиональный план позднеорогенных

деформаций обусловил формирование принципиально новых наложенных коллизионных дислокаций.

Таким образом, если судить по кинематике и динамике процессов тектогенеза БК и формирования складчато-разрывных структур БК, позднеорогенная коллизионная стадия представляет собой независимую от раннеорогенного этапа стадию развития БК. В это время меняется геодинамическая обстановка в регионе, в результате чего происходит резкая смена плана деформации складчатой области, что вызывает преобразование, переориентировку и разрушение ранней складчатости БК и формирование новых коллизионных структур.

Вначале новейшего этапа прерывается унаследованное от предыдущей стадии образование складчатости северо-западного простирания и начинается новый этап формирования коллизионных структур субширотного и долготного направления. Поэтому, на наш взгляд, неправильно объединять эти два совершенно различных орогенных режима в единый процесс неотектонического развития региона. В действительности позднеорогенный коллизионный период представляет собой самостоятельную стадию дислокации БК в течение многофазного формирования альпийской складчатой структуры региона. Новейший этап развития современной структуры горно-складчатой системы БК продолжается и в настоящее время.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра. 1980. 382 с.
2. Боголепов К.В. О двух типах орогенеза // Геология и геофизика. 1968. №8. С. 15–26.
3. Гиоргобиани Т.В. Парагенезы коллизионных структур Кавказа // Матер. совещ. Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС. 1997. С. 39–41.
4. Гиоргобиани Т.В. Коллизионные складчатые структуры Большого Кавказа // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС. 2000. С. 120–123.
5. Гиоргобиани Т.В. Основные особенности альпийской складчатой структуры Большого Кавказа // Сборник трудов посвященных 100-летию со дня рождения П.Д. Гамкрелидзе. Труды ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 119. Тбилиси, 2004. С. 79–88.
6. Гиоргобиани Т.В. Особенности структурообразования некоторых коллизионных орогенов (на примере Большого Кавказа) // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XI тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2007. Т. I. С. 174–178.
7. Гиоргобиани Т.В. Альпийская геодинамика Большого Кавказа и приграничных регионов // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики центральной и Восточной Азии. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2007. Т. I. С. 92–96.
8. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Механизм и геодинамика формирования складчатой системы Дагестанского Клина // Тр. ГИН им. Джанелидзе. ТГУ. Нов. сер. 2015. В. 127. С. 112–116.
9. Гиоргобиани Т.В., Тверитинова Т.Ю. Новейшая и современная геодинамика Большого Кавказа и приграничного Закавказья // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы. Материалы докладов Всероссийской конференции. ИЗК СО РАН. Т. I. Иркутск. 2012. С. 79–82.
10. Довжиков А.Е. Типы «орогенический» режимов и их место в истории развития структур земной коры // Советская геология. 1977. № 5. С. 69–79.
11. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора альпийского складчатого пояса // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
12. Леонов Ю.Г. Орогенные периоды эпохи тектогенеза как формы проявления глобальной тектонической активности // Межд. геол. конгресс. 26 сессия. Доклады советских геологов. Тектоника. М.: Наука. 1980. С. 149–158.
13. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. Изд. «Недра». 1969. 483 с.
14. Милановский Е.Е. Геология СССР. Часть 3. М.: Изд-во МГУ. 1991. С. 64–109.
15. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья. М.: Изд-во МГУ. 1996. С. 317–340.
16. Хаин В.Е. Орогенез и тектоника плит // Межд. геол. конгресс. 26 сессия. Доклады советских геологов. Тектоника. М.: Наука. 1980. С. 5–15.
17. Хаин В.Е. Региональная геодинамика. Альпийский Срединноморский пояс. М.: Недра. 1984. С. 143–188.
18. Шолто В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра. 1978. 176 с.

# МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ В ОКРЕСТНОСТЯХ ЧУЙСКОЙ И КУРАЙСКОЙ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН, ГОРНЫЙ АЛТАЙ, РОССИЯ

М. О. Еремин<sup>1</sup>, А.О. Чирков<sup>2</sup>, А. Пажин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, пр. Академический 2/4, Томск, Россия,

<sup>2</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет, пр. Ленина, 36, Томск, Россия

## 1 Введение

Комплексная оценка сейсмической опасности в районах, подверженных землетрясениям, обычно основана на зарегистрированной и исторической сейсмичности, но может быть улучшена с помощью моделирования динамики активных разломов [Sokolov and Ismail-Zadeh, 2015].

Непрерывные движения блоков земной коры вызывают активизацию существующих разломов, которые в некоторых случаях скрыты под слоем осадочных пород. Сдвиги в основании разломной зоны постепенно приводят к образованию иерархически организованной системы разломов с линеаментами различных типов: R-, R'-, P-, Y-сдвиги, T-трещины и т.д. [Davis et al., 2000]. Некоторые авторы также подчеркивают существование следов F-складок [Rebetsky and Mikhailova, 2014, Sengor et al., 2014] и X-сдвигов [Sengor et al., 2014]. Установлено, что возникновение разрывов разного типа связано с разными этапами формирования разломной зоны [Seminskii, 2008, Sengor et al., 2014].

Формирование сдвиговых зон типа Риделя привлекает большое внимание: многие работы посвящены инструментальному исследованию и физическому моделированию [Davis et al., 2000, Bornyakov and Semenova, 2011, Sengor et al., 2014, Ghosh and Chattopadhyay, 2008, Mawer, 1992, Gogonenkov and Timurziev, 2010, Leonov et al., 2018]. В это же время стали появляться работы по численному моделированию [Stefanov et al., 2014, Stefanov and Bakeev, 2014, Chemenda et al., 2016, Taniyama, 2011, Leonov et al., 2018]. Были исследованы следующие вопросы: морфология и кинематика структур, условия формирования, траектории главных напряжений, механизмы аккомодации при сдвиге и т.д.

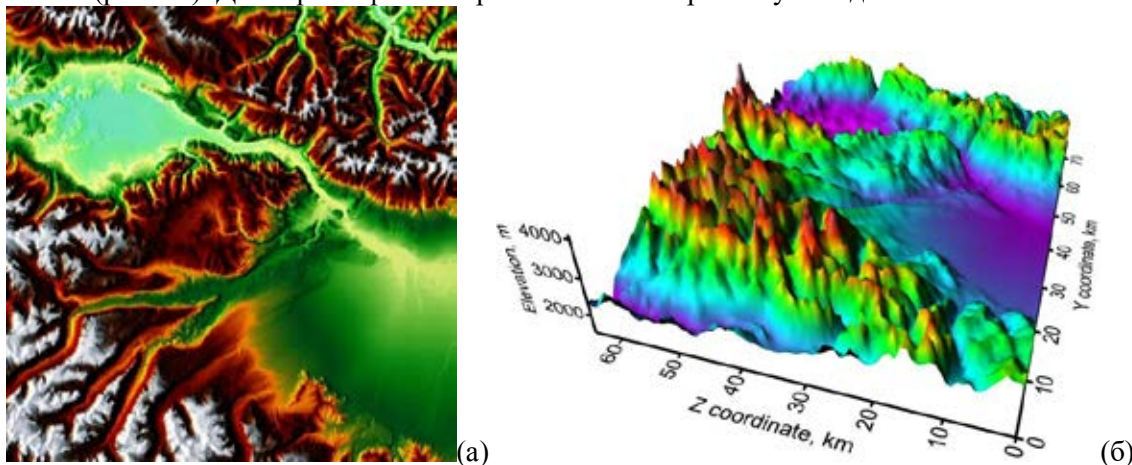
На основе литературного обзора, можно утверждать, что сравнительно мало работ посвящено математическому моделированию глубинного строения разломных зон. В качестве объекта исследования выбрана эпицентральная область Чуйского землетрясения 2003 года подробно изученная инструментальными методами, что позволяет выполнить хорошую валидацию параметров модели. В этой статье мы сосредоточимся на глубинах  $\leq 20$  км, поскольку основная масса землетрясений в окрестностях Чуйской и Курайской горных впадин сосредоточены именно на глубинах до 20 км. Фактически, решается обратная задача. На основе математического моделирования, интерпретируются данные инструментальных наблюдений и ищутся условия, при которых в модели можно наблюдать стадии формирования разломной зоны, коррелирующие с наблюдениями. По сравнению с предыдущими работами по моделированию сеймотектонических деформаций в данном регионе [Babichev et al., 2009, Eremin and Makarov, 2018, Timofeev et al., 2019], процесс рассматривается в трехмерной постановке с использованием новой геометрической модели.

## 2 Постановка краевой задачи

### 2.1 Структурная модель, начальные и граничные условия

Одним из важных этапов численного моделирования является разработка структурной модели. Современный рельеф поверхности играет решающую роль. Когда моделирование выполняется в трехмерной постановке, необходимо учитывать силу тяжести. Для горных областей, таких как прилегающие территории Чуйской и Курайской впадин, изменения высоты являются существенными и достигают разницы между впадинами и орогенами до 2000 м. Перепад высот влияет на начальное распределение напряжений, вызванных силами гравитации, который нельзя игнорировать. Данные космической радиолокационной топографии (SRTM) дают информацию об абсолютных высотах рельефа поверхности с различной точностью. Затененный SRTM рельеф рассматриваемой области показан на рис. 1а. Эти данные были использованы в качестве входных, чтобы учесть резкие

изменения высоты поверхности при переходе от гор к впадинам. Разрешение цифровой карты составляет 180 м/пиксель. Программное обеспечение Qgis 3.0 использовано для извлечения рельефа поверхности (рис. 1б). Далее рельеф был перенесен в геометрическую модель.



**Рис. 1:** Затененный SRTM рельеф абсолютных высот в окрестностях Чуйской и Курайской горных впадин без сети параллелей и меридианов и эпицентров землетрясений (а), цифровая модель рельефа (б).

Современная концепция иерархической организации земной коры [Seminskii, 2008] требует рассмотрения блоков и разломов разных масштабов. В то время как структура верхней части осадочного чехла Чуйско-Курайского региона мощностью  $\approx 1$  км хорошо изучена различными надежными геофизическими методами (например, [Nevedrova et al., 2014, Dobretsov et al., 2016, Vetrov et al., 2016, Deroin and Buslov, 2017]), глубинная структура остается слабо изученной. Последнее приводит к некоторым упрощающим предположениям, например, к продолжению поверхностных границ блоков до глубоких горизонтов. В работе использовано это предположение из-за отсутствия надежных данных. Мы пренебрегаем возможным изменением глубинной структуры блоков. Такое допущение является удовлетворительным, поскольку мы сосредоточились на глубинах очагов, не превышающих  $\approx 20$  км.

Рисунок 2а иллюстрирует разработанную структурную модель. Блоки помечены разными цветами в модели. Модель имеет высоту  $\approx 21$  км, содержит Чуйскую и Курайскую впадины глубиной 1 км, слой песчаника  $\approx 9$  км, гранитное основание мощностью около  $\approx 12$  км. Рисунок 2б иллюстрирует граничные условия, применяемые к модели. Граничные условия активизации модели основаны на GPS-данных [Timofeev et al., 2019].

Дневная поверхность свободна от напряжений. На боковых границах расчетной области задано продолжение граничного условия из основания модели. Из-за сложности граничных условий в модель были добавлены дополнительные блоки длиной  $\approx 6$  км (не показаны на рис. 5) с каждой стороны вдоль осей Oy и Oz, чтобы уменьшить влияние граничных условий. Ускорение силы тяжести направлено в противоположную сторону оси X. Начальное напряженно-деформированное состояние является результатом действия сил гравитации. Численное моделирование проводилось с использованием сетки, содержащей общее количество ячеек сетки 335 по оси Oz, 262 по оси Oy, 50 по оси Ox.

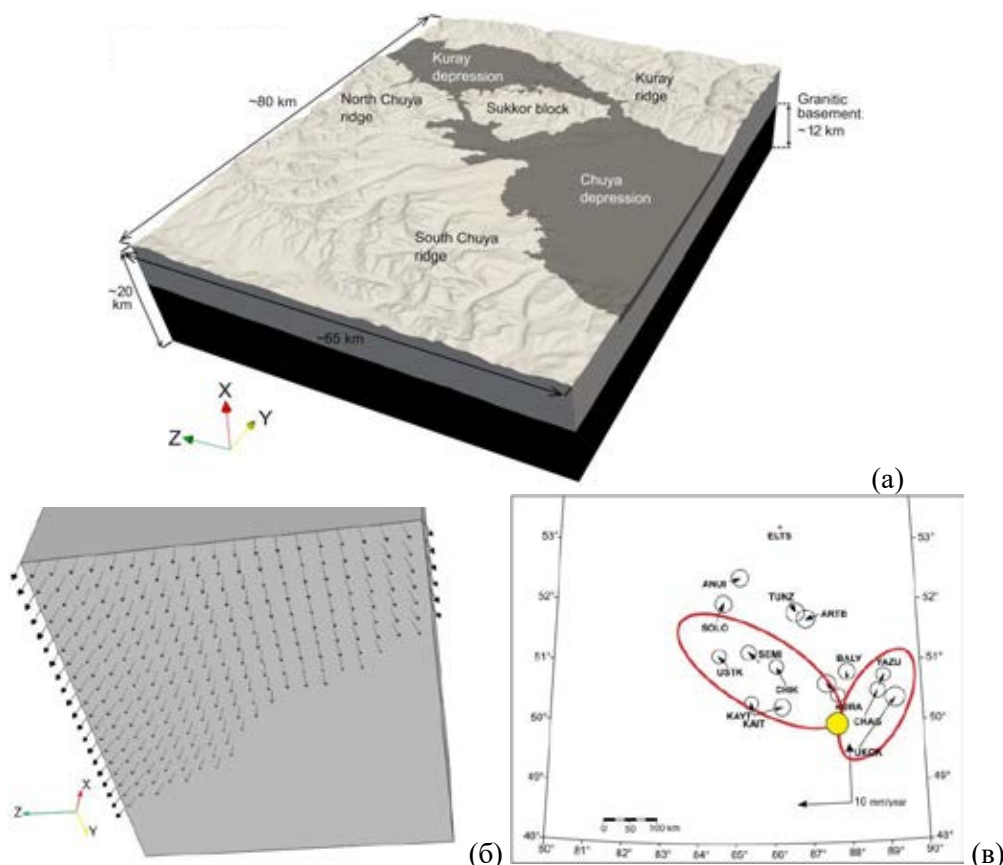


Рис. 2. Разработанная структурная модель Чуйско-Курайского региона (а), граничные условия на основе GPS - данных (б), GPS - данные [Timofeev et al., 2019] (в).

## 2.2 Система уравнений

Применяемый подход детально изложен в работах [Stefanov et al., 2014, Stefanov, Bakeev, 2014]. Однако определяющие уравнения для неупругих деформаций требуют некоторого обсуждения. В работе применяется неассоциированный закон пластического течения (1):

$$\dot{\epsilon}_{ij}^P = \dot{\lambda} \frac{\partial g(\sigma_{ij})}{\partial \sigma_{ij}} \quad (1)$$

Выбор неассоциированного закона пластического течения продиктован хорошо известным несоответствием между углом внутреннего трения и углом дилатансии горных пород [Alejano and Alonso, 2005]. Пластический потенциал (2) записывается в форме, предложенной Николаевским В. [Garagash and Nikolaevskii, 1989, Kapustyanskii et al., 2010, Stefanov et al., 2014, Stefanov and Bakeev, 2014, Psakhie et al., 2014, Makarov et al., 2019]:

$$g(\sigma_{ij}) = J_2 - \Lambda P(2Y + \alpha P) + const \quad (2)$$

где  $\Lambda$  - коэффициент дилатансии. Авторы [Alejano and Alonso, 2005] опубликовали подробный обзор по выбору параметров дилатансии массива горных пород. Авторы утверждают, что коэффициент дилатансии сильно зависит от всестороннего давления и неупругой деформации. В этой статье, для простоты, функциональная зависимость коэффициента дилатансии от всестороннего давления и неупругой деформации игнорируется. Мы используем диапазон

$\Lambda = const = tg\left(\frac{\varphi}{8}\right) - tg\left(\frac{\varphi}{4}\right)$ , где  $\varphi$  - угол внутреннего трения в критерии Кулона-Мора. Данное предположение является удовлетворительным для задач данной работы и согласуется с практическим правилом, предложенным в работе [Hoek and Brown, 1997].

Дифференцирование уравнения (2) дает следующие компоненты тензора скорости неупругой



деформации (уравнение (3)):

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^P = \dot{\lambda}(S_{ij} + \frac{2}{3}\Lambda(Y + \alpha P)\delta_{ij}), \dot{\theta}^P = \dot{\varepsilon}_{ii}^P \quad (3)$$

Множитель  $\dot{\lambda}$  определяется в расчетах, когда удовлетворяется уравнение (4), представляющее собой модифицированную форму исходного критерия Друкера-Прагера (ДП) (4) [Drucker, Prager, 1952].

$$f(\sigma_{ij}) = -\alpha P + \sqrt{J_2} - Y = 0 \quad (4)$$

Накопление неупругих деформаций приводит к изменению когезии в соответствии с законом, предложенным в работе [Stefanov et al., 2014]. Изменение значений параметров модели позволяет описать различные этапы формирования разломной зоны - ранний, средний и поздний дизъюнктивные этапы, а также формирование окончательной геометрии разломной зоны.

$$Y = Y_0[1 + 2h\frac{\gamma^P}{\gamma_c} - h(\frac{\gamma^P}{\gamma_c})^2] \quad (5)$$

В вышеприведенных уравнениях  $P$  - гидростатическое давление,  $\sigma_{ij}$  - компоненты тензора напряжений Коши,  $S_{ij}$  - компоненты тензора девиаторных напряжений,  $F_i$  - компоненты вектора массовой силы,  $\delta_{ij}$  - символ Кронекера,  $J_2 = \frac{1}{2}S_{ij}S_{ij}$  - второй инвариант тензора девиаторных напряжений,  $\dot{\varepsilon}_{ij}^P$  - компоненты тензора скорости неупругой деформации,  $\dot{\varepsilon}^P$  - скорость объемной неупругой деформации,  $\alpha$  - коэффициент внутреннего трения,  $\lambda$  - коэффициент дилатансии,  $g(\sigma_{ij})$  - функция пластического потенциала,  $f(\sigma_{ij})$  - функция текучести, а  $Y$  - материальная константа, связанная с когезией в критерии Мора-Кулона,  $\gamma_c$  - интенсивность неупругой деформации, при которой начинается разупрочнение материала,  $h$  - коэффициент деформационного упрочнения.

Выбор других параметров модели основан на физических допущениях. В таблице (1) приведены физико-механические свойства блоков в модели.

**Таблица 1.** Физико-механические свойства блоков в модели

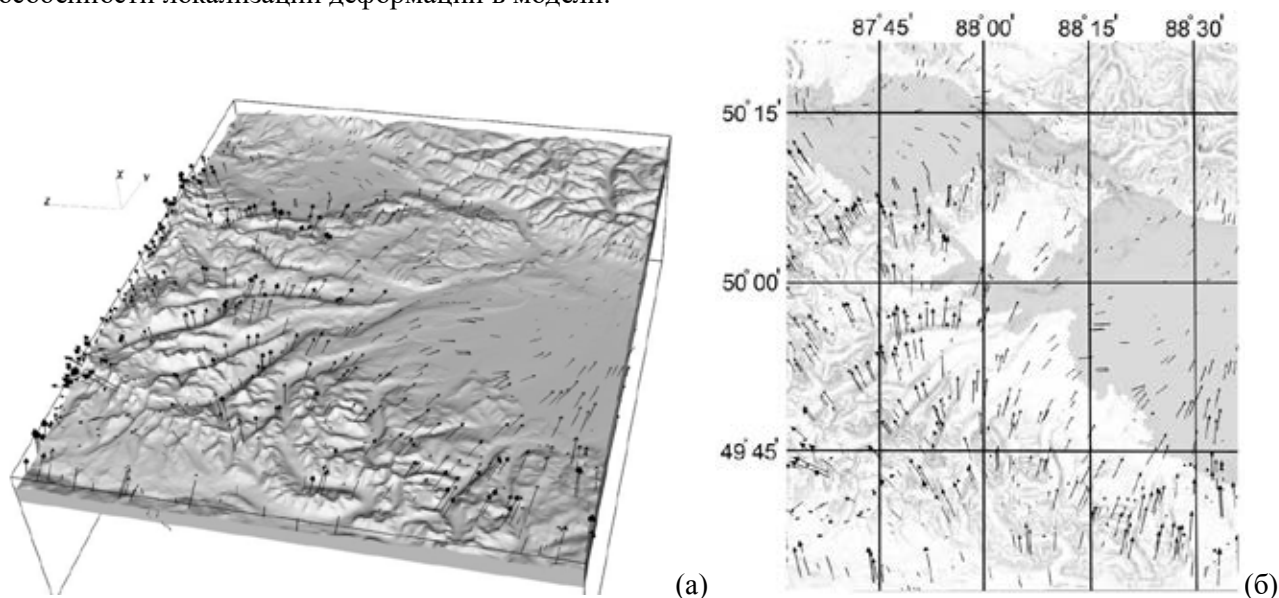
Блок	$\rho, g/cm^3$	$K, GPa$	$\mu, GPa$	$Y_0, MPa$	$\alpha$	$\Lambda$	$\gamma_c$	$h$
Хребты	2.5	12.28	5.34	10.0	0.4	0.3	0.007	0.2
Впадины	1.75	6.7	2.9	4.0	0.3	0.2	0.002	0.2
Гранитное основание	2.7	23.33	17.5	30.0	0.6	0.5	0.0035	0.2

Для решения краевой задачи использован конечно-разностный метод на основе явной схемы численного интегрирования второго порядка точности [Wilkins, 1999].

### 3 Результаты моделирования и обсуждение

Рассмотрим особенности локализации деформации в модели, когда граничные условия основаны на GPS-данных (рис. 2б). Данные GPS, показанные на рис. 2в, представляют собой поле скоростей относительно Евразийской тектонической плиты. Видно, что представленное поле демонстрирует интересную особенность, а именно – разориентацию векторов скорости вблизи Чаган-Узунского блока в  $\approx 50^\circ$ . Поскольку мы решаем обратную задачу, то мы ожидаем, что поле скоростей до финальной стадии формирования разломной зоны будет коррелировать с данным GPS. Это позволяет утверждать, что мы воссоздали геодинамические условия до Чуйского землетрясения с достаточной точностью.

Рисунки 3а,б иллюстрируют полученное поле скорости на поверхности в результате активации модели в соответствии с данными GPS. По сравнению с областью, показанной на рис. 2в, рассматриваемая в модели область значительно меньше. Следовательно, количество базовых точек GPS, которые мы можем использовать для калибровки модели по данным наблюдений, оказывается значительно меньше. Если мы сравним полученное поле с данными GPS вблизи точек KURA и CHAG, то можно сделать вывод об их удовлетворительном согласии. Далее проанализированы особенности локализации деформации в модели.



**Рис. 3:** Поле скоростей на поверхности, полученное в результате численного моделирования до образования финальной геометрии разломной зоны в двух проекциях.

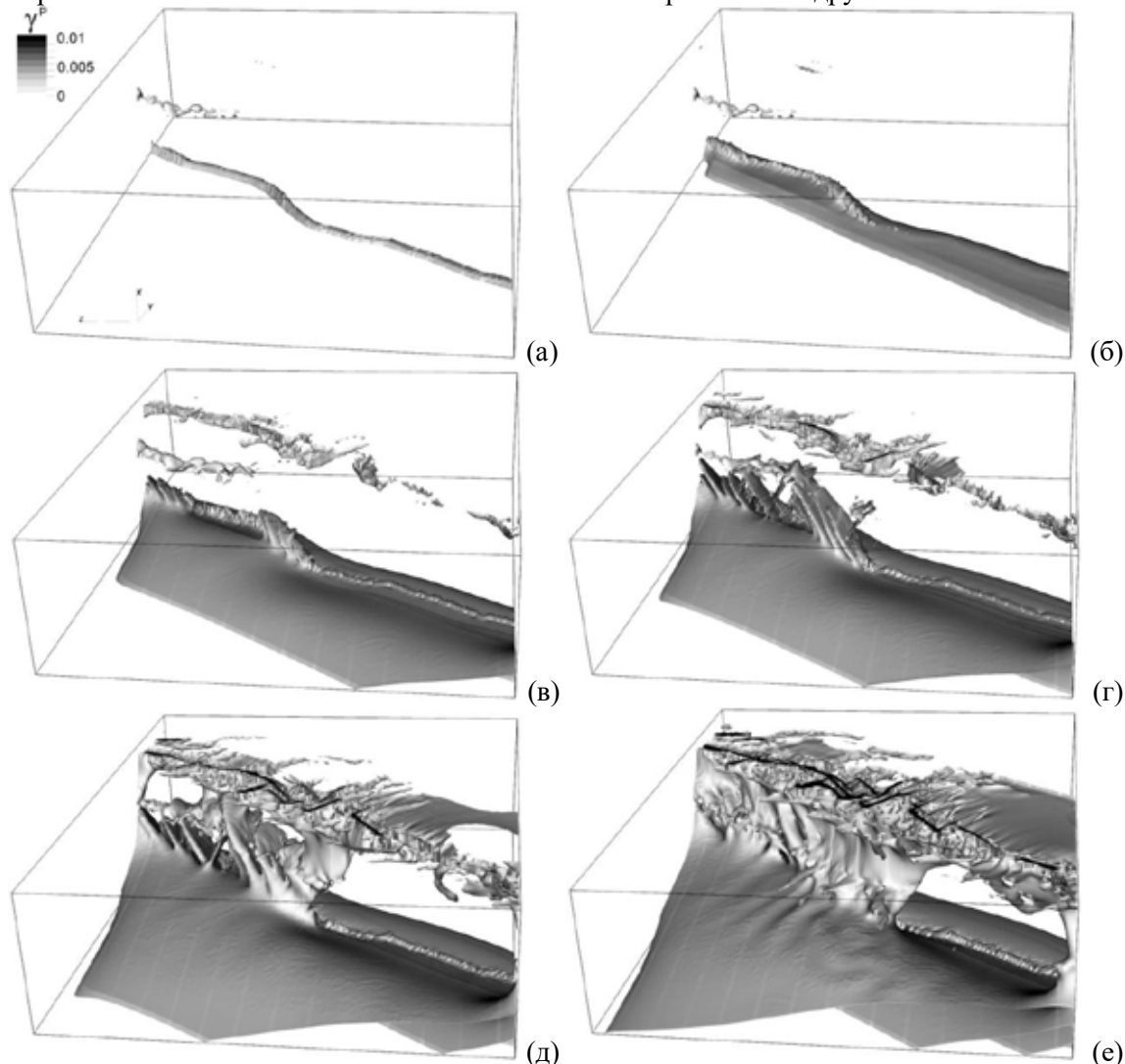
Очевидно, что стадии формирования разломов зависят от накопленного смещения в основании модели. Чем выше значение накопленного смещения, тем более поздняя стадия формирования зоны разлома наблюдается и тем выше неупругая деформация. Особый интерес представляют этапы формирования разломной зоны, а также динамика локализации деформации, связанная со стадиями. Чтобы понять динамику, мы проиллюстрировали контур неупругой деформации в модели при различных смещениях в основании модели (рис. 4а-е). Обратим внимание, что смещения в основании модели достаточно большие по сравнению с наблюдаемыми естественными смещениями, даже во время сильнейших землетрясений. Это является результатом ограничений по мощности компьютера, поскольку не возможно решить модель с очень большим количеством элементов и шагом сетки  $\Delta x$ , достаточно малым, чтобы воспроизвести реальные масштабы естественных трещин. Следовательно, мы ограничены в масштабах и сосредоточены на макроскопических паттернах локализации неупругой деформации, которые неявно включают в себя как полосы локализации меньших масштабов, так и разветвленные трещины. Хотя сформированная геометрия зоны разлома воспроизводит теоретически прогнозируемый паттерн локализации (например, [Rebetsky and Mikhailova, 2014]), результаты в рассматриваемой задаче скорее являются качественными.

С самого начала формируется узкая область локализации неупругих деформаций, внутри которой наблюдаются зародыши будущих возможных структур локализации (рис. 4б). Внутри области локализации неупругая деформация довольно быстро возрастает до значений критической интенсивности деформаций пород, принадлежащих слою песчаника.

С увеличением смещения в основании модели наблюдаются дальнейшие этапы формирования разломной зоны. Таким образом, развитие ряда зародышей структур локализации наблюдается вблизи основания в районе Северо-Чуйского хребта и Чаган-Узунского блока в виде непротяженных эшелонов на стадии, показанной на рис. 4в. Приповерхностные слои на границе между хребтами и впадинами также демонстрируют начало развития неупругих деформаций в виде отдельных очагов без очевидной локализации на этой стадии.

Следующий этап, показанный на рис. 4г, характеризуется увеличением степени локализации деформации в приповерхностных слоях, сопровождающейся образованием нескольких отчетливых линеаментов. Структуры локализации в гранитном слое, которые формируются в начале, прорастают через весь гранитный слой. Другие зародыши структур локализации также испытывают значительный рост, образуя протяженный эшелон поверхностей локализации вдоль границы Чаган-Узунского блока и Курайской впадины с Южно-Чуйским и Северо-Чуйским хребтами.

Завершающие этапы формирования разломной зоны, проиллюстрированные на рис. 4д,е, связаны с образованием «моста», соединяющего структуры локализации, сформировавшиеся на поверхности, со структурами в гранитном основании. Как видно из рис. 4е, вдоль направления сдвига формируется однородная структура, охватывающая все слои. Отметим, что модельный участок в окрестностях Южно-Чуйского хребта к юго-востоку от Чаган-Узунского блока не полностью охвачен неупругой деформацией из-за особенностей сформировавшегося поля скоростей. Согласно сейсмологическим данным, именно на этом сегменте Чуйско-Курайского региона была зафиксирована минимальная сейсмическая активность по сравнению с другими сегментами.



**Рис. 4:** Развитие разломной зоны в окрестностях Чуйской и Курайской впадин при различном смещении в основании: (а) 19 м, (б) 49 м, (в) 92 м, (д) 135 м, (д) 176 м, (е) 235 м. Цветовая шкала и ориентация модели на рисунках (б-е) такие же, как на (а)

#### 4 Заключение

В данной работе рассмотрены особенности формирования разломной зоны в окрестностях Чуйской и Курайской межгорных впадин, Горный Алтай на основе математического моделирования. В основе новой геометрической модели лежат литературные данные сеймотектонических и

палеосейсмогеологических исследований, а также данные космической радиолокационной топографии. Основой математической модели является система уравнений механики твердого тела, включающая законы сохранения и определяющие уравнения для упругой и неупругой деформации породного массива.

В результате моделирования получены этапы формирования, структура и кинематика разломной зоны удовлетворительно согласующиеся как с данными инструментальных наблюдений, так и с результатами, полученными на модельных задачах [Stefanov et al., 2014, Stefanov, Bakeev, 2014, Chemenda et al., 2016]. Зона разлома представляет собой эшелонированную систему правосторонних сдвигов типа Риделя. Система поверхностных линейаментов представлена R-, R'-сколами, X- и Y-сдвигами, что характерно для разломных зон сдвигового типа [Davis et al., 2000, Sengor et al., 2014, Ghosh, Chattopadhyay, 2008, Mawer, 1992].

В будущей работе планируется провести статистический анализ эволюции напряженно-деформированного состояния, чтобы найти предвестники крупномасштабных разрушений горного массива.

Работы выполнены в рамках государственного задания для ИФПМ СО РАН по проекту III.23.1.4.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Alejano L.R., Alonso E.* Considerations of the dilatancy angle in rocks and rock masses // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. 2005. V. 42. P. 481–507.
2. *Babichev A.V., Novikov I.S., Polyansky O.P., Korobeynikov S.N.* Modeling Cenozoic crustal deformation in Gorny Altai // *Russian Geology and Geophysics*. 2009. V. 50(2). P. 104–114.
3. *Bornyakov S.A., Semenova N.V.* Dissipative processes in fault zones (based on physical modeling results) // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52. (6). P. 676–683.
4. *Chemenda A.I. et al.* Numerical model of formation of a 3-D strike-slip fault system // *Comptes Rendus Geoscience*. 2016. V. 348(1), P. 61–69.
5. *Davis G.H., Bump A.P., Garcia P.E., Ahlgren S.G.* Conjugate Riedel deformation band shear zones // *Journal of Structural Geology*. 2000. V. 22. P. 169–190.
6. *Deroin J.-P., Buslov M.* Geomorphic study of seismically active areas using remote sensing data. Case of the Gorny Altai (Siberia) affected by the 2003 Altai earthquake // *Bull. Soc. géol. Fr.* 2017. V. 188(1-2). P. 1–11.
7. *Dobretsov N.L., et al.*: Meso- and Cenozoic Tectonics of the Central Asian Mountain Belt: Effect of Lithospheric Plate Interaction and Mantle Plume // *Intern. Geol. Rev.* 1996. V. 38. P. 430–466.
8. *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vasilevsky A.N., Vetrov E.V., Nevedrova N.N.* Cenozoic history of topography in southeastern Gorny Altai: thermochronology and resistivity and gravity records // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57(11). P. 1525–1534.
9. *Drucker D.C., Prager W.* Soil Mechanics and plastic analysis or limit design // *Q. Applied Math.* 1952. V 10. P. 157–165.
10. *Eremin M., Makarov P.* Numerical Modelling of Main Shock and Aftershock Line of Chuya Earthquake 27.09.2003, Altai, Russia // *Proceedings of China-Europe Conference on Geotechnical Engineering, SSGG*. 2018. P. 1462–1465.
11. *Garagash I.A., Nikolaevskii V.N.* Non-associated Rules of Flow and Plastic Deformation Localization // *Uspekhi Mekhaniki*. 1989. V. 12(1). P. 131–183.
12. *Ghosh N., Chattopadhyay A.* The initiation and linkage of surface fractures above a buried strike-slip fault: An experimental approach // *Journal of Earth System Science*. 2008. V. 117. P. 23–32.
13. *Gogonenkov G.N., Timurziev A.I.* Strike-slip faults in the West Siberian basin: implications for petroleum exploration and development // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51(3). P. 304–316.
14. *Hoek E., Brown E.T.* Practical estimates of rock mass strength // *Int. J. Rock Mech. Sci. Geomech. Abstr.* 1997. V. 34(8). P. 1165–1187.
15. *Kapustyanskii S.M., Nikolaevskii V.N., Zhilenkov A.G.* Nonholonomic model of deformation of highly porous sandstone under its internal crushing // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2010. V 46. P. 1095–

16. *Leonov M.G., Morozov Y.A., Stefanov Y.P., Bakeev R.A.* Zones of concentrated deformation (flower structures): field observations and modeling data // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2018. V. 9(3). P. 693–670.
17. *Makarov P.V. et al.* Modelling of the deformation and destruction of a TiNi-TiB<sub>2</sub> metal-ceramic composite fabricated by direct laser deposition // *Engineering Fracture Mechanics*. 2019. V. 222. P. 106712.
18. *Mawer C.K.* Kinematic indicators in shear zones. In: Bartholomew M.J., Hyndman D.W., Mogk D.W., Mason R. (eds) *Basement Tectonics 8. Proceedings of the International Conferences on Basement Tectonics*. Springer, Dordrecht. 1992.
19. *Nevedrova N.N., Deev E.V., Sanchaa A.M.* Deep structure and margins of the Kurai Basin (Gorny Altai), from controlled-source resistivity data // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55(1). P. 98–107.
20. *Psakhie S.G. et al.* A mathematical model of particle-particle interaction for discrete element based modeling of deformation and fracture of heterogeneous elastic-plastic materials // *Engineering Fracture Mechanics*. 2014. V. 130. P. 96–115.
21. *Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V.* Deep heterogeneity of the stress state in the horizontal shear zones // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2014. V. 50(6). P. 824–838.
22. *Seminskii K.Zh.* Hierarchy in the zone-block lithospheric structure of Central and Eastern Asia // *Russian Geology and Geophysics*. 2008. V. 49(10). P. 771–779.
23. *Sengor A.M.C. et al.* The geometry of the North Anatolian transform fault in the Sea of Marmara and its temporal evolution: implications for the development of intracontinental transform faults // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2014. V. 51. P. 222–242.
24. *Sokolov V., Ismail-Zadeh A.* Seismic hazard from instrumentally recorded, historical and simulated earthquakes: Application to the Tibet-Himalayan region // *Tectonophysics*. 2015. V. 657. P. 187–204.
25. *Stefanov Y.P. et al.* Structure and formation stages of a fault zone in a geomedium layer in strike-slip displacement of the basement // *Physical Mesomechanics*. 2014. V. 17. P. 204–215.
26. *Stefanov Yu.P., Bakeev R.A.* Deformation and fracture structures in strike-slip faulting // *Eng Fract Mech*. 2014. V. 129. P. 102–111.
27. *Taniyama H.* Numerical analysis of overburden soil subjected to strike-slip fault: Distinct element analysis of Nojima fault // *Engineering Geology*. 2011. V. 123(3). P. 194–203.
28. *Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Timofeev A.V., Boiko E.V.* Modern movements of the crust surface in Gorny Altai from GPS data // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2019. V. 10(1). P. 123–146.
29. *Vetrov E.V., Buslov M.M., De Grave J.* Evolution of tectonic events and topography in southeastern Gorny Altai in the Late Mesozoic-Cenozoic (data from apatite fission track thermochronology) // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57(1). P. 95–110.
30. *Wilkins M.L.* *Computer Simulation of Dynamic Phenomena*. Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag. 1999.

# МЕХАНИЗМ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ И ПОСТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ВНЕШНЕЙ ЗЕМНОЙ ОБОЛОЧКИ (КОРА, ВЕРХНЯЯ-СРЕДНЯЯ МАНТИЯ) ПО КАРОТАЖНЫМ ДАННЫМ

В.Л. Ильченко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Кольский научный центр Российской академии наук» (ФИЦ КНЦ РАН) Геологический институт (ГИ КНЦ РАН); e-mail: vadim@geoksc.apatity.ru

## Введение

Для изучения глубинного строения Земли используют дорогостоящие и трудоёмкие методы: проходка параметрических (сверхглубоких и глубоких) скважин и сейсмологическое профилирование на суше и морском дне (ГСЗ, МОГТ и др. [Верба и др., 2001]). Строение внешней оболочки Земли (земной коры и верхней мантии, до глубин  $\geq 600$  км) изучают методами сейсмологического профилирования с применением ядерных взрывов [Павленкова, Павленкова, 2014]. При этом, к настоящему времени в Мире пройдено не слишком много сверхдлинных профилей глубинного сейсмозондирования и сверхглубоких скважин. Причём количество рядовых (условно - мелких) скважин ( $\geq 1$  км) едва ли поддаётся учёту и почти все они доступны для проведения каротажных работ - геофизического исследования скважин (ГИС); во многих скважинах эти работы сделаны, а результаты пылятся в архивах. Почти все методы ГИС, так или иначе, отражают динамическую ситуацию - напряжённо-деформированное состояние горных пород околоскважинного пространства. Результаты исследований, проведённых с использованием каротажного материала из ряда скважин позволяют с довольно высокой точностью прогнозировать динамические условия в земной коре на глубину, значительно превышающую (на 1-2 порядка) глубину любой сверхглубокой скважины, что и будет показано ниже.

## Механизм тектонического расслоения

Механизм тектонического расслоения земной оболочки как колебательной системы установлен в ходе изучения упругих свойств керна Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и создания модели геолого-геофизического строения земной коры Печенгского блока (Балтийский щит) [Ильченко, 2012]. Этот механизм основан на простой идее, что лунная масса, в итоге обмена с Землёй гравитонами, в количестве, эквивалентном этой массе [Окунь, 2012], превращает корово-мантийную оболочку Земли в колебательную систему, затухающую в динамических условиях стоячей волны, что во многом напоминает затухание звуковой (стоячей) волны в натянутой струне.

Затухание это протекает в шаговом ритме с развитием системы неподвижных узловых точек: первый узел (исключая пару узлов в точках «крепления» струны) появляется в середине струны (длина струны  $L =$  длине стоячей волны  $\lambda$ ), разделяя струну пополам а волну - на две полуволны ( $\lambda/2$ ); затем - в середине каждой из этих полуволн возникают новые узлы и т.д.; процесс затухания протекает по закону:  $\lambda_n = \lambda_0 / 2^n$  ( $n$  - № моды: 0, 1, 2, ... все целые числа,  $\lambda_n$  - длина  $n$ -й моды - расстояние между соседними узлами,  $\lambda_0$  - длина волны). Затухание звука в натянутой струне, в принципе, мало отличается от затухания стоячей волны в породах земной коры; оно приводит к развитию системы неподвижных узлов, куда и «отжимается» часть напряжений из колеблющихся зон пучностей; со временем эти узлы превращаются в концентраторы избыточно высоких напряжений [Ильченко, 2003]. В районе узловых точек наблюдается увеличение диаметра ствола скважины - как следствие динамических событий - породных вывалов. В итоге, такая система узловых точек может служить идеальной предпосылкой для развития субгоризонтально протяжённых породных зон с повышенным напряжённым состоянием, благоприятным для формированию границ тектонического расслоения.

Глубина проникновения лунной гравитации в недра Земли определяется принципом эквивалентности гравитирующих масс (ЭГМ) - просьба не путать с эквивалентностью из ОТО А.Эйнштейна. Наш принцип ЭГМ означает, что масса вещества в области лунного приливного возмущения в составе оболочки Земли равна массе источника возмущения - Луны (число возмущающих гравитонов эквивалентно массе их источника). Радиус лунно-приливной волны  $R_{\text{лпв}}$  в земной оболочке можно найти по формуле:  $R_{\text{лпв}} = \sqrt[3]{3M_{\text{л}}/4\pi\rho_{\text{кМОЗ}}}$ ,  $M_{\text{л}}$  - масса Луны =  $7,3477 \times 10^{22}$  кг,  $\pi = 3.14$ , средняя плотность корово-мантийной оболочки Земли (КМОЗ) -  $\rho_{\text{кМОЗ}} \approx 4.5$  г/см<sup>3</sup>.

Имеем:  $R_{\text{лпв}} = \sqrt[3]{3 \cdot 7,3477 \cdot 10^{19} \text{ Т} / 4 \cdot 3,14 \cdot 4,5 \text{ Т/м}^3} = \sqrt[3]{3,9000 \times 10^{18} \text{ м}^3} = 1,574 \times 10^3 \text{ м} \approx \underline{1600 \text{ км}}$ .  
 Значение кубического корня найдено по таблице В.М.Брадиса. Вечное приливное влияние привело к обособлению в земной корово-мантийной оболочке Главной Колебательной Системы (слоя ГКС) средней мощностью  $M_0 \approx 1600 \text{ км}$  — с его ритмичным тектоническим расслоением и переменной мощностью по латерали (из-за пространственных вариаций плотности вещества). По правилам тектонического расслоения, глубину границы Мохо (мощность земной коры) определяет первая сверху граница  $M_5$  (итог тектонического расслоения ГКС). По мощности ГКС можно легко определить среднюю плотность породного вещества  $\rho_{\text{кмоз}}$  в составе радиуса  $R_{\text{лпв}}$ .

### Модель тектонического расслоения земной коры Печенгского блока

Глубины модельных границ расслоения земной коры Печенгского блока рассчитаны по формуле:  $M_n = M_0 / 2^n$ ,  $n$  - № моды,  $M_n$  – длина  $n$ -й моды расслоения,  $M_0 = 42 \pm 2 \text{ км}$  – мощность земной коры Печенгского блока [Кольская..., 2005]. Итоги моделирования с подробной сопутствующей информацией описаны в [Ильченко, 2012, 2018] (и ссылки там).

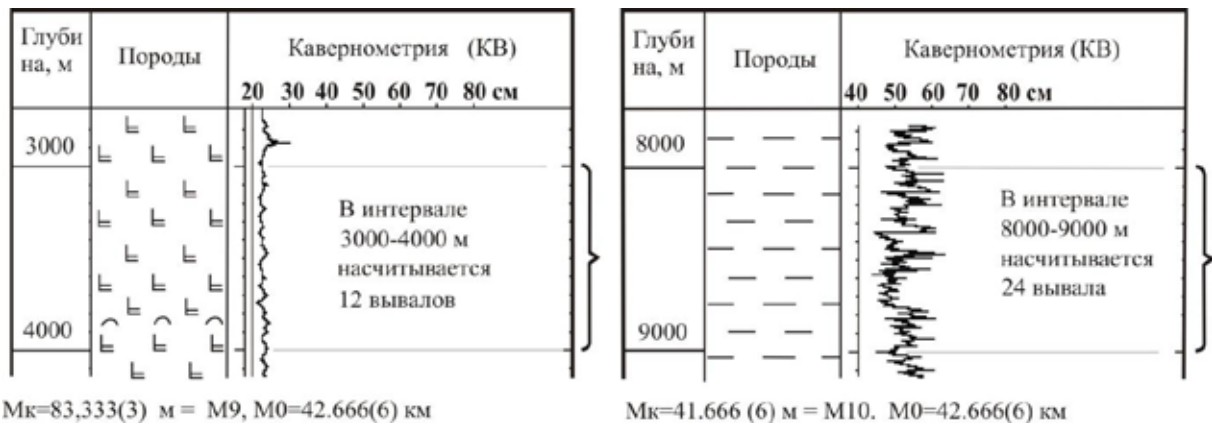
**Таблица 1.** Длины мод тектонического расслоения земной коры  $M_5$ - $M_{14}$ , рассчитанные от целых значений  $M_0$  в интервале 32-44 км – для определения номера ( $n$ ) конечной моды  $M_k$

$M_0$ , км	$M_5$ , м	$M_6$ , м	$M_7$ , м	$M_8$ , м	$M_9$ , м	$M_{10}$ , м	$M_{11}$ , м	$M_{12}$ , м	$M_{13}$ , м	$M_{14}$ , м
32	1000	500	250	125	60.25	30.12	15.06	7.8	3.9	1.95
33	1030	515	257	128.5	64.2	32.19	16.1	8.04	4.02	2.01
34	1060	530	265	132.5	66.25	33.12	16.56	8.28	4.14	2.07
35	1093	546	273	136.6	68.3	34.15	17.08	8.54	4.27	2.13
36	1125	562	281	140.5	70.25	35.12	17.58	8.79	4.39	2.20
37	1156	578	289	144.5	72.25	36.12	18.06	9.03	4.51	2.26
38	1185	592	296	148	74.06	37.03	18.52	9.26	4.63	2.31
39	1219	609	305	152.5	76.19	38.09	19.05	9.52	4.76	2.38
40	1250	625	312	156	78.12	39.06	19.53	9.76	4.88	2.44
41	1281	640	320	160	80.06	40.03	20.01	10.01	5.00	2.50
42	1312	656	328	164	<b>82</b>	<b>41</b>	20.5	10.25	5.125	2.562
43	1344	672	336	168	84	42	21	10.5	5.25	2.62
44	1375	687.5	343.7	171.9	85.9	43	21.5	10.7	5.37	2.69

Механизм тектонического расслоения позволяет рассчитывать мощность земной коры (глубину залегания границы Мохо) и параметров расслоения от длины конечной моды ( $M_k$ ) – «в обратном порядке», по формуле  $M_0 = M_n \cdot 2^n$  ( $M_n = M_k$ ); длину  $M_k$  можно получить по кривым ГИС (профилеметрия и др.) измерением расстояния между двумя соседними переломными точками в интервале однородных по гранулометрическому и минеральному составу пород. Но такие идеальные условия для измерения  $M_k$  можно встретить довольно редко, что вызвано искажениями во время рисовки графиков и сложностью пространственных вариаций физических свойств горных пород. Поэтому проще считать вывалы в относительно однородном породном интервале стандартной длины (100 м, 1 км) и делить эту длину на количество вывалов (пиков). Номер измеренной по графике ГИС моды  $M_k$  определяют её сравнением с модельными значениями в столбцах таблицы 1, которые вычислены из целочисленных значений  $M_0$  в интервале 32-42 км. Возможность расчёта в обратном порядке доказывает анализ данных профилеметрии СГ-3 из [Кольская..., 2005] (рис. 1).

### Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3), Балтийский щит

Прямым подсчётом на рис.2 установлено: интервал а) содержит 12, а интервал б) - 24 породных вывала. Размер  $M_k$  получен делением мощности интервала (1 км) на количество вывалов: для интервала а)  $M_k = 83.33(3) \text{ м}$ , что, согласно таблице, соответствует моде  $M_9$ , для интервала б)  $M_k = 41.66(6) \text{ м}$ , т.е. это мода  $M_{10}$  (таблица); при подстановке этих значений в формулу  $M = M_n \cdot 2^n$  имеем  $M_0 \approx 42.67 \text{ км}$  (глубина залегания границы Мохо в устье СГ-3).

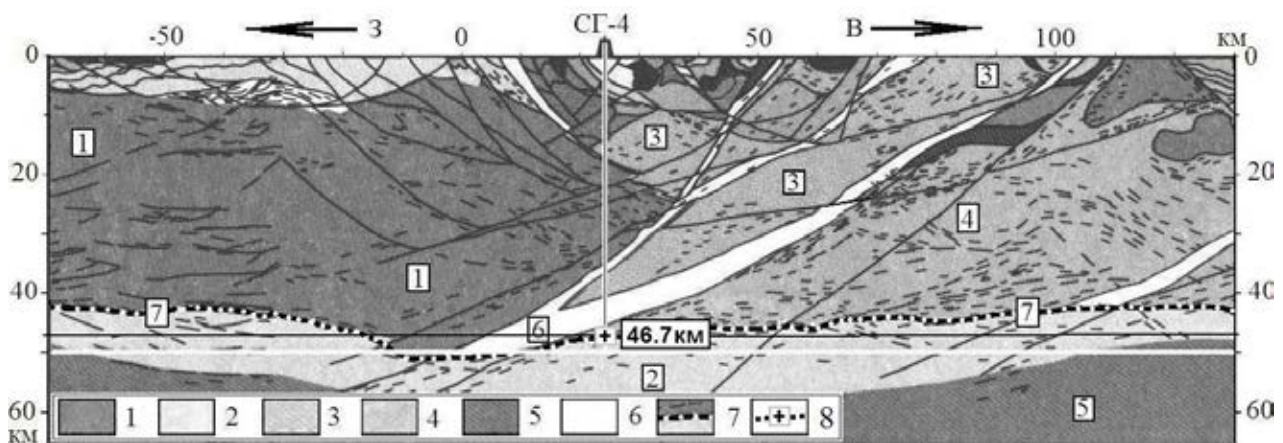


**Рис. 1.** Анализ фрагментов разреза СГ-3 из [Кольская..., 2005]: а) актинолитизированные диабазы, интервал глубин 3-4 км; б) биотит-плагиоклазовые гнейсы, интервал глубин 8-9 км.

Сравнение динамического разреза СГ-3 с моделью расслоения, рассчитанной от  $M_0 \approx 42.67$  км, увеличило точность совпадения модельных границ с динамически активными интервалами (вывалами пород) до 96.4%.

### Уральская сверхглубокая скважина (СГ-4)

Глубина залегания границы Мохо в устье Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4) по данным сейсмологов:  $M_0 \approx 47$  км (рис.2) [Строение..., 2006] мало отличается от мощности земной коры в её устье:  $M_0 = 46.7$  км (рис.3), вычисленной по каротажным данным ( $M_k$ ).



**Рис.2.** Фрагмент сейсмо-геологического разреза через СГ-4 (упрощённый): 1 – AR-PR1 породы ВЕП; 2 – переходная зона кора-мантия; 3 – PZ метаморфические комплексы; 4 – PZ гранито-гнейсовые и гранулит-базитовые микроконтиненты; 5 – верхняя мантия; 6 – коровые тектониты; 7 – граница «М» [Строение..., 2006]; 8 - проекция устья СГ-4 на границу «М».



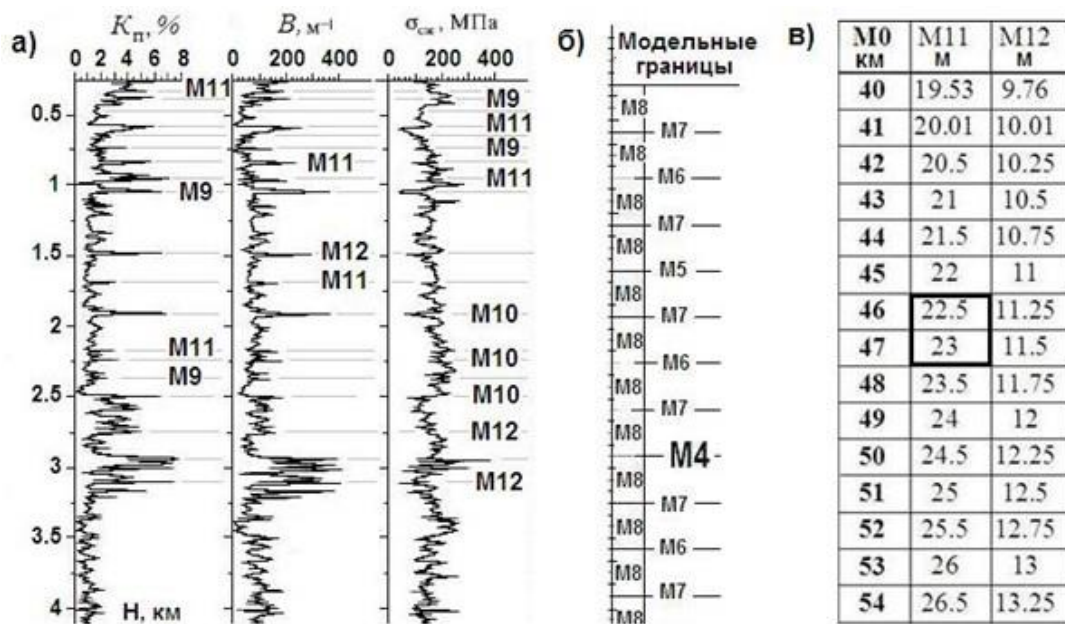


Рис.3. Расслоение разреза СГ-4: а) вариации динамических типов пород по разрезу СГ-4 (кривые ГИС: пористость ( $K_n$ ), трещиноватость ( $B$ ), прочность на сжатие ( $\sigma_{сж}$ ) [Рабинович, 2006]; б) модель расслоения, в) таблица для определения №  $M_k=11$  (жирн. клетка).

### Финская «сверхглубокая» скважина Оутокумпу-1, Балтийский щит

Теперь рассмотрим другой объект на Балтийском щите – скважину Оутокумпу-1 (OU-1). Из графиков ГИС (рис.4, [Ступак, 2017]), возьмём крайний (3), как самый «легко считаемый» - удельное электрическое сопротивление пород, а именно: 800-метровый глубокий интервал (500-1300 м), выделен скобкой. В этом интервале насчитывается 61 «пик». Делим 800 м на 61, получаем  $M_k=13.115$  м, что отвечает моде № 12 (таблица: рис.4, в). Используем формулу:  $M = M_n \cdot 2^n = 13.115 \text{ м} \cdot 2^{12} = 53719$  м.

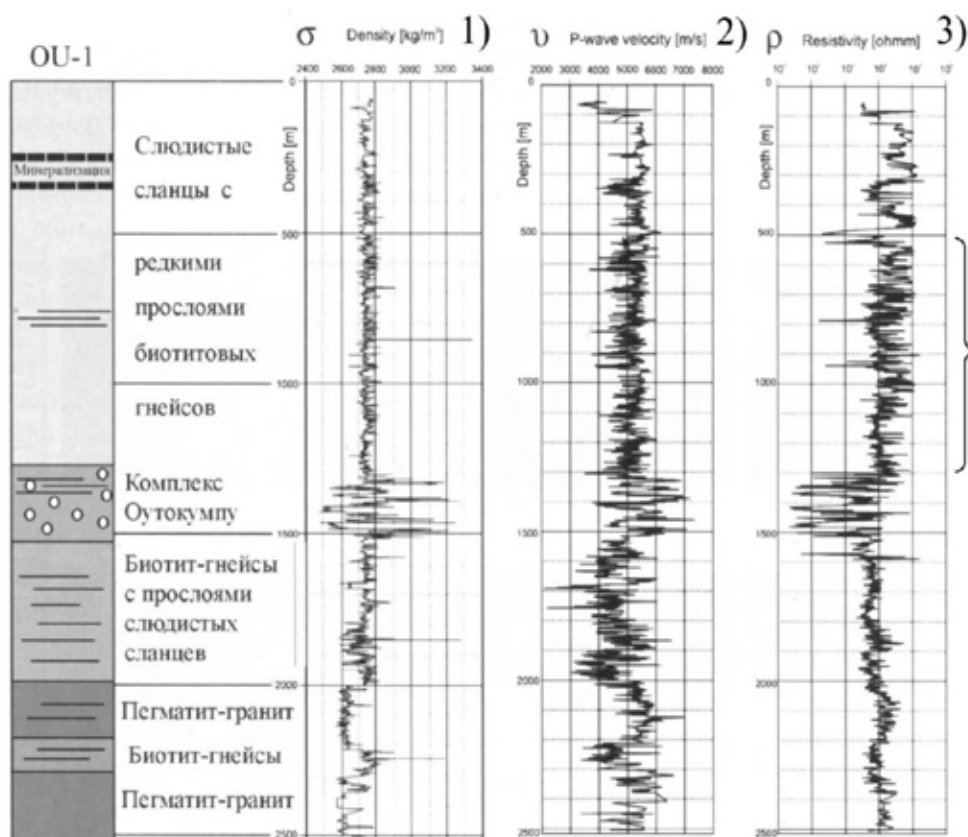


Рис.4. Геолого-геофизическая модель р-на скважины OU-1 [Ступак, 2017].

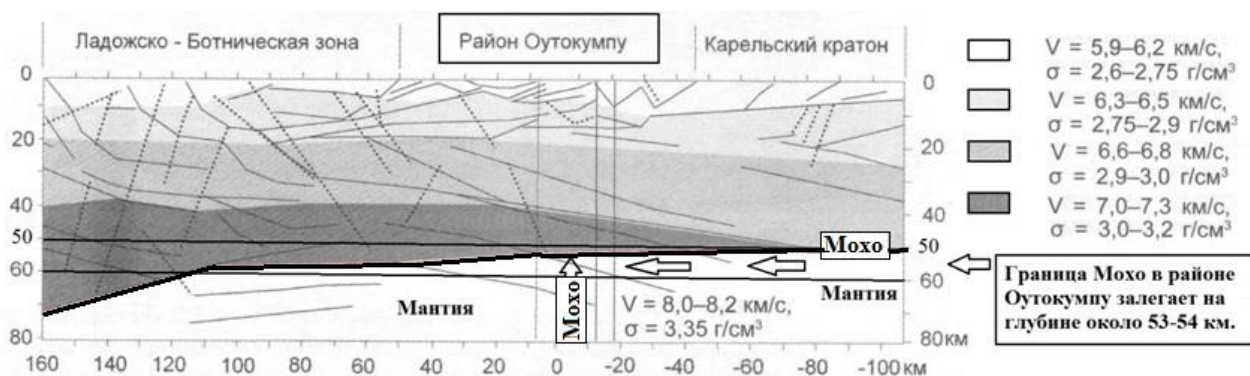


Рис. 5. Профиль FIRE 3. Сводный глубинный сейсмический разрез ОГТ [Костомукшский..., 2016].

Сравним полученную глубину залегания границы Мохо – 53.719 км - с данными сейсмологии по этому району (рис.5)  $\approx$  53-54 км - и убедимся в близости этих значений.

### Земная кора Южно-Баренцевской впадины

Современная изученность глубинного строения земной коры Баренцево-Карского региона (потенциально крупной нефтегазоносной провинции) основана, главным образом, на результатах сейсмологических исследований по профилям ГСЗ-82 и МОВ-ОГТ: 1-АР и 2-АР [Верба и др., 2001; Морозова и др., 1995; Сакулина и др., 2003]. Сейсмопрофили 1-АР и 2-АР пройдены по периферии Южно-Баренцевской впадины; её трассирует лишь профиль ГСЗ-82.

Таблица 2. Результаты анализа каротажных данных из морских скважин Южно-Баренцевской впадины.

Название скважины	Изученные интервалы, м	Число вывалов на интервал	Интервальная длина $M_k$ , м	Мощность земной коры, км	Мощность земн. коры, ср. ар., км
Арктическая-1	350-450	23	4.35	35.62	36.02
	1650-1750	23	4.35	35.62	
	1750-1800	22	2.27	37.24	
	1850-1900	23	2.17	35.62	
Крестовая-1	2000-2500	58	8.62	35.31	35.31
Лудловская-2	300-450	18	8.33	34.13	34.87
	2500-2700	23	8.70	35.62	
Мурманская-24	1200-1300	23	4.35	35.62	35.62
	1600-1700	23	4.35	35.62	
*Приразломная-1 (Печорское море)	2200-2400	24	8.33	34.12	34.12
	2600-2800	24	8.33	34.12	
Северо-Кильдинская-80	1500-1700	24	8.33	34.12	34.12
Северо-Мурманская-1	900-1000	23	4.35	35.62	37.96
	1000-1100	22	4.54	37.24	
	1200-1300	40	2.50	41.00	
	1300-1400	42	2.38	39.00	
	1400-1500	42	2.38	39.00	
	1500-1600	44	2.27	37.27	
	1600-1700	44	2.27	37.27	
Штокмановская-1	600-700	21	4.76	39.01	35.82
	800-900	22	4.54	37.24	
	1000-1100	21	4.76	39.01	
	1100-1200	26	3.85	31.51	
	1200-1300	25	4.00	32.77	
	1400-1500	23	4.35	35.62	
1700-1800	23	4.35	35.62		

Эти исследования показали, что глубина границы Мохо здесь варьирует от 30 до 45 км, мощность земной коры сокращается к северу (профиль 1-АР). В грабенообразных структурах эта граница поднимается (до 30-37 км) [Верба и др., 2001]. Как уже было сказано, строение земной коры в пределах Южно-Баренцевской впадины характеризует, главным образом, профиль ГСЗ-82. В этой

впадине пройдено много скважин с проведением каротажных работ, что можно проанализировать упомянутым выше способом. На профиле ГСЗ-82 расположена Арктическая структура и разведочная скважина Арктическая-1. По результатам ГИС из этой скважины, в четырёх глубинных интервалах измерена длина  $M_k$  с вычислением глубины границы Мохо ( $M_0$ ); результат вычислений:  $M_0 \approx 36.02$  км - совпал с данными сейсмологии ( $M_0 = 35-38$  км) из [Морозова и др., 1995]. Такие же работы проведены по ГИС из семи скважин: Штокмановская-1 Мурманская-24, Приразломная-1, Северо-Кильдинская-80, Северо-Мурманская-1 Крестовая-1 и Лудловская-2 [Ильченко, 2018]. По результатам этой работы, подошва земной коры Южно-Баренцевской впадины имеет волнообразную форму с вариациями глубин 34-38 км (Табл. 2), что совпадает с результатами исследований по профилям АР-1 и АР-2 [Верба и др., 2001].

По итогам модельных вычислений (табл. 3), подстилающая земную кору Южно-Баренцевской впадины поверхность Мохо имеет волнообразный характер с вариациями амплитуд (глубин) 34-38 км. Вывод не противоречит сейсмологическим данным по профилям АР-1 и АР-2 [Ильченко, 2003]. Предложенный способ вычисления мощности земной коры в устьях скважин по длине конечной моды  $M_k$ , определенной по каротажным кривым, дает вполне достоверные результаты и (при необходимости) может применяться на практике, т.е. модельные средние значения мощности земной коры можно использовать для построения моделей тектонического расслоения как вполне реальные.

По мере проведения эксперимента возникла проблема, связанная с вариациями длин конечных мод ( $M_k$ ) из различных глубинных интервалов в пределах одной скважины. По-видимому, эти вариации связаны с отклонением скважин от вертикали во время их проходки, что случается довольно часто. Отклонение от вертикали «удлиняет» измеряемую моду: вместо  $|M_k|$  получаем  $|M_k''| > |M_k|$ . Если в скважине велась инклинометрия, эту проблему можно легко решать «геометрически»:  $|M_k| = |M_k''| \cdot \cos \alpha$  ( $\alpha$  - угол отклонения скважины от вертикали); но, чисто статистически, более простым представляется – выбрать минимальное значение  $M_k$  из результатов измерений в нескольких разноглубинных интервалах.

Кроме того, подобные вариации в составе «проблемных» интервалов могут быть как-то связаны с физическими свойствами (жесткость, пластичность, упругость) пород. Не исключено, что эту проблему можно будет решить путем введения «поправок» на петрофизические особенности осадочных разностей, которые обнаружатся в результате проведения серии петрофизических исследований с экспериментами на керновом материале из морских скважин (или его «сухопутных» аналогах) в будущем.

## Заключение

Проверка механизма тектонического расслоения земной коры как колебательной системы на данных ГИС из 11 скважин (СГ-3, ОУ-1, СГ-4 и 8 скважин в Южно-Баренцевской впадине), успешно завершилась. Подтверждена универсальность механизма тектонического расслоения, что позволяет строить модели тектонического расслоения внешней оболочки Земли по каротажным данным как из «сухопутных», так и из морских скважин. Эти модели можно использовать в цифровых технологиях в как многоцелевую основу в самых разных областях наук о Земле (горное дело, геоэкология, инженерная геология, геофизика, геохимия и др.).

Работа выполнена в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН по теме НИР № 0226-2019-0052.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С., Телегин А.Н. Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях. //Разведка и охрана недр. 2001. (10). С.: 3–7.
2. Ильченко В.Л. Физическое моделирование напряженного состояния и деформаций в нагружаемой твердой среде, находящейся под воздействием ультразвуковых стоячих волн. //Труды Всероссийского совещания «Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы». Новосибирск. Изд-во СО РАН, Филиал «Гео». 2003. С.: 49-53.
3. Ильченко В.Л. Тектоностратиграфическая модель блока земной коры как колебательной системы (на примере Печенгского блока, Кольский полуостров). //Вестник Кольского НЦ РАН. 2012. (1). С. 173–178.

4. *Ильченко В. Л.* Тектоностратиграфическое моделирование земной коры по данным геофизического исследования скважин на шельфе Баренцева моря / В. Л. Ильченко // Вестник Кольского научного центра РАН. 2018. Т. 10 (2). С. 53–62.
5. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ "Технонефтегаз". 1998. 260 с.
6. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения). / Отв. ред. В.Я.Горьковец, Н.В.Шаров. - Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 2015. 322 с.
7. *Морозова Е.А., Павленкова Н.И., Хербст Р.* Сейсмическая модель земной коры юго-восточной части Баренцева моря и проблемы неоднозначности её построения. //Физика Земли. 1995. (2). С. 73–83.
8. *Окунь Л.Б.* Азы физики. Очень краткий путеводитель. ИТЭФ. М.: 2012. 138 с. <https://nashol.com/2015040883954/azi-fiziki-ochen-kratkii-putevoditel-okun-l-b-2012.html>
9. *Павленкова Н.И., Павленкова Г.А.* Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2014. 192 с. (РОСНЕДРА, ИФЗ РАН, ГЕОКАРТ).
10. *Рабинович Г.Я., Блохин Н.Н., Ронин А.Л.* Зависимость распределения рудных элементов в поровых растворах от геомеханических свойств горных пород по результатам изучения разрезов сверхглубоких скважин. //Российский геофизический журнал. 2006. (41-42). С. 29–37.
11. *Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Иванова Н.М.* Глубинные сейсмические исследования в Баренцевом и Карском морях. //Физика Земли. 2003. (6). С. 5–20.
12. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2006. 736 с. (РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ).
13. *Ступак В.М.* Сейсмические изображения глубинного строения Земли. – СПб. «Печатный элемент». 2017. 304 с.

## НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СРЕДЫ КАЛУЖСКОЙ КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЫ

Э.Р. Казанкова<sup>1</sup>, Н.В. Корнилова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИПНГ РАН, г. Москва, Elvira.Kazankova@mail.ru, nataliakornilova@rambler.ru

Напряжённо-деформированное состояние является важнейшей характеристикой геолого-геофизической среды, определяющей протекание многих геологических процессов. Информация о напряжённо-деформированном состоянии позволяет решать задачи, связанные с оконтуриванием участков развития повышенной трещиноватости, определять вероятные направления естественной миграции углеводородов, строить модели формирования и развития ловушек углеводородов в сложных геологических условиях, прогнозировать зоны аномально высокого пластового давления, исследовать изменение ёмкостных свойств коллекторов и пр.

Определение напряженно-деформированного состояния геолого-геофизической среды с применением привычных моделей механики сплошных сред к описанию деформационных процессов в реальной среде затруднено. Основой наших исследований является системный анализ неустойчивого состояния геофизической среды, обусловленного спиралевидно-скручивающимся движением масс Земли, которое, по определению Н.Н. Сигачевой, представляет собой универсальный механизм самоорганизации геологического пространства. [Сигачева и др., 1995]. Особенностью этого механизма формирования геологических структур является наличие ослабленных проницаемых зон, образовавшихся на границах ротационных сдвигов (сдвигов со скручиванием), сдвиго-раздвигов, сдвиго-надвигов и других. Ослабленные проницаемые зоны могут быть не связаны со сбросами или взбросами. Напряженно-деформированное состояние геологической среды определяется в результате анализа иерархической структуры и соподчиненности глобального, регионального и локального уровней деформаций литосферы в пространстве и во времени.

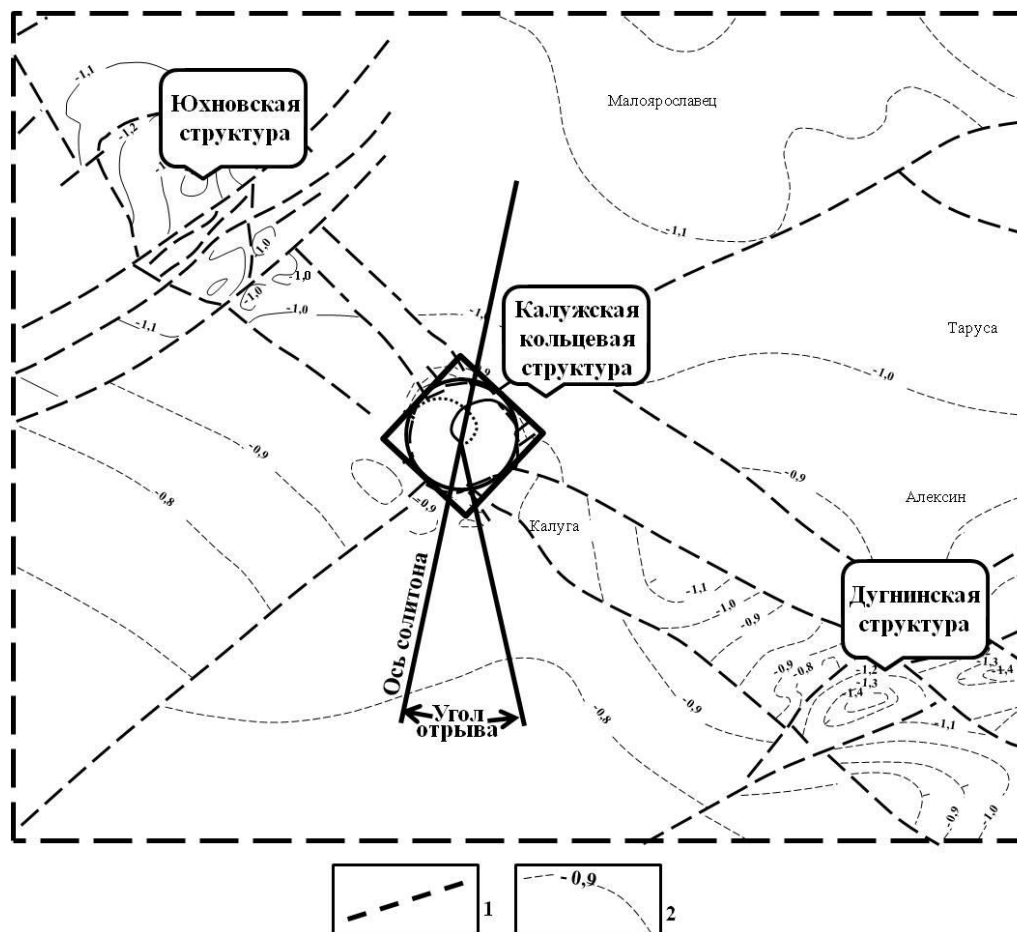
Геодинамические эффекты могут быть долго-, средне- и краткосрочными, обусловленными природными и техногенными процессами и, используя их как диагностический признак многих геодинамических явлений, можно объяснить условия формирования геологических структур, периодически испытывающих деформации сжатия-растяжения разной частоты и амплитуды; участков с дифференцированными вертикальными движениями земной коры [Казанкова и др., 2015].

Геодинамический анализ неустойчивости геологической среды основывается на использовании механизма соподчинения и взаимосвязи напряженно-деформированного состояния территории, кинематики и динамики современных разноранговых пространственно-временных, неустойчивых блоков земной коры и процессов передачи энергии в полях напряжений [Казанкова и др., 2000]. Поля напряжений неотделимы от других физических реальностей и не могут считаться ни внешними, ни внутренними по отношению к любой изолированной системе. Эти поля имеют природу, связанную с кручением пространства и представляет собой единое фрактальное семейство, повторяющее свою геометрию на разных масштабных уровнях. Векторы поля напряжений, проходя в течение геологической истории по одной и той же трассе, меняют направление, контролируя соответственно разновозрастные вещественные комплексы [Николаев, 1999].

Любая система сбалансированных напряжений независимо от того, какими силами она обусловлена (скручивающими, растягивающими или сжимающими), может быть разложена на три главных напряжения, ориентированных под прямыми углами друг к другу. Большие значения дифференциального напряжения определяют разрушение посредством скалывания, а небольшие – растяжения. Во многих случаях оба способа разрушения пород проявляются совместно и при этом трещины растяжения дополняют зоны скалывания и наоборот [Прайс, 1975; Уилсон, 1985].

Калужская кольцевая структура, на территории которой расположены Калужское и Якшуновское подземные хранилища газа, находится в центральной части линейно вытянутой вдоль трещины растяжения зоны Калужско-Бельских дислокаций - субпараллельных разрывных нарушений, протягивающихся с северо-запада на юго-восток под углом около 45 градусов к меридиану. О напряжении, свидетельствующем о растяжении, указывает погружающаяся поверхность фундамента. Зона дислокаций клиновидно расширяется в обе стороны от Калужской кольцевой структуры. Ее наиболее узкая часть (5-7 км) расположена вблизи кольца, а наиболее широкая (15-20 км) равноудалена от центра на расстояние около 60 км. Структура находится в условиях действующих на нее векторов главных напряжений с высоты 120 км и глубины 180 км.

Поверхность фундамента в зоне дислокаций погружается от -900 м до -1400 м в наиболее широких ее участках. Юго-восточная часть вектора главного максимального напряжения, начиная со среднего девона, как минимум дважды меняла свое направление. Об этом свидетельствуют три трещины отрыва, субпараллельные плоскости максимального напряжения. В этих условиях волна главного среднего напряжения будет закручиваться “выюном”, т.е. по спирали. Волна такого типа представляет собой спиральный солитон [Филиппов, 1990] (рис. 1).



**Рис. 1.** Карта-схема расположения Калужской кольцевой структуры в Калужско-Бельской тектонической зоне. (На основе выкопировки из структурной карты поверхности фундамента [Петров, 1974], масштаб 1: 500 000. 1 – разломы по геофизическим данным; 2 – изогипсы поверхности фундамента, км) [Казанкова и др., 2015]

Калужская кольцевая структура представляет собой спиральный солитон, наиболее отчетливо устанавливающийся в объеме 15 x 15 x 15 км. Скручивание горных масс вокруг вертикальной оси солитона сопровождалось их разрывом вдоль южного отрезка плоскости симметрии на 25-30°. Освободившееся пространство послужило каналом для проникновения магматического материала и образования вулканических брекчий среднего состава. В процессе сдвига, в зоне его деформации шириной около 1 км, наблюдается флексурный изгиб слоев, свидетельствующий о сдвиговом смещении горных масс с внешней стороны кольца к центру и вниз. Флексурные изгибы сопровождаются трещинами отрыва, расположенными под углом около 45 градусов к плоскости сдвига. В вышележащих толщах чехла сдвиг горных масс сопровождается формированием складок.

Платформенный чехол структуры представлен вендскими, средне- и верхнедевонскими, нижне- и среднекаменноугольными и четвертичными отложениями. Своеобразие структуры определяется наличием кольцевых разломов в фундаменте и нижней части платформенного чехла; присутствием вулканогенных пород – эффузивов, туфитов, туфолав, туфов, брекчий кристаллических пород; беспорядочно и резко изменчивыми углами наклона слоев верхнедевонских и пярнусских отложений. Вверх по разрезу осадочного чехла уменьшаются амплитуды и пликативных, и разрывных нарушений, вследствие чего вся структура становится более расплывчатой и широкой. При этом кольцевой характер структуры четко сохраняется. Разломы представляют собой системы субпараллельных трещин (взбросов и сбросов), наклоненных во внешнюю сторону. Судя по

особенностям строения верхней части осадочного чехла, центральный блок имеет сложное мозаичное строение. Мощность верхнедевонских отложений в грабене превышает 400 м, то есть, в 2-3 раза больше, чем с внешней стороны структуры. В верхней части осадочного чехла, имеются зоны повышенной трещиноватости пород, которые служат естественными каналами для подъема напорных минерализованных вод из девонских отложений на дневную поверхность (Резванский и Росвянский сульфато-кальциево-магниевого минеральные источники).

Особенности Калужской кольцевой структуры обусловлены, главным образом, морфологией нижней части платформенного чехла и фундамента, образующими в плане округлую замкнутую систему. Разрывные нарушения фиксируются по комплексу признаков двух- и даже трехкратному повторению маркирующих горизонтов в одной и той же скважине или по резким изменениям абсолютных отметок этих горизонтов на соседних близко расположенных скважинах) (рис. 2) [Казанкова и др., 2009].

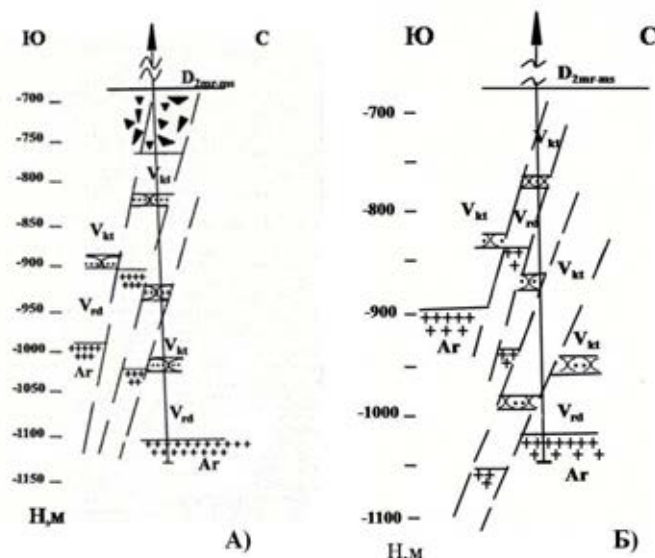


Рис. 2. Калужская кольцевая структура. Интерпретация нижней части разреза скважин: А) - №54, Б) - №55 [Кацман и др., 1981]

Кроме того, разрывные нарушения определяются по резким перепадам глубин преломляющих горизонтов и зонам отсутствия корреляции сейсмических волн. Кольцевым разломам соответствуют зоны высоких градиентов силы тяжести [Петров, 1971, 1974].

Калужская кольцевая структура характеризуется сложным тектоническим строением и по ряду морфологических и генетических признаков является необычной для центральных районов Восточно-Европейской платформы [Петров, 1974]. В структуре бурением выделены системы кольцевых разломов, по которым центральная часть структуры (Камельгинская мульда (скв. Камельгинская – 1, 2, 3) опущена, а архейско-нижнепротерозойский фундамент с внешней стороны структуры приподнят на 150-200 м, образуя кольцевой вал (рис. 3).

На примере Калужской кольцевой структуры, [Войтов и др., 1999], показано, что в рассматриваемых полях проявляется как тектоническое строение собственно кольцевой структуры, так и разломов, формирующих тектонический план центральных районов Восточно-Европейской платформы. И те, и другие являются путями концентрированных разгрузок природных газов с глубин в приземную тропосферу и соответствующего выноса последними аномальных концентраций радона.

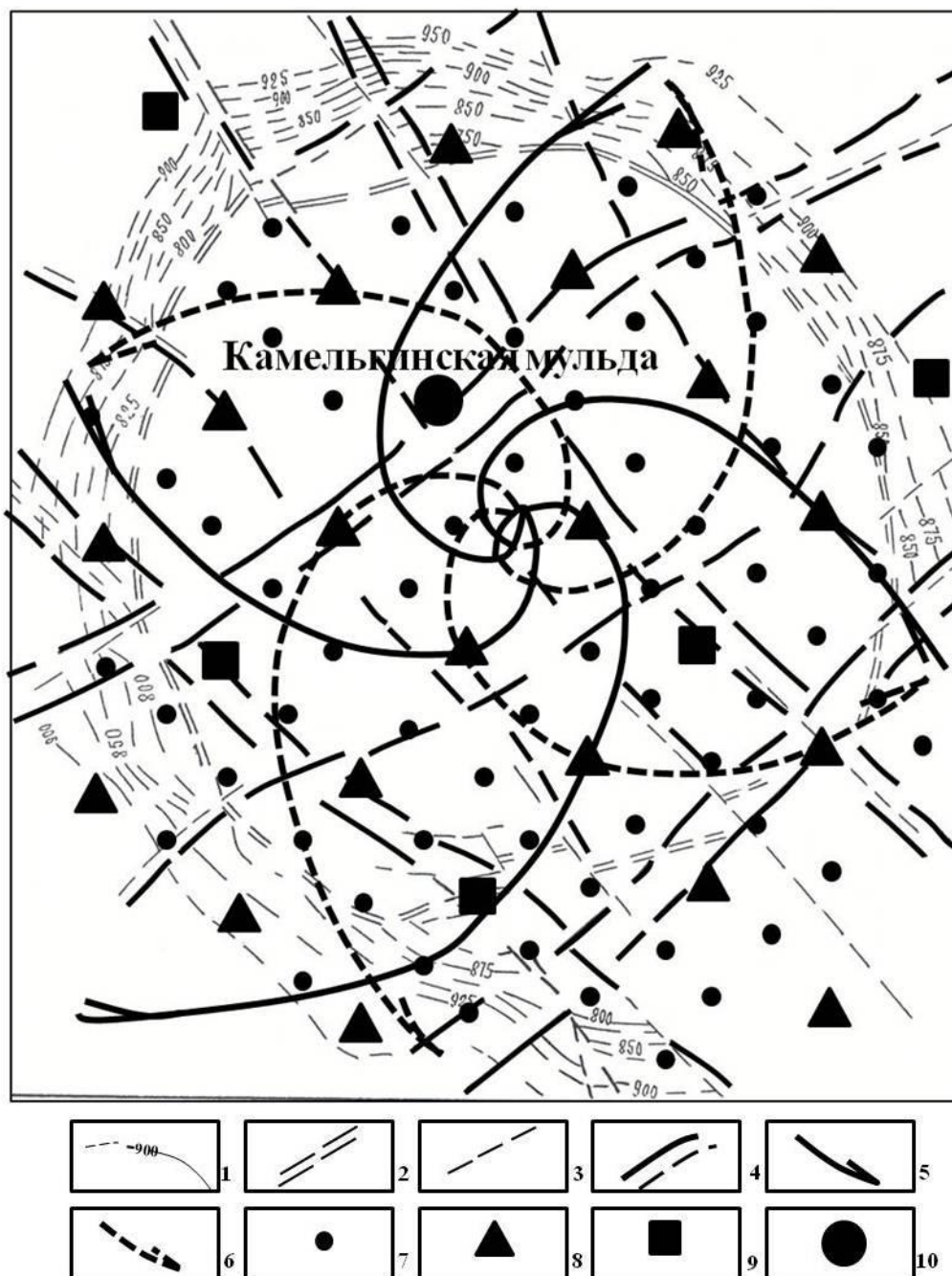
Геодинамические процессы создают условия для движения флюидов, обуславливают пространственно-временную неустойчивость, напряженно-деформированное состояние осадочного чехла и приводят к образованию ослабленных проницаемых зон. При изменении направлений векторов поля напряжений происходит кратковременное изменение макроструктуры трещиноватости в продуктивной толще (связанное с образованием новых линейных зон трещиноватости, по которым устремляется флюид, находящийся под более высоким давлением) и резкая смена направления флюидопотоков.

Участки пересечения векторов разных рангов являются областями генерации (аккумуляции) энергии. Энергия может подниматься и опускаться соответственно по восходящему и нисходящему направлению векторов поля напряжений, но энергия всегда движется по спирали. Калужская кольцевая структура представляет собой округлую впадину, врезанную в породы кристаллического

основания на глубину до 500 м, с диаметром 15-17 км. Впадина заполнена зювитами и аллогенной брекчией мощностью до 90 м, обломками осадочных и кристаллических пород, перекрытых вендскими отложениями, пярнусскими и морсовско-мосоловскими слоями нарвовского горизонта среднедевонского и нижнекаменноугольного времени, терригенно-карбонатного состава и общей мощностью свыше 1000 м.

На геодинамической схематической карте отображена структура поля напряжений в системе взаимодействия блоков земной коры, в зонах действия векторов поля напряжений (рис. 3).

На Калужской кольцевой структуре определены: спиралевидные, вертикальные каналы восходящих и нисходящих перетоков газа с наибольшей аккумуляцией на уровнях около нулевой отметки, относительно уровня моря и -925 метров; участки возможного возникновения вертикальных движений на глубинах 57, 115, 231, 462 м. Направления и уровни возможных субгоризонтальных перетоков и отжима газа, участки локализации и возможного выхода газа на дневную поверхность.



**Рис. 3.** Схематическая геодинамическая карта (составлена на основе структурной карты Калужской кольцевой структуры [Петров, 1974; Кравцов, 1989], масштаб 1:100 000): 1 – изогипсы поверхности фундамента, м; 2 – основные кольцевые разломы; 3 – прочие разрывные нарушения; 4 – линияменты, сопоставляемые с разрывными нарушениями; 5 – скручивающие напряжения, 6 – раскручивающие напряжения; участки возможного возникновения вертикальных движений на глубине: 7 – 57 м, 8-115 м, 9-231 м, 10-462 м



Находясь в постоянном движении, геолого-геофизическая среда концентрирует деформации и напряжения в точках пересечения векторов, действующих с разных глубин. Это участки перестройки напряжений в земной коре, характеризующиеся возникновением короткопериодных деформаций, сдвиговых смещений и вертикальных движений, к которым приурочены локальные геологические неоднородности. В разрезах скважин эти участки характеризуются изменением фациального состава пород (наблюдается замещение проницаемых пород плотными разностями) или литологического (увеличение глинистости пласта, а в некоторых случаях полное его замещение) [Казанкова и др., 2019].

Но, энергетические изменения не всегда сопровождаются литологическими изменениями и ограничиваются изменениями только физических полей. В энергетически активных зонах происходит изменение геодинамического состояния.

Зная структуру и направление вектора поля напряжений, можно говорить о направлении диффузных потоков ее газожидких компонентов. Среда таких систем становится энергетически активной, энергия в ней транспортируется в любую сторону. При этом системы чувствительны к сверхслабым внешним периодическим воздействиям, которые попадают на частотах функциональных колебаний самих систем. Происходит коллективная самоорганизация всех разнопорядковых движений системы. Напряженно-деформированное состояние геологической среды обуславливает развитие флюидодинамических процессов в объеме всей структуры.

После тщательного и всестороннего осмысления, понимания процессов взаимосвязей причин и следствий, которые стоят за самими фактами и представлениями о них, Калужская кольцевая структура является результатом проявления нелинейной геодинамики и глобальной структурной перестройки на всех уровнях организации.

Фундаментальная особенность геологической среды Калужской кольцевой структуры заключается в том, что это иерархически устроенная пространственно структурированная среда. Функционирование систем геологической среды более низкого ранга имеет направленность и подчиненность системам более высокого уровня. В конечном итоге, все виды воздействий проецируется на самый низкий иерархический уровень и в горных породах изменяются локальные поля напряжений, скорости геохимических процессов и другие характеристики геологической среды.

*Работа выполнена в рамках государственного задания (тема «Фундаментальный базис инновационных технологий нефтяной и газовой промышленности (фундаментальные, поисковые и прикладные исследования), № АААА-А19-119013190038-2).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Войтов Г.И., Рудаков В.П., Шулейкин В.Н., Козлова Н.С., Баранова Л.В.* Эманационные и электрические эффекты в атмосфере подпочв над Калужской импактной кольцевой структурой // *Российский журнал наук о Земле.* 1999. Т. 1, (6). С. 503–510.
2. *Николаев А.В.* Проблемы искусственной разрядки тектонических напряжений и снижения сейсмической опасности // *Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология.* 1999. № 5. С. 387.
3. *Кадетов О.К., Кравцов В.В.* Проблемы геолого-географического картографирования // *География и природные ресурсы.* 1989. № 2. С. 173.
4. *Казанкова Э.Р.* Принципы системной организации полей напряжений в литосфере // *Газовая промышленность.* 1997. № 7. С. 39–42.
5. *Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В.* Геоэкологические проблемы подземных хранилищ газа (на примере Московского региона) // *Бюллетень МОИП, отдел биологический. Приложение 1, часть 1.* 2009. Т. 114, (3). С. 388–397.
6. *Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В.* Калужская кольцевая структура - результат самоорганизации геологического пространства // *Георесурсы, геоэнергетика, геополитика.* 2015. № 1, (11). С. 6.
7. *Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В.* Формирование залежей углеводородов на больших глубинах с позиции нелинейной геодинамики // *Новые идеи в геологии нефти и газа: Сб. тр. междунар. науч.-практ. конф./ отв. ред. А.В. Ступакова. МГУ им. М.В. Ломоносова. М.: Изд-во «Перо». 2019. С. 197–201.*
8. *Казанкова Э.Р., Судо Р.М.* Нелинейная геодинамика и экология недр (с позиции самоорганизации полей напряжений) // *Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. Сб. ст. М.: ГЕОС. 2000. С. 359–364.*

9. *Кацман А.В., Резник Б.А.* Геологические результаты эксплуатационного бурения, проведенного на Якшуновской площади в 1975-1980 гг. М.: 1981 г.
10. *Петров В.Г.* О выделении Калужско-Бельской структурной зоны // Бюллетень МОИП. Отделение Геологическое. 1971. Т. 46, (3).
11. *Петров В.Г.* Особенности строения Калужской кольцевой структуры и ее положение в Московской синеклизе // Диссертация кандидата геолого-минералогических наук. М. 1974. 140 с.
12. *Сизачева Н.Н., Шейнкман А.Л.* Спирально-скручивающее движение – механизм самоорганизации геологического пространства // Тез. 21-й генеральной ассамблеи «Международный союз геодезии и геофизики» Колорадо: 1995. С. А393.
13. *Уилсон Дж.* Геологические структуры малых форм. М.: Наука. 1994. 256 с.
14. *Филиппов А.Т.* Многоликий солитон // Квант. М.: Наука. 1990. 288 с.
15. *Price N.J.* Rates of deformation // J. Geol. Soc. Lond. 1975. № 131. P. 553–575.

## ГЕОДИНАМИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ДОНБАССА С ПРИАЗОВСКИМ БЛОКОМ УКЩ

О.С. Крисак<sup>1</sup>, И.О. Павлов<sup>1</sup>, В.А. Корчемагин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Главное управление геологии и геоэкологии ДНР, г. Донецк, office@glavgeodpr.ru

<sup>2</sup> Донецкий национальный технический университет, г. Донецк, geolog@donntu.org

Под «зоной сочленения» обычно понимают своеобразный геоструктурный элемент, расположенный на стыке двух крупных структурных элементов Русской платформы – Приазовского блока Украинского кристаллического щита (УКЩ) и Складчатого Донбасса (рис. 1). Западной границей этой области является Криворожско-Павловский разлом север – северо-западного простирания, с востока зона ограничена глубинным субмеридиональным Грузско-Еланчикским разломом и Еланчикским горстом. Протяженность этой полосы 90-100 км (от Угледара на западе до с. Кумачево на востоке), ширина ее достигает 15-20 км. В этой полосе происходит погружение кристаллического фундамента Русской платформы, который обнажается в пределах Приазовского блока, под осадочные породы верхнего палеозоя Кальмиус-Торецкой котловины Донбасса.

Стержневым элементом зоны сочленения является Южно-Донбасский тектонический шов, сформированный согласно традиционным представлениям крутопадающими разрывами: сбросами, взбросами, сбросо- и взбросо-сдвигами. Основные тектонические элементы имеют северо-западное и субширотное простирание. Составной частью этой структуры является Волновахская зона разломов, сформированная крутопадающими сбросами: Северо- и Южно-Волновахским, Васильевским, Южно-Стыльским и др.

В последние годы появились исследования, по-новому интерпретирующие строение региона. В работах В.В. Юдина [Юдин, 2003, 2006, 2008], посвященных тектонике и геодинамике Южного Донбасса предложена новая трактовка строения зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом с отказом от традиционно выделявшихся тектонических элементов (прежде всего систем крутопадающих разломов) и выделением принципиально новых структур: коллизионной сутуры, серий надвигов, шарьяжей и сопровождающих их меланжей, послонных срывов (детачментов, флэтов).

Однако, как показали полевые наблюдения, выполненные авторами в этом регионе, а также тектонофизические реконструкции, выделение подобных структур недостаточно обосновано и противоречит имеющимся фактическим материалам.

Район характеризуется сложным геологическим строением. На данной территории присутствуют осадочные, метаморфические и магматические породы от раннепротерозойских до кайнозойских, формирующие три структурных этажа.

Нижний структурный этаж составляют глубоко метаморфизованные и дислоцированные докембрийские образования, среди которых преобладают различные гранитоиды, часто содержащие ксенолиты гнейсов и мигматитов.

Средний структурный этаж сложен слабо метаморфизованными вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями девона и карбона, в целом, представляющими собой моноклираль, полого (8-12°) погружающуюся на север. Моноклиральное залегание пород местами осложняется продольными и поперечными складчатыми и разрывными дислокациями.

Верхний структурный этаж – рыхлые песчано-глинистые отложения кайнозоя, которые с размывом залегают на всех нижележащих комплексах.

Для района выделяют две основные фазы магматизма – девонскую и пермо-триасовую.

В среднем-верхнем девоне происходило внедрение и излияние магм основного и щелочно-ультраосновного состава с образованием небольших тел: штоков, даек, покровов, трубок. Вулканические извержения сопровождалось образованием широкого спектра вулканических и вулканогенно-осадочных пород.

В пфальскую фазу герцинского тектогенеза (на границе Р<sub>2</sub> и Т) формировались породы андезит-трахиандезитового комплекса. Породы комплекса распространены ограничено и пространственно тесно связаны с разрывной тектоникой. Они представляют собой небольшие штоко- и дайкообразные тела, межпластовые и лакколитоподобные интрузии [Бутурлинов, 1972].

В центральной части зоны сочленения выделяется Стыльский горст, тектоническими ограничениями которого служат Южно- и Северо-Волновахский сбросы, являющиеся элементами Волновахской зоны разломов (рис. 1).

Южно-Волновахский сброс ограничивает горст с юга и имеет северо-западное простирание. Разрыв прослеживается с запада на восток на протяжении 50 км. Углы падения плоскости сместителя колеблются от  $35^\circ$  до  $75^\circ$  на юг, стратиграфическая амплитуда смещения достигает 500 м. Южно-Волновахский сброс сопровождается мощной зоной дробления и гидротермально измененных пород.

Северо-Волновахский сброс ограничивает Стыльский горст с севера. Установлено, что нарушение падает на юго-запад под углом  $70-78^\circ$ . Амплитуда перемещения карбонатных пород по разлому 50-70 м. Разломы испытывали неоднократную активизацию в позднем палеозое – мезозое. На всем их протяжении установлена гидротермальная минерализация – проявления полиметаллов, меди, киновари, барита, флюорита, интенсивное окварцевание (вплоть до образования джаспероидов по карбонатным породам), пиритизация, аргиллизация.

Фрагменты Северо-Волновахского разлома вскрыты и изучались авторами в северном борту Стыльского карьера (рис. 2). Разлом выражен серией субпараллельных кулисообразно расположенных в плане крутопадающих сместителей северо-западного простирания (аз. пр.  $310-315^\circ$ ) северного и южного падения. Морфологически – это сбросы. Амплитуда смещения по самым крупным из них достигает десятков (до 50) метров. Блоки между основными северо-западными сместителями разбиты более мелкими дизъюнктивами близмеридиональной ориентировки. Каких-либо признаков меланжа, крупных надвигов и послонных срывов при документации забоев не выявлено. Все отмеченные дислокации этого типа относятся к образованиям более низкого структурного уровня.

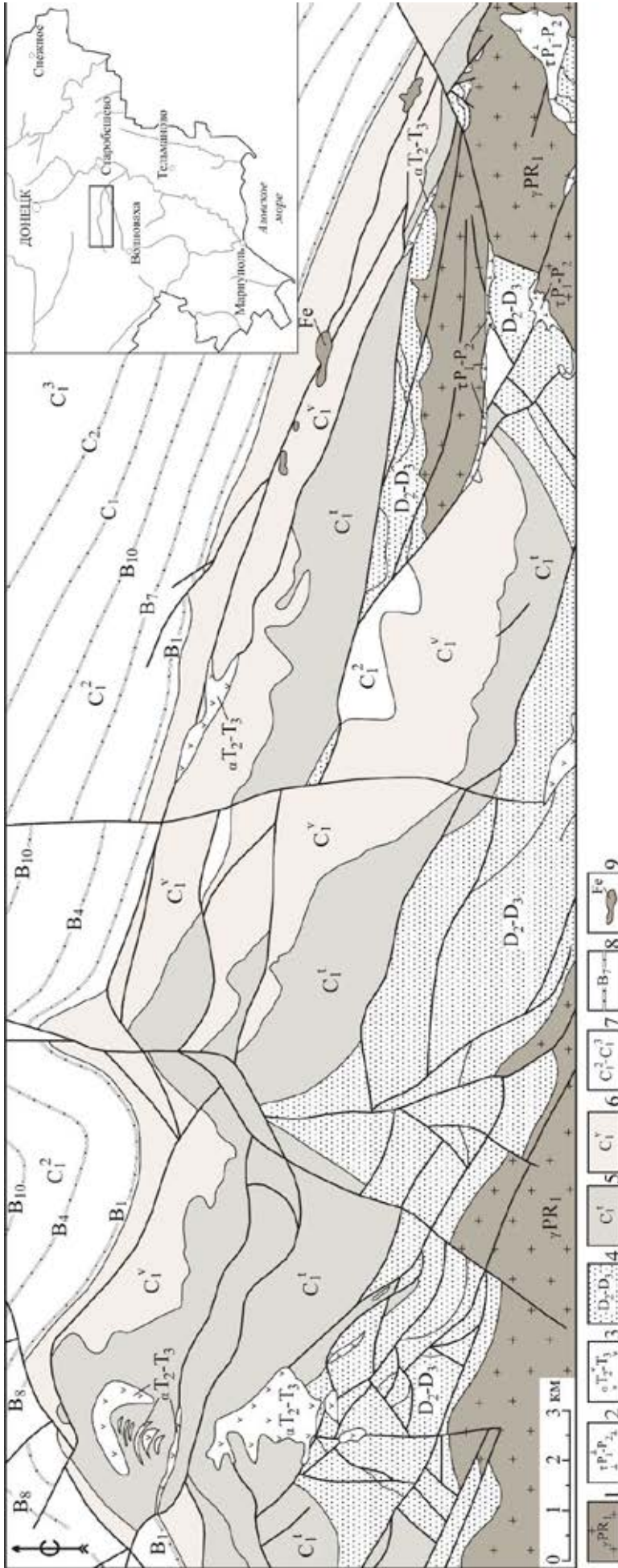
Основные разрывы часто сопровождаются интенсивными складчатыми подворотами. Пространственная ориентировка шарниров этих подворотов (рис. 2 а) позволяет предполагать подвижки как по падению сместителей, так и смещение блоков вдоль простирания нарушений.

В самом Стыльском карьере и на других участках вдоль простирания Волновахской зоны разломов в естественных и искусственных обнажениях были выполнены замеры сколовой трещиноватости и штрихов скольжения. Выполненные замеры позволили реконструировать параметры полей тектонических напряжений локального, а затем мезорегионального уровней (рис. 2 б). Восстановленное для Волновахской зоны поле характеризуется наклонным положением осей главных нормальных напряжений:  $\sigma_3$  – аз. пад.  $143^\circ \angle 30^\circ$ ,  $\sigma_1$  – аз. пад.  $252^\circ \angle 30^\circ$ . Данный тип поля можно охарактеризовать как сбросо (взбросо)-сдвиговый.

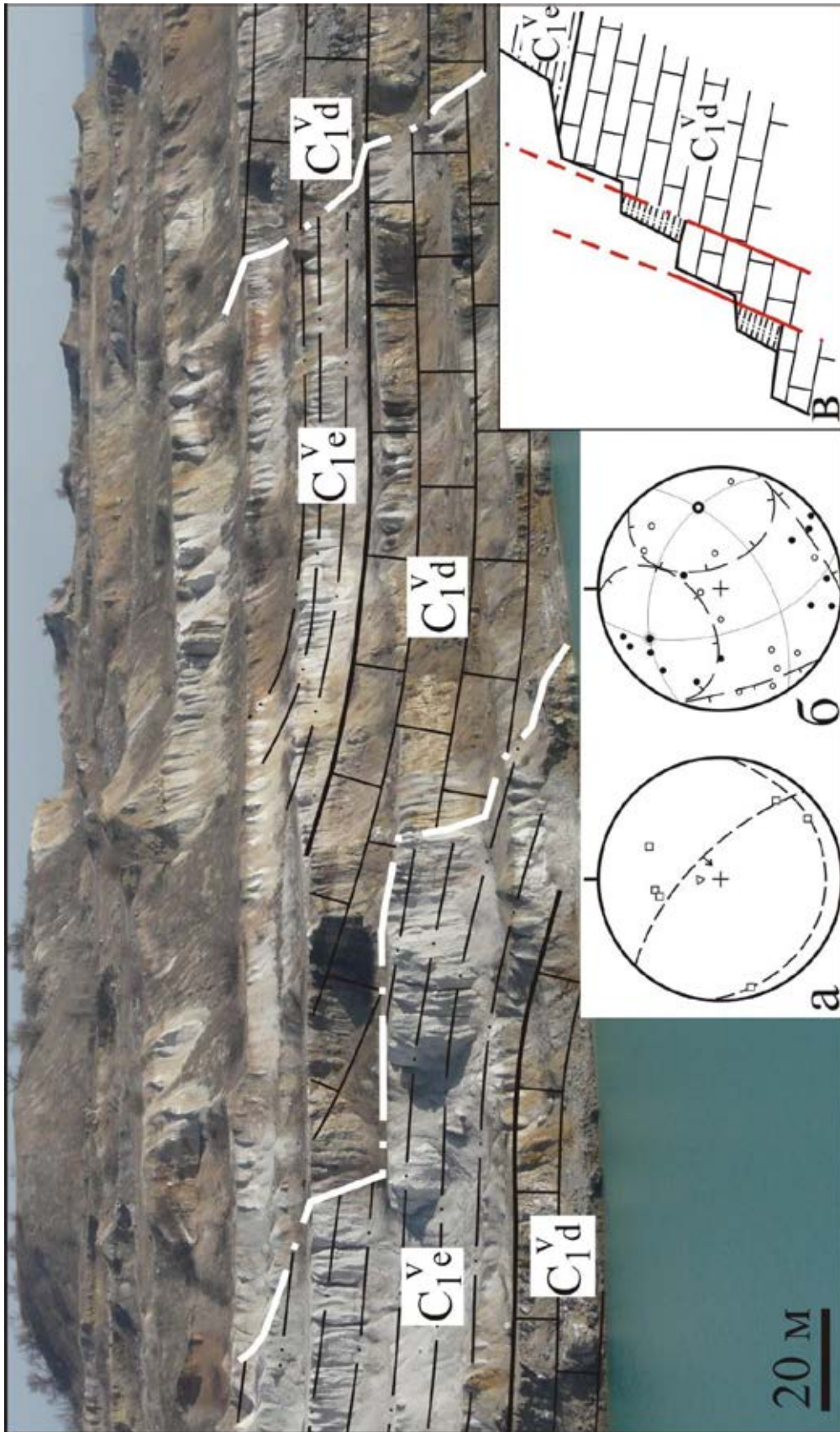
С учетом ориентировки осей главных нормальных напряжений и данных по другим регионам Донбасса и Восточного Приазовья [Корчемагин, 1987] возраст этого поля можно определить, как альпийский.

Структуры Стыльского горста к западу от Новотроицкого переходят в структуры Южного Донбасса (Южно-Донбасского угленосного района). В геологическом строении этого района принимают участие угленосные отложения нижнего карбона (свиты  $C_1^1$ ,  $C_1^2$ ,  $C_1^3$ ) перекрытые мезокайнозойским чехлом. В терригенной толще карбона присутствуют многочисленные межпластовые залежи и пологопадающие дайки пород андезит-трахиандезитового комплекса. Хотя большая часть площади перекрыта, геологическая структура района довольно хорошо изучена не только по данным разведочных скважин, но по горным работам шахт «Южнодонбасская» № 1 и № 3.

В поперечном сечении район представляет собой своеобразный грабен с юго-запада и северо-востока ограниченный крупными встречнопадающими сбросами северо-западной ориентировки. На юго-западе – это Криворожско-Павловский, Сложный и Максимовский сбросы с северо-восточным падением сместителей, на северо-востоке – Владимировский, Придолинный, Долинный и Полевой сбросы, сместители которых погружаются к юго-западу (рис. 3). Внутри этого грабена, породы нижнего карбона дополнительно разбиты системой продольных сбросов более высоких порядков с преимущественным юго-западным падением сместителей. Наиболее крупными из них являются: сброс № 1, Шевченковский и Западно-Никольский сбросы. Два последних нарушения имеют максимальные амплитуды (до 100-150 м) на юго-востоке в пределах поля шх. «Южно-Донбасская» № 1.



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком:  
 1 – раннепротерозойский комплекс гранитоидов; 2 – трахиты, трахит-порфиры; 3 – андезиты, андезитовые порфиры; 4 – средне- верхнедевонские отложения; 5 – карбонатная толща (турнейский ярус); 6 – карбонатно-терригенная толща (визейский ярус); 7 – нижнекаменноугольная угленосная толща (визейский ярус); 8 – маркирующая известняки; 9 – бурые железняки



**Рис. 2.** Северный борт Стальского карьера: а – ориентировка шарниров складчатых подворотов в крыльях разрывов; б – реконструкция мезорегионального поля напряжений; в – схематический разрез вокруг северного борта карьера

Выполненные в горных выработках шахт замеры позволили реконструировать параметры тектонических полей напряжений [Павлов, 2008]. Преобладает сбросовый тип поля с близгоризонтальным положением оси растяжения  $\sigma_1$  (аз.  $42^\circ$ ) и субвертикальной осью сжатия  $\sigma_3$ : аз. пад.  $235^\circ \angle 85^\circ$ . Этому типу поля симметричны системы северо-западных сбросов (рис. 3 в).

Для второго типа поля характерно субвертикальное положение оси растяжения  $\sigma_1$ : аз.пад.  $194^\circ \angle 82^\circ$  и субгоризонтальное сжатие (ось  $\sigma_3$ ) по аз.  $308^\circ$  (рис. 3г). Поле этого типа фиксируется в локальных объемах и ему симметричны пологие встречнопадающие надвиги северо-восточной ориентировки и пликативные дислокации (брахискладки, флексуры).

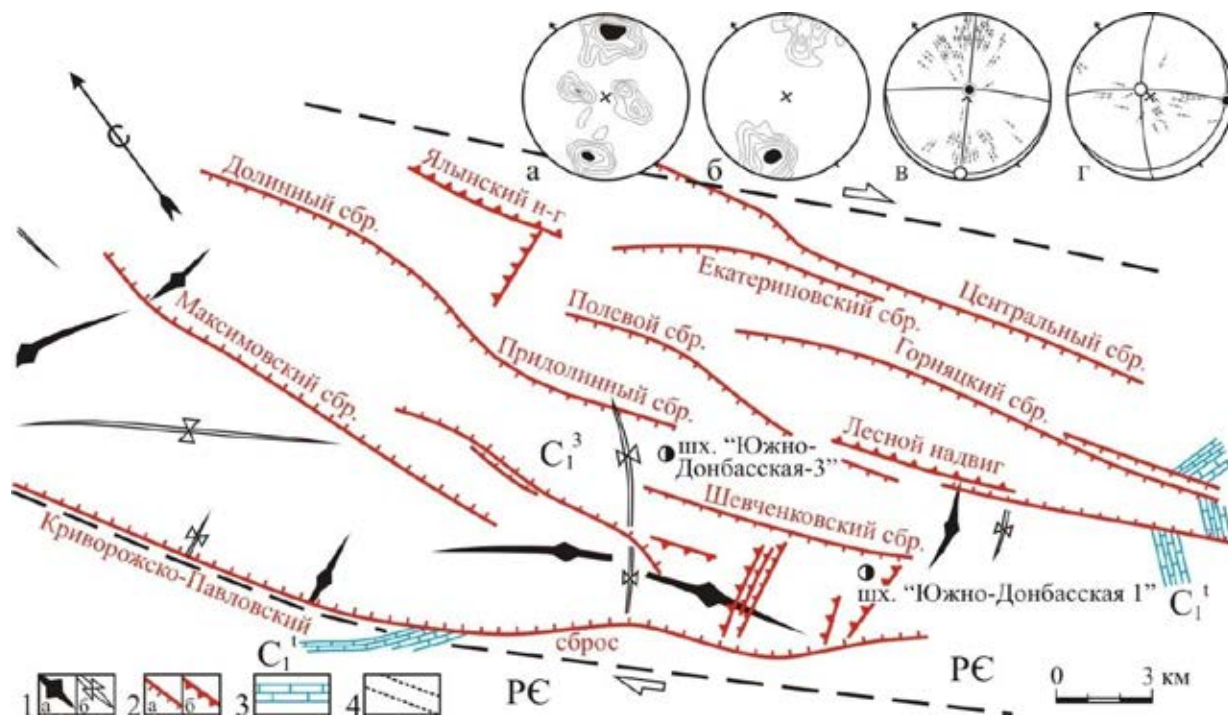


Рис. 3. Структурная схема Южно-Донбасского угленосного района:

а, б – стереограммы ориентировок тектонических разрывов: шахта Южно-Донбасская №1 (а) и №3 (б); в, г – реконструкции поля тектонических напряжений. 1 – складчатые структуры (а) – антиклинали, (б) – синклинали; 2 – разрывы (а) сбросы, (б) надвиги (взбросы); 3 – известняки нижнего карбона; 4 – контур сдвиговой зоны

Т.о., в геологической структуре Южного Донбасса на различных структурных уровнях доминируют структуры растяжения – сбросы. Надвиги (взбросы) имеют ограниченное распространение и относятся к более низкому структурному уровню.

Проведенные исследования позволяют утверждать, что предлагаемая интерпретация геологического строения и геодинамики региона с выделением шарьяжей, зон меланжа, крупных послонных срывов не подтверждается характером наблюдавшихся тектонических дислокаций (с преобладанием в геологической структуре крутопадающих сбросов, сбросо-сдвигов, сдвигов) и не находит отражения в параметрах восстановленных тектонических полей напряжений. В регионе преобладают сбросо-сдвиговый и сдвиговый типы полей тектонических напряжений. Взбросовый (надвиговый) тип поля является вторичным и проявляется в локальных объемах.

В тоже время, все особенности строения зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком, весь наличный комплекс деформаций могут объясняться в рамках единого тектонического процесса – горизонтального смещения блоков вдоль сместителя в кристаллическом фундаменте. Этот процесс унаследовано развивался на протяжении всей геологической истории региона.

Крупные первичные сдвиги представляют собой очень глубокие разломы земной коры. Результат движения вдоль этих глубинных разломов выражается в перекрывающей толще осадочных образований в виде сложно построенной зоны, а не в виде выходящей на поверхность компактной линии разлома [Муди, 1960].

Вся зона сочленения в этом случае, может рассматриваться, как зона активного структурообразования над сдвигом в фундаменте. Сам структурообразующий разлом находится в жестком кристаллическом основании. Активные сдвиговые подвижки вдоль оси этой структуры сопровождались растяжением земной коры, ее прогибанием и образованием надсдвиговой зоны

скалывания в кристаллическом основании и пассивными деформациями чехла над этой зоной в поле силы тяжести (преобладающее вертикальное сжатие). Как установлено по результатам моделирования, в подобной ситуации характерно возникновение одной системы кулисообразных сбросов или сбросо-сдвигов в деформируемом слое [Михайлова, 2002], ориентированных диагонально к простиранию основного разлома. Они концентрируются в узкой зоне непосредственно над зазором между сдвигающимися блоками основания.

В дальнейшем при развитии основного сместителя сдвига в верхние горизонты коры, часть образовавшихся сбросов может вновь активизироваться с развитием по ним сдвигов. В слоистой толще перемещение блоков вдоль сместителей сдвигов и сбросо-сдвигов сопровождается проскальзыванием пород по напластованию с образованием послойных срывов и пологих надвигов.

Предложенный механизм структурообразования может быть распространен и на Донбасс (и, возможно, на весь Днепровско-Донецкий авлакоген) в целом. В этом случае генератором всех процессов тектонических деформаций на протяжении всей геологической истории Донбасса являются горизонтальные подвижки по глубинному правостороннему сдвигу (для Донбасса – по Центрально-Донецкому разлому). Эти подвижки на начальных этапах привели к утонению и прогибанию коры с формированием мощной линзы угленосных пород. По-видимому, смещения по глубинному сдвигу происходили и на стадии седиментации, что сопровождалось образованием ряда купольных структур в верхних надразломных структурных этажах. При этом на дне бассейна седиментации одновременно с осадконакоплением формировалась цепочка локальных купольных поднятий, на базе которых в эпоху главной герцинской складчатости сформировались основные линейные складки бассейна. Наиболее поздние подвижки по разлому фундамента происходили в альпийскую эпоху тектонической активизации региона. На этом этапе структурообразования крутопадающие системы сдвигов прорезали уже угленосную толщу. Параллельно со сдвигами развивался весь связанный с ними парагенезис хрупких и пластических деформаций.

В качестве современного аналога Донбасса можно рассматривать известный и хорошо описанный в литературе разлом – правый сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии. Развитие этого сдвига также сопровождается растяжением и утонением земной коры с образованием в его полосе прогибов, депрессий, осадочных бассейнов [Муди, 1960] и на самом юго-востоке (в самой древней его части) Калифорнийского залива с корой океанического типа.

## Выводы

Предлагавшаяся рядом исследователей новая структурная модель зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком, главными элементами которой являются пологие продольные надвиги, шарьяжи, послойные срывы, не подтверждается выполненными структурно-тектоническими исследованиями. Авторами предложена альтернативная геодинамическая модель, предполагающая формирование геологической структуры зоны сочленения и Донбасса в целом в результате горизонтальных смещений вдоль разломов фундамента (глубинных сдвигов или трансформных разломов). Весь спектр тектонических элементов региона связан с различными этапами развития сдвигов и сопровождающих их деформаций.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бутурлинов Н.В., Зарицкий А.И., Глебова М.С. Андезит-трахиандезитовый комплекс Донбасса и особенности его формирования // Геологический журнал. 1972. № 6. С. 89–94.
2. Корчемагин В.А., Емец В.С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. 1987. № 3. С. 49–55.
3. Михайлова А.В. Исследования механизмов формирования тектонических структур в слое над активными разломами фундамента // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 212–224.
4. Муди Дж.Д., Хилл М.Дж. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ. 1960. С. 265–333.
5. Павлов И.О., Хрищанович О.С. Структурно-тектонические особенности формирования разрывной тектоники Южного Донбасса // Сб. науч. тр. ДонНТУ. Серия геологическая. Донецк: ДонНТУ. 2008. В. 7. С. 163–169.
6. Юдин В.В. Геодинамика Южного Донбасса. Киев: УкрГРРИ. 2003. 92 с.
7. Юдин В.В. Тектоника Южного Донбасса и рудогенез. Киев: УкрГРРИ. 2006. 108 с.
8. Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГРРИ. 2008. 117 с.



# МЕТОД ГРАФИЧЕСКОЙ КЛАСТЕРИЗАЦИИ ДАННЫХ ДЛЯ РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ РОЕВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

И.Н. Литовченко., Н.Б. Амиров , В.С.Лютикова

Институт сейсмологии, Алматы, Казахстан, *litovira@rambler.ru*

## Введение

В работе излагаются основные теоретические и практические результаты применения метода графической кластеризации (МГКл) данных – на примере роев землетрясений, сделана попытка оценить перспективы развития и его применения.

Как известно, распознавание образов (объектов, сигналов, ситуаций, явлений или процессов) – задача идентификации объекта или определения каких-либо его свойств по его изображению или другим характеристикам. В этом случае данные в компьютере – это множество объектов, которое представляется набором однотипных элементов. Образ – классификационная группировка, объединяющая (выделяющая) определенную группу объектов по некоторому признаку. Образы обладают характерными свойствами. Методика отнесения элемента к какому-либо образу называется решающим правилом. Метрика – способ определения расстояния между элементами универсального множества. Чем меньше это расстояние, тем более похожими являются объекты, то, что мы распознаем [Городецкий В.И., и др., 2006], [Павлова и др., 2016]. Остановимся далее подробнее на сути данной задачи.

## Исходные данные

Сейсмичность региона Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий исследовалась авторами за период 2019 г. на предмет распознавания роев землетрясений. На современных данных о сейсмичности региона осуществлялось распознавание «роев» землетрясений за последний год. Приведены результаты распознанных роев землетрясений за этот период. Применялся алгоритм распознавания образов на основе графической кластеризации данных. Рой землетрясений выражается в увеличении числа слабых толчков в некоторой локальной зоне земной коры с последующим постепенным его уменьшением. Пространственные размеры роев, примерно, равны размерам эпицентральных зон землетрясений. «Рои» наряду с «форшоками» образуют прогностические последовательности сейсмических событий. Многими авторами исследований отмечалось, что рои землетрясений – это особый вид проявления сейсмической активности, когда за достаточно короткое время, в течение нескольких суток от 1 до 5-15-26 суток (редко более длительное время), в одном и том же месте, на ограниченной площади, происходит большое количество землетрясений, как правило, малых энергетических классов, характерных для фоновой сейсмичности региона [Курскеев, 2004; Казаков и др., 1999]. Они возникают, как в зонах континентальной сейсмичности (например, на Кавказе), так и в зонах субдукции (Курило-Камчатская зона). Иногда в тех областях, где в прошлые годы имели место сильные землетрясения, обнаруживаются «рои», а иногда нет [Литовченко И.Н. и др., 2019]. Рассмотренные рои в [Радзиминович и др., 2019] условно делятся на два типа: типичные рои (не связанные с вулканической деятельностью), и рои, в которых наблюдаются афтершокоподобные паттерны, т.е. по сути, рои, представлены несколькими «главными» толчками со своими «афтершоками». Дополнительно отмечается, что даже в независимых роях характер изменения параметров сейсмического режима (активизация и спад активности) аналогичен процессу подготовки сильного землетрясения и афтершоковой релаксации [Радзиминович и др., 2019]. На современном этапе активизации сейсмичности предлагаемый метод является, на наш взгляд, перспективным, так как дает более точные критерии распознавания роев в сейсмичности региона исследования [Лютикова и др., 2019].

## Метод решения

Основой алгоритма и методом выделения роевых событий выступал следующий теоретический подход. Пусть за время  $T$  на ограниченной

территории происходит  $N$  землетрясений  $a(1), a(2), \dots, a(N)$ . Каждое из этих событий характеризуется набором параметров, часть из которых может повторяться (координаты, магнитуда, и т.п.), другие же не повторяются никогда. Всегда можно составить матрицу  $R$  состояний, симметричную с нулевой диагональю (имея в виду, что в общем случае матрица  $R$  может быть многомерной) [Лютикова, 2017]. По общепринятым методам кластерного анализа [Казаков и др.,

1999; Цветков и др., 2016], должны проанализировать соответствие элементов строк в матрице  $R$  заданным правилам. Например, считаем, что если существует пространственная взаимосвязь и взаимообусловленность событий, то она должна выражаться через "расстояния" (евклидовы или другие) между событиями в  $n$ -мерном пространстве. Если известны географические координаты события, то в качестве меры взаимосвязи выбираем геометрическое расстояние между эпицентрами землетрясений. Считая, что наиболее взаимосвязанными являются те события, для которых межэпицентральные расстояния минимальны. После определения соответствия заданному правилу элементов матрицы  $R$  в заданном пространстве параметров (например, расстояние между событиями) наносим их на график и соединяем между собой линиями в последовательности, следующей из матрицы  $R$ . При наличии взаимосвязи и взаимообусловленности событий в матрице  $R$  на графике образуются связанные древовидные структуры. Узлы каждого из таких деревьев, образуют кластеры, подобные рассчитанным другими методами кластерного анализа. МГКл не требует дополнительных математических операций для кластеризации и поэтому выполняется значительно быстрее, чем другие методы кластерного анализа. Вообще время проведения расчетов для МГКл пропорционально числу событий в выборке образующей матрицу  $R$ . Очевидным преимуществом МГКл является то, что в анализируемом пространстве состояний допустимы пересекающиеся подмножества. Такие ситуации могут возникнуть при анализе временных последовательностей событий, когда существуют кластеры, время жизни которых меньше интервала всей выборки. Использовали МГКл для выделения «роев» в каталоге землетрясений на Северном Тянь-Шане и прилегающих территориях за 2019г. [Каталог землетрясений, 2019]. Предварительно в каталоге были выделены афтершоки. В дальнейших расчетах эти события не принимались во внимание. Представительность каталога не равномерна во времени и в пространстве. Так для территории, ограниченной координатами  $39-47^{\circ}N$  и  $70^{\circ}-85^{\circ}E$  в 2019 г. представительными являются землетрясения с  $K \geq 7$ . В дальнейших расчетах не выходим за пределы этого района. Выбор этой территории обусловлен тем, что здесь раньше происходили сильные землетрясения с  $M \geq 7-8$  (Верненское 1887 г.,  $M=7.5$ , Чиликское 1889г.,  $M=8.4$ , Кеминское 1911 г.,  $M=8.3$ ). В анализируемом каталоге отмечено более 90 землетрясений с  $M \geq 5$ , в том числе: Сарыкамышское (1970 г.,  $M=6.8$ ), Жаланаштупское (1978 г.,  $M=6.8$ ), Байсорунское (1990 г.,  $M=6.3$ ). Здесь по долгосрочному прогнозу ожидается период активизации сейсмической активности, и могут произойти сильные землетрясения.

### **Особенности распознавания образов «роев»**

Во-первых, определили численные характеристики «роев», как последовательности землетрясений пригодные для их описания и распознавания роев в каталоге. Это представляется важным, поскольку, не были известны объективные критерии для распознавания и выделения «роев». В общих чертах, процесс образования «роя» можно идентифицировать с процедурой пространственного группирования сейсмических событий. Некоторые, самые общие, качественные характеристики группирования для землетрясений с  $K \geq 9$  ( $M=2.8$ ) на территории Северного Тянь-Шаня приведены в [Лютикова и др., 2019a]. Здесь за радиус вероятного группирования принимали 15 км. При этом количество группирующихся землетрясений составило 10% от размера выборки. Исследовался каталог на способность образовывать компактные группы событий вводя ограничивающее правило при расчете матрицы. Оказалось, что устойчивые кластеры-группы размером не более  $20'-25'$  угловой меры (т.е. размеров очаговых зон землетрясений с  $M=6-7$  на изучаемой территории) образуются, если расстояние между событиями  $L \leq 10'$ , т.е. примерно такие же, как у [Казаков и др., 1999; Лютикова, 2017].

Следующая характеристика «роев землетрясений» связана с числом землетрясений в «рое» (или группе). Легко показать, что вероятность попадания трех случайных событий в площадку радиусом равным  $L=10'$  столь мала, что ей можно пренебречь. Поэтому принимали за «рой» группу, в которой число землетрясений  $N \geq 3$ , без ограничения  $N$  по максимальной величине. Результаты расчетов по МГКл с учетом  $L$  и  $N$  показали, что «рой» действительно группируются вблизи зон, в которых на изучаемой территории происходили землетрясения с  $M \geq 5.5$ . Однако их распределение в пространстве имеет большую дисперсию, что указывает на необходимость введения еще одной характеристики для более строгого описания роя. Известно, что «рой» могут быть и короткоживущие (минуты, часы), так и долгоживущие (месяцы и даже годы). Поэтому их нельзя характеризовать ни числом событий  $N$ , ни временем жизни «роя»  $T_l$  («life swarm»). Более объективной характеристикой является время между землетрясениями в «рое»  $T_m$ . Полученные численные характеристики роев дают более точную математическую зависимость в описании распознавания их образов в сейсмических данных [Лютикова и др., 2019 b].

## Результаты

По представленному методу графической кластеризации данных проведено распознавание роев землетрясений в сейсмоактивном регионе исследования Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий за 2019 год. На рисунке 1 приведены результаты работы программы распознавания «роев». В результате исследования параметров роев землетрясений, получили три численные характеристики, по которым можно объективно распознавать «рои» в каталоге землетрясений на Северном Тянь-Шане и прилегающих территориях. К ним относятся: число землетрясений в «рое»  $N \geq 3$ ; пространственное расстояние между соседними событиями, образующими «рой»  $L \leq 10'$  в угловой мере; время между событиями в «рое»  $0 < T_m \leq 15-26$  дней. Используя эти ограничивающие численные значения, провели расчеты МГКл и составили каталог «роев» для территории Северного Тянь-Шаня, прилегающих территорий за период 2019 г. На всем интервале анализа принимали в расчет все землетрясения с  $K \geq 7.0$  [Литовченко и др., 2019].

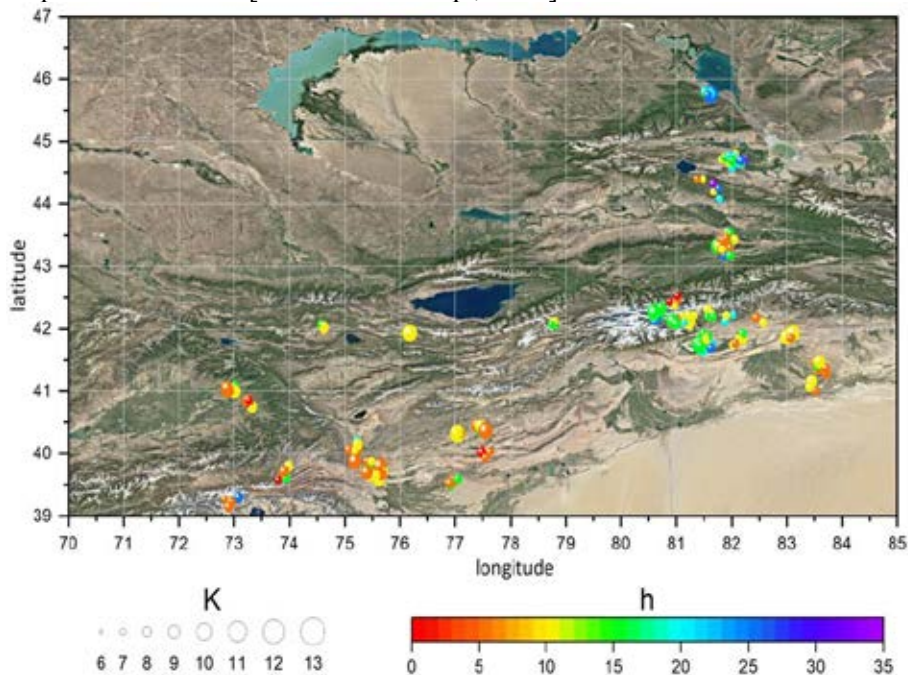


Рис. 1. Карта-схема распределения роев землетрясений (цветом указаны глубины) за 2019 г. в сейсмоактивном регионе исследования

## Заключение

Представлен метод графической кластеризации данных для распознавания образов роев землетрясений. Полученные численные характеристики роев землетрясений могут быть использованы для исследования сейсмичности и прогноза будущих сильных землетрясений. Эта особенность может служить для создания самостоятельной численной основы для прогноза землетрясений на Северном Тянь-Шане и прилегающих территориях. Каталог «роевых землетрясений» может служить основой для поиска «форшоков» и прогноза сильных землетрясений. Метод графической кластеризации может быть применен для любого сейсмоактивного региона.

**Благодарности.** Выражаем благодарность научному руководителю академику НАН РК Курскееву А.К. за активное участие в проводимых исследованиях, критические замечания и рекомендации, а так же сотрудникам СОМЭ, за предоставление каталога землетрясений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Городецкий В.И., Серебряков С.В. Методы и алгоритмы коллективного распознавания: Обзор. 2006. [Электронный ресурс]: режим доступа <http://www.proceedings.spiiras.nw.ru/index.php/articale/viewFile>
2. Курскеев А.К. Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. Алматы. 2004. 504 с.
3. Казаков В.В., Литовченко И.Н., Паршуков М.Ю. Рои землетрясений на Северном Тянь-Шане // Прогноз землетрясений и глубинная геодинамика. Материалы межд.симп. Алматы. 1997. С. 145–151.
4. Каталог землетрясений / Сейсмическая опытно-методическая экспедиция (СОМЭ) РК

- [Электронный ресурс]: режим доступа <http://some.kz/index.php?p=card&outlang=1&oid=9>.
5. *Литовченко И.Н., Лютикова В.С.* Выявление роев землетрясений в сейсмоактивном регионе Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Международная юбилейная научная конференция посвященная 15-ти летию со дня образования Центрально-Азиатского института прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ) г.Бишкек, Кыргызская Республика. 2019. С. 35–38.
  6. *Лютикова В.С., Литовченко Т.Н.* Обучающий алгоритм распознавания образов при решении практических задач // Робототехника и Искусственный интеллект. мат. XI Всерос. Науч.-техн.конф. с межд. уч. Железногорск. 2019. С. 231–237.
  7. *Лютикова В.С., Литовченко И.Н.* Технология распознавания образов в выявлении роев землетрясений // Материалы докладов XI международная Конференция молодых ученых и студентов. Бишкек. 2019. С. 104–108.
  8. *Лютикова В.С.* Рои землетрясений как отклик энергонасыщенных структур земной коры на воздействие астрофизических факторов // Всемирный Конгресс инженеров и ученых «Энергия будущего: инновационные сценарии и методы их реализации», WSEC-2017. Астана, Казахстан. 2017. Т. 4. С. 328–331.
  9. *Павлова А.И., Бобрикова К.А.* Сравнение алгоритмов распознавания образов нейронными сетями Хопфилда. В мире научных открытий. № 5, (77). 2016. [Электронный ресурс]: режим доступа [http://www.researchgate.net/publication/306105318\\_SRAVNENIE\\_ALGORITMOV\\_RASPOZNAVANI\\_A\\_OBRAZOV\\_NEJRONNYMI\\_SETAMI\\_HOPFILDA/link/57b1b519008ae0101f17a4a93](http://www.researchgate.net/publication/306105318_SRAVNENIE_ALGORITMOV_RASPOZNAVANI_A_OBRAZOV_NEJRONNYMI_SETAMI_HOPFILDA/link/57b1b519008ae0101f17a4a93)
  10. *Радзиминович Н.А. Очковская М.Г.* Выделение афтершоковых и роевых последовательностей землетрясений Байкальской рифтовой зон [Электронный ресурс]: режим доступа - <http://www.cyberleninka.ru/article/n/vydelenie-aftershokov-i-roevih-posledovatelnostey-zemletryasenyi-baykalskoy-riftovoy-zony/viewer>
  11. *Цветков А.А., Шорох Д.К., Зубарева М.Г. и др.* Алгоритмы распознавания объектов // Технические науки: Проблемы и перспективы. Материалы IV Межд.науч.конф. Санкт-Петербург. 2016. Т. 38. 133 с. [Электронный ресурс]: режим доступа <http://www.moluch.ru/conf/tech/archive/166/>

## НЕКОТОРЫЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА В ГРАНИТНОМ МАССИВЕ

В.И. Попков, И.В. Попков

Кубанский государственный университет, Краснодар, geoskubsu@mail.ru

Гранитоидные интрузии стали привлекать пристальное внимание геологов-нефтяников в последние десятилетия, особенно после открытия в них крупных скоплений углеводородов (УВ) на Вьетнамском шельфе. Первый опыт целенаправленного поиска месторождений нефти и газа в гранитах фундамента в СССР был получен на п-ове Мангышлак, где в 1981 г. было открыто месторождение Оймаша [Попков, 1981]. На данном месторождении был накоплен первый отечественный опыт целенаправленного ведения поисков залежей нефти в породах фундамента, разработана оригинальная модель залежи нефти в гранитоидном массиве, введены в геологию резервуаров УВ такие понятия, как «явления термоусадки», «тектоно-кессонный эффект» и др. [Попков и др., 1986], привнесенные нами из рудной геологии; было зарегистрировано изобретение [Попков и др., 1987].

Оймашинское нефтяное месторождение явилось первым в Советском Союзе, где был произведен подсчет запасов нефти в гранитном массиве фундамента, поставленные на государственный баланс, и начата их промышленная эксплуатация. Запасы нефти были оценены по залежам в нижней юре, в карбонатном комплексе среднего триаса и гранитной интрузии. При этом 80 % из них содержатся в гранитах. Принятая в подсчете запасов модель [Чербянова и др., 1988] позволила защитить запасы на ГКЗ и легла в основу техсхемы разработки месторождения. Но очень скоро стало ясно, что она не отвечает реальной геологической ситуации и в качестве рабочей модели была принята наша модель [Попков и др., 1986].

Изучение кернового материала свидетельствует, что все притоки получены из сильно трещиноватых и гидротермально измененных пород, имеющих локальное распространение. Обработка материалов ГИС, анализ керна и результатов опробований в скважинах позволили сделать вывод о расслоенности гранитного массива, наличии толщ с различными петрофизическими свойствами (рис. 1, 2). Обнаружены пластообразные тела с повышенными коллекторскими свойствами, достаточно четко прослеживающиеся по разрезу и площади [Попков и др., 1986, 2004, 2009].

Граниты верхней части массива в тех случаях, когда они не подверглись интенсивной эрозии, сложены плотными мелкозернистыми разностями. Породы рассечены многочисленными трещинами, залеченными кварцем, кальцитом, рудными минералами, битумом. Максимальные значения мощности этой зоны достигают 60-100 м. В скв. 16, 18, 31, вскрывших наиболее эродированные участки массива, встречены более «глубокие» горизонты интрузии.

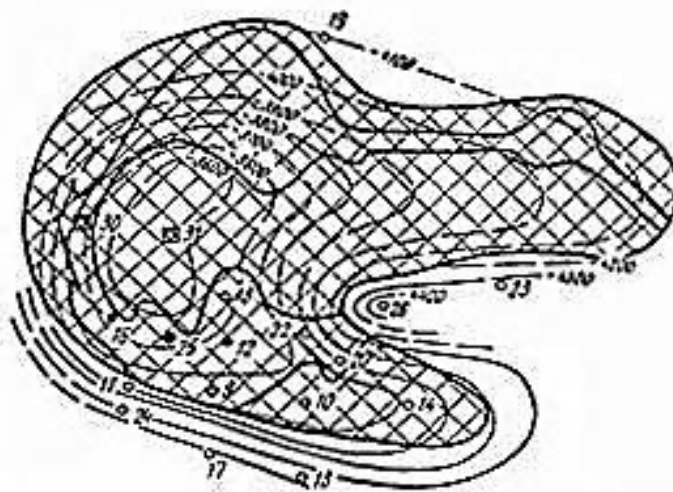
Ниже мелкокристаллических гранитов выделяется зона, где развиты преимущественно крупнозернистые разности пород, а также порфиоровидные граниты с кристаллами полевых шпатов до 1.5-3.0 см, иногда 5.0 см. Для гранитов этой зоны характерны глинизация, пелитизация, серицитизация и хлоритизация полевых шпатов, наблюдается разрушение биотита с образованием вторичного мусковита, отчетливо видны следы корроирования карбонатами зерен кварца [Попков и др., 2004]. Плотность пород составляет 2.54-2.69 г/см<sup>3</sup>. Открытая пористость колеблется от 3.4 до 7 %, достигая иногда 12.4 %. Перечисленные выше осложнения, возникающие при проводке скважин, приходятся именно на эту зону.

Ниже по разрезу, в тех случаях, когда скважина не подсекает разрывное нарушение, залегают практически не измененные граниты. Окраска их беловато-серая, минералы имеют четкую форму, мусковитизация биотита отмечается редко. Зеленоватая окраска, почти постоянная для пород вышележащих зон как следствие хлоритизации плагиоклазов, здесь не отмечена. Величина открытой пористости резко снижается (0.24-0.46), а плотность возрастает (2.65-2.71 г/см<sup>3</sup>).

Отмеченные выше неоднородности в строении гранитного массива находят отражение и в геофизической характеристике разреза. Для средней зоны или зоны разуплотнения, свойственны резкие колебания величин сопротивления, увеличение диаметра ствола скважин. Наличие менее плотных горизонтов подтверждается и данными акустического каротажа. Неизменным разностям пород присущи монотонная запись электрокаротажа и близкий к номинальному диаметр скважин.

При вскрытии пластообразной зоны разуплотнения отмечаются увеличение скорости проходки скважин, поглощения промывочной жидкости (иногда интенсивные), газопроявления (рис. 2).

Проведение работ по интенсификации притока в этих интервалах показало значительное уменьшение градиента гидроразрыва пласта. Так, например, если в монолитных гранитах градиент гидроразрыва составляет 1.9-2.0 ед., то в зоне разуплотнения он понижается до 1.65-1.54 ед. Это также свидетельствует о присутствии горизонтов с повышенной проницаемостью, что, в свою очередь, требует большого объема работ для ликвидации зоны кольматации при вызове притока.



**Рис. 1.** Структурная схема резервуара нефтяной залежи в гранитном массиве площади Оймашав плане [Попков и др, 1986] Условные обозначения см. на рис. 2.

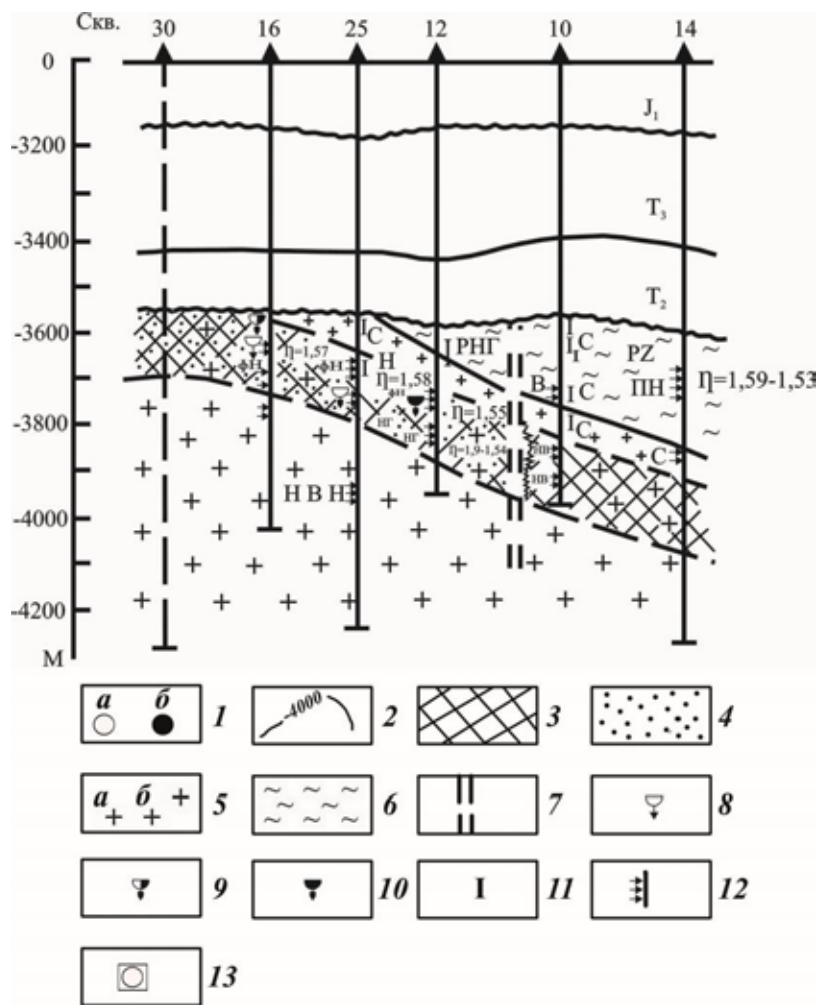
Таким образом, имеющийся фактический материал позволяет говорить о развитии в гранитной интрузии пластообразных участков разуплотнения, приуроченных к прикупольной его части. Максимально разрушены граниты в случае пересечения этих горизонтов разрывными нарушениями (скв. 12, 16, 18, 25). С этими интервалами разреза связаны наиболее высокодебитные притоки УВ. Следовательно, можно говорить о том, что резервуар в гранитном массиве несет в себе элементы как пластового, так и жильного характера. Образование пластообразной зоны разуплотнения связано с явлениями термоусадки в момент раскристаллизации гранитоидной магмы [Попков и др., 1986], в то время как жильной зоны – с разрывными нарушениями.

Сделанные выводы находятся в полном соответствии с исследованиями в области рудной геологии. Установлено, что при внедрении магматического расплава в относительно холодные вмещающие породы по краю интрузива образуется зона быстрого охлаждения, в пределах которой магма твердеет, превращаясь в сравнительно мелкозернистую породу – «зону закалки» [Осипов, 1974, 1982]. В соответствии с геотермическим градиентом быстрее охлаждаются верхние части интрузивов, особенно их апикальные части, где образуется наиболее мощная «зона закалки», являющаяся подобием жесткой аркообразующей конструкции. Такие формы, как известно, обладают повышенной несущей способностью. В то же время внутри камеры продолжает существовать жидкий расплав. По расчетным и экспериментальным данным сокращение его объема к моменту образования твердой фазы составляет около 8.4 %. Следовательно, в процессе застывания магмы будет осуществляться отрыв кристаллизующегося и оседающего расплава от твердой коры закалки с появлением свободного пространства, где и возникают полости в образующемся кристаллическом массиве. Подобное явление хорошо изучено и в литейном деле.

Возникающие в процессе усадки гранитов поля напряжений и сопутствующие им контракционные трещины хорошо изучены на примере многих массивов [Белов, 1982]. Тектонофизический анализ позволил выявить различные типы контракционных трещин, установить закономерности их распределения и ориентировки. Выявлены два основных вида трещин: пологие трещины отрыва, локализующиеся в апикальных частях гранитных массивов, и субвертикальные трещины скола – в более глубоких его горизонтах (рис. 3). Эндокинетическая, контракционная природа первого типа трещин доказывается расположением их только в пределах собственно гранитного интрузива и зависимостью ориентировки и плотности от морфологии его кровлевой поверхности (рис. 3, В).

По данным М.А. Осипова [Осипов, 1974, 1978] образование контракционных трещин начинается уже на магматической стадии, проявляясь в виде так называемых горячих трещин. Увеличение растягивающих напряжений по мере охлаждения интрузива после его кристаллизации ведет к развитию пологих трещин отрыва, затухающих на глубине 150-200 м от его кровли.

Максимальное их число приходится на локальные куполовидные выступы интрузии, снижаясь в вогнутых участках. Причиной этого является неравномерная концентрация растягивающих напряжений и зависимость поля напряжений от формы кровли, что, по мнению данного исследователя, связано с различной скоростью теплоотдачи этих участков, неравномерностью охлаждения и проявлением «арочного эффекта».



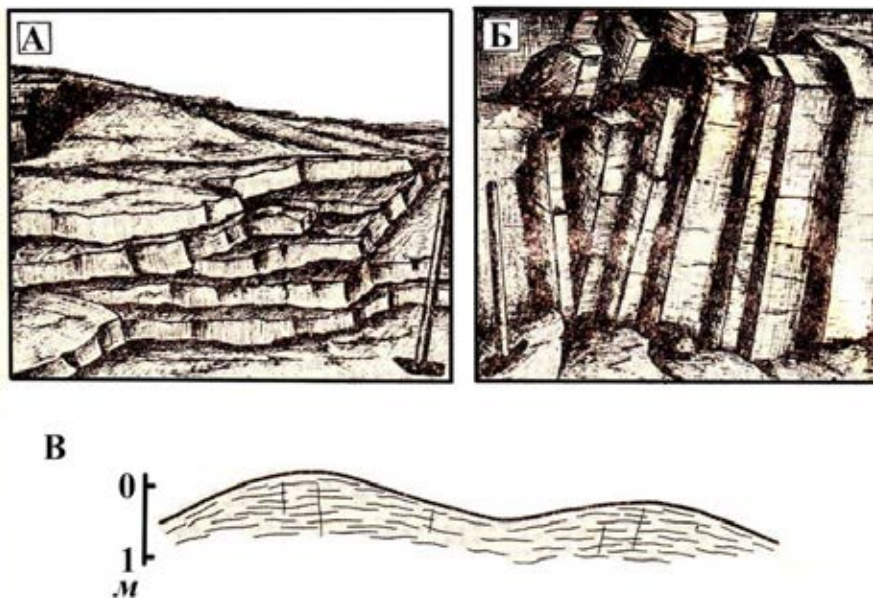
**Рис. 2.** Месторождение Оймаша. Геологический разрез.

1 - глубокие скважины (а - вскрывшие породы фундамента, б - давшие фонтанные притоки из гранитов); 2 - изогипсы по кровле гранитов, м; зоны: 3 - разуплотнения в гранитах, связанные с явлениями термоусадки, 4 - дробления, приуроченные к разрывным нарушениям; 5 - граниты: а - крупнокристаллические, б - мелкокристаллические; 6 - метаморфические породы; 7 - разрывные нарушения; интервалы поглощения бурового раствора: 8 - незначительного (10-15 м<sup>3</sup>/сут), 9 - среднего (от 10 до 40 м<sup>3</sup>/сут), 10 - сильного; 11 - интервалы пластоиспытаний в открытом стволе, 12 - интервалы перфорации; 13 - скважины, находящиеся в бурении или строительстве. Характер полученного флюида по ИПГ: Н - нефть, НВ - нефть и вода, РНГ - раствор, нефть и газ; характер полученного флюида при испытании в колонне: ПН - перелив нефти, НВН - незначительный приток воды с нефтью, ФН - фонтан нефти; НВ - незначительный приток воды, НН - незначительный приток нефти, НВ - нефть и вода; С - пласт «сухой»

В условиях закрытой системы, какой является остывающий интрузив, растяжение в верхних его частях приводит к сжатию в более глубоких горизонтах в результате суммарного влияния гравитационного эффекта и внутренних напряжений в интрузиве [Белов, 1982]. В результате этого образуются субвертикальные сколовые трещины (см. рис. 3, Б), относящиеся к группе трещин глубинной контракции [Лаумулин, 1977]. Природа сил, обуславливающих возникновение этих трещин, также термоусадочная. Причина смены субгоризонтальных трещин отрыва, развитых в верхних прикупольных частях интрузива, на сопряженные крутопадающие сколы в более глубоких его участках, очевидно, связано с тем, что в более глубоких зонах перестает действовать «арочный эффект», и в более стесненных условиях вертикальная (гравитационная) составляющая реализуется в виде субвертикальных движений, характерных для внутренних частей системы «интрузив –

надинтрузивная зона» [Лаумулин, 1977]. Данная закономерность может быть использована как дополнительный критерий для оценки глубины эрозионного среза интрузива.

Последующие инъекции новых порций магматических расплавов в интрузию могут приводить к подновлению трещин первично контракционного генезиса, возникновению новых и более крупных трещин и последующему импульсному их раскрытию [Белов, 1982].



**Рис. 3.** Морфология и особенности распределения трещин контракции в гранитах Караобинского интрузива [Белов, 1982]. А – структурно-морфологические черты пологих контракционных трещин отрыва; Б - структурно-морфологические черты крутопадающих контракционных трещин скола; В – распределение пологих контракционных трещин в пределах апикальных частей куполовидных выступов гранитного интрузива

Таким образом, в пределах гранитных интрузий возможно формирование полостей еще на стадии кристаллизации расплава. Последующие тектонические движения приводят к образованию новых систем трещин, разрывов, пересекающих гранитный массив, по которым происходит циркуляция агрессивных растворов, приводящая к выщелачиванию ранее образовавшихся минералов с увеличением диаметра пустот. В итоге создается природный резервуар, который при благоприятных условиях может быть заполнен УВ. Как показала практика геологоразведочных работ на месторождении Оймаша [Попков, 2017], последний может сочетать в себе элементы как пластового, так и жильного характера. Описанные закономерности распространения трещин отрыва и скола в гранитном массиве могут определять преобладающие пути и направления фильтрации флюидов, в том числе нефти и газа, в гранитном массиве, что необходимо учитывать при разработке месторождения. Наиболее благоприятные условия для формирования скоплений УВ в гранитных массивах, при прочих равных условиях, имеются в их прикупольных частях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Краснодарского края, проект 19-45-230005 *p\_a* и проекта РФФИ 19-05-00165 *a*.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белов С.В. Анализ полей напряжений при образовании постмагматических трещин контракции в куполе гранитов Караобинского интрузива // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1982. (12). С. 101–111.
2. Лаумулин Т.М. Редкометалльные структуры в геотектоногенах Казахстана. Алма-Ата: Наука. 1977. 200 с.
3. Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука. 1974. 158 с.
4. Осипов М.А. Полости и трещины магматической стадии формирования интрузивов гранитоидов // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1978. С. 26–39.



5. Попков В.И. Перспективы поисков залежей нефти и газа в породах фундамента Мангышлака // Освоение нефтяного Мангышлака. Грозный. 1981.С. 7–11.
6. Попков В.И., Рабинович А.А., Туров Н.И. Модель резервуара нефтяной залежи в гранитном массиве // Геология нефти и газа. 1986. (8). С. 27–31.
7. Попков В.И., Праздников А.В., Рабинович А.А., Паламарь В.П. Способ поисков месторождений нефти и газа (изобретение) // А.С. № 1276109. 1987.
8. Попков В.И., Дорофеев В.И., Дорофеева Л.Е., Малютин А.Е. Факторы, контролирующие образование фильтрационно-емкостных свойств в гранитном массиве месторождения Оймаша // Южно-Российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. 2004. 3(9). С. 297–298.
9. Попков В.И., Серебряков А.О. Нетрадиционные нефтегазовые объекты. Астрахань: Издательский дом «Астраханский университет». 2009. 183 с.
10. Попков В.И. Нефтегазосность фундамента Скифско-Туранской платформы // Геологія і геохімія горючих копалин. 2017. Т. 1–2, (170–171). С. 202–203.
11. Чербянова Л.Ф., Федулова Н.В., Коростышевский М.Н. Нефтяная залежь в гранитах месторождения Оймаша // Известия АН Каз. ССР. Серия Геология. 1988. (5). С. 67–77.

## РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЗОНЫ ПАМБАК-СЕВАНСКОГО РАЗЛОМА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

**Р.С. Саргсян, К.С. Казарян**

Институт Геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, 3115, ул. В. Саргсяна 5, Гюмри, Респ. Армения,  
e-mail: rudolf-sargsyan@mail.ru, g.karlen90@bk.ru

В сейсмотектонических исследованиях на территории Армении не многочисленны работы, в которых разломы рассматривались бы в качестве зон, с определенной шириной и зоной динамического влияния. Среди таких стоит упомянуть только работы [Оганесян и др., 2005; Оганесян и др., 2008]. Однако, в этих исследованиях ширина разломных зон оценена качественным образом и ее величина является постоянной для всех выделенных разломов на территории Армении, что можно сказать, имеет довольно искусственный характер.

Для территории Армении, как для пространства с довольно маленькой площадью, исследования, направленные на изучение структурных элементов местности (разломов или блоков) и их геодинамики, должны быть проведены на основе точных представлений об ее тектоническом строении. На сегодняшний день основная часть тектонических, сейсмологических и сейсмотектонических исследований на территории Армении проводится для отдельных разломных структур, которые представляются в виде линейно вытянутых одномерных дизъюнктивных элементов на земной поверхности. Другая часть исследований проводится по определенным блоковым моделям, под которыми подразумеваются участки на земной поверхности со всех сторон ограниченные линиями разломов. Существующая условность во многих исследованиях прежде всего связана с довольно субъективным выбором той или иной тектонической основы, принципиально отличающихся своим содержанием, о чем детально говорится в работе [Karapetyan et al, 2020]. Обобщенным образом можно констатировать тот факт, что при выделении разломов на территории Армении, не обращено должного внимания на их структурно-динамические особенности, т.е. существует определенная номенклатура для разломов, они отличаются по наименованию, но не понятно по каким структурно-динамическим особенностям. Данное обстоятельство стало еще одной предпосылкой для проведения нашего исследования. Существующая условность во многих исследованиях также связано с не точными представлениями, связанными со структурой разломно-блоковых систем. Обобщенным образом эти представления можно характеризовать следующим образом: явления и процессы, которые наблюдаются вдали от разломов (линий разломов) интерпретируются как процессы внутри блоковые, а те, которые приурочены к линиям разломов – как меж блоковые. Такого рода интерпретация во многом имеет искусственный характер и в большинстве случаев не отражает истинную суть происходящего.

Авторы настоящей статьи считают весьма важным применение именно зонно-блоковой концепции для изучения сейсмотектоники территории Армении. Ее применение предоставит возможность составить наиболее корректные представления о блоковом строении территории, о самом строении разломных структур, и что наиболее важно, применение такого подхода существенным образом повлияет на результаты оценки сейсмической опасности территории Армении, сделав эту оценку более объективной.

В настоящей статье, для проведения данного исследования применен комплексный подход, состоящий из двух основных этапов. В качестве тектонической основы выступает крупномасштабная карта морфоструктурного районирования территории Армении [Саргсян, 2020].

Для моделирования зоны Памбак-Севанского разлома в статье были применены структурно-геоморфологические методы исследования, описание которых детально изложено в работе [Ребецкий и др., 2017]. Данный метод основан на тектонофизической концепции М. Гзовского [Гзовский, 1975], суть которого заключается в анализе современного рельефа местности, и выделении на нем морфологических элементов – сколов и отрывов. Стоит подчеркнуть, что в настоящее время данный подход довольно широко применяется не только для изучения разломных зон и их динамических характеристик, но и для восстановления палеотектонических полей напряженно-деформированного состояния земной коры и установления кинематики разломов [Сим, 2013; Сим и др., 2017; Wopcio et al, 2018; Houwers et al, 2015]. Для решения задачи по установлению кинематики выделенных разломных сегментов на исследуемой территории, была применена так называемая «палетка Гзовского» (рис. 1).

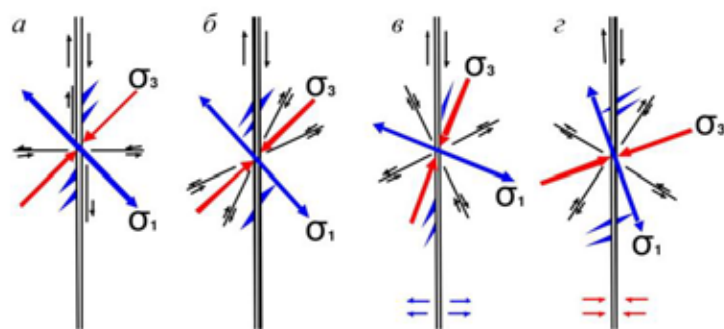


Рис. 1. Палетка М. Гзовского [Ребецкий и др., 2017]

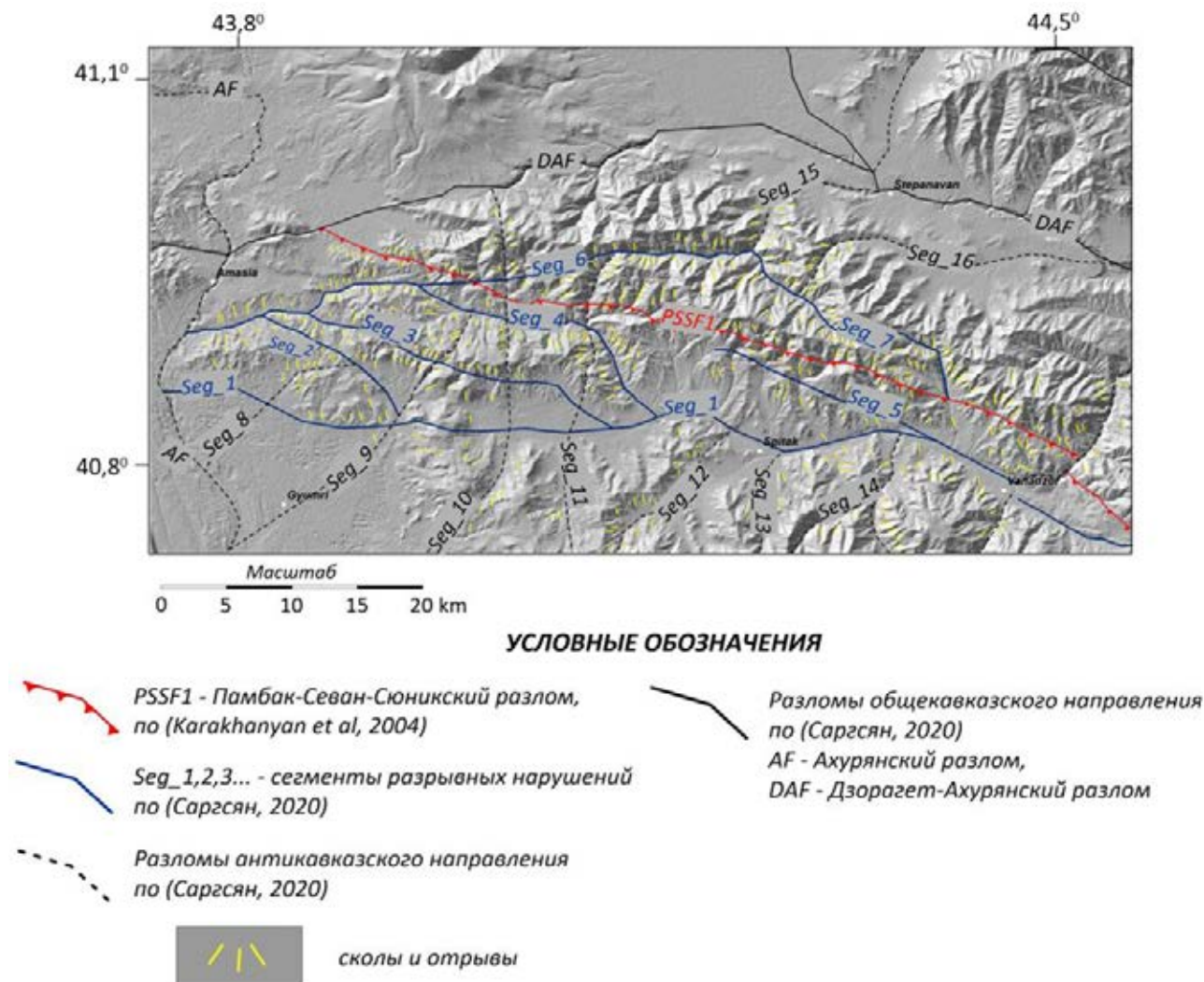
Изучение кинематики выделенных разломных сегментов является весьма важным звеном. Сходство кинематики этих сегментов с кинематикой магистрального разлома будет указывать на их аналогичное во времени возникновение и общую геодинамику системы, тем самым знаменуя о то, что Памбак-Севанский разлом на самом деле представляет собой группу разломов, динамически развивающихся в одной единой зоне. Наоборот, кинематические отличия будут указывать на существование независимых друг от друга по динамическим характеристикам структур. При учете еще и того, что на изучаемой территории различается сразу две разные типы разломов имеющие общекавказское (с северо-запада на юго-восток) и антикавказское (с юго-запада на северо-восток) простирание, то решение данной задачи приобретает первоочередное значение.

Для повышения достоверности полученных результатов, на втором этапе исследования, проведен анализ механизмов очагов зафиксированных здесь землетрясений. Сейсмологические данные в данном случае являются важными индикаторами динамики разлома. Дело в том, что, как показали наши ранние исследования – [Казарян, Саргсян, 2020], тип фокальных механизмов землетрясений во многом обусловлен типом сейсмогенных разломов. Исходя из данной идеологии, механизмы очагов землетрясений, произошедших непосредственно в зоне действия исследуемого разлома не должны, кардинальным образом отличаться друг от друга. Данное обстоятельство будет указывать на схожий характер протекающих здесь сейсмических событий и на характерное состояние действующих тектонических напряжений. Сейсмологические данные были взяты из каталогов и бюллетеней и имеют временной охват с 1962 по 2019 год. Отметим, что с целью анализа были подобраны только те сейсмические события, для которых, в работе [Бурмин и др., 2018], была проведена оценка точности исходных данных и переопределение координат гипоцентров, погрешность для которых не превышает 5 км. Механизмы очагов землетрясений были построены по знакам первых вступлений Р-волн, по программному комплексу FA 2002 [Lander, 2004]. Подсчет фокальных механизмов производился на стереографической проекции сетки Вульфа для нижней полусферы.

В результате детального моделирования тектонической ситуации было выявлено, что на изучаемом участке Памбак-Севанский разлом, в отличие от общепринятых схем, представляется не одномерной линией разлома, а многочисленными сегментами, которым характерно общекавказское простирание (рис. 2). Кроме магистрального разлома (PSSF1), выделяется также семь сегментов, которые составляют единую группу разломов, действующих в качестве единой разломной зоны. Эта зона осложняется рядом разломов антикавказского простирания. Выделено общим числом восемь таких сегментов.

Для обоснования и четкого моделирования разломной зоны, проведено исследование по восстановлению кинематики выделенных разломов. Согласно [Шерман, Семинский, 2010], в разломных зонах, которые находятся на дизъюнктивной стадии полного разрушения кинематики сопутствующих разрывных нарушений должны быть аналогичными с кинематикой магистрального разлома. Исходя из этих соображений, был проведен морфологический анализ сколов, для каждого выделенного разломного сегмента, при помощи упомянутой «палетки Гзовского» (рис. 1), на которой представлено четыре случая. Отметим, что для изучаемой территории случай на рис. 1г приемлем для сегментов общекавказского простирания, а случай на рис. 1в, для антикавказских разломов. Объясняется это тем, что согласно разным исследованиям, в частности GPS наблюдениям – [Davtyan et al, 2006; Karakhanian et al, 2004], северо-западная часть территории Армении, где расположен изучаемый разлом, находится в зоне горизонтального сжатия (с осью юго-запад-северо-восток). На аналогичную картину указывают также фокальные механизмы землетрясений территории [Казарян, Саргсян, 2020]. Согласно [Габриелян и др., 1981], возникновение разломов антикавказского

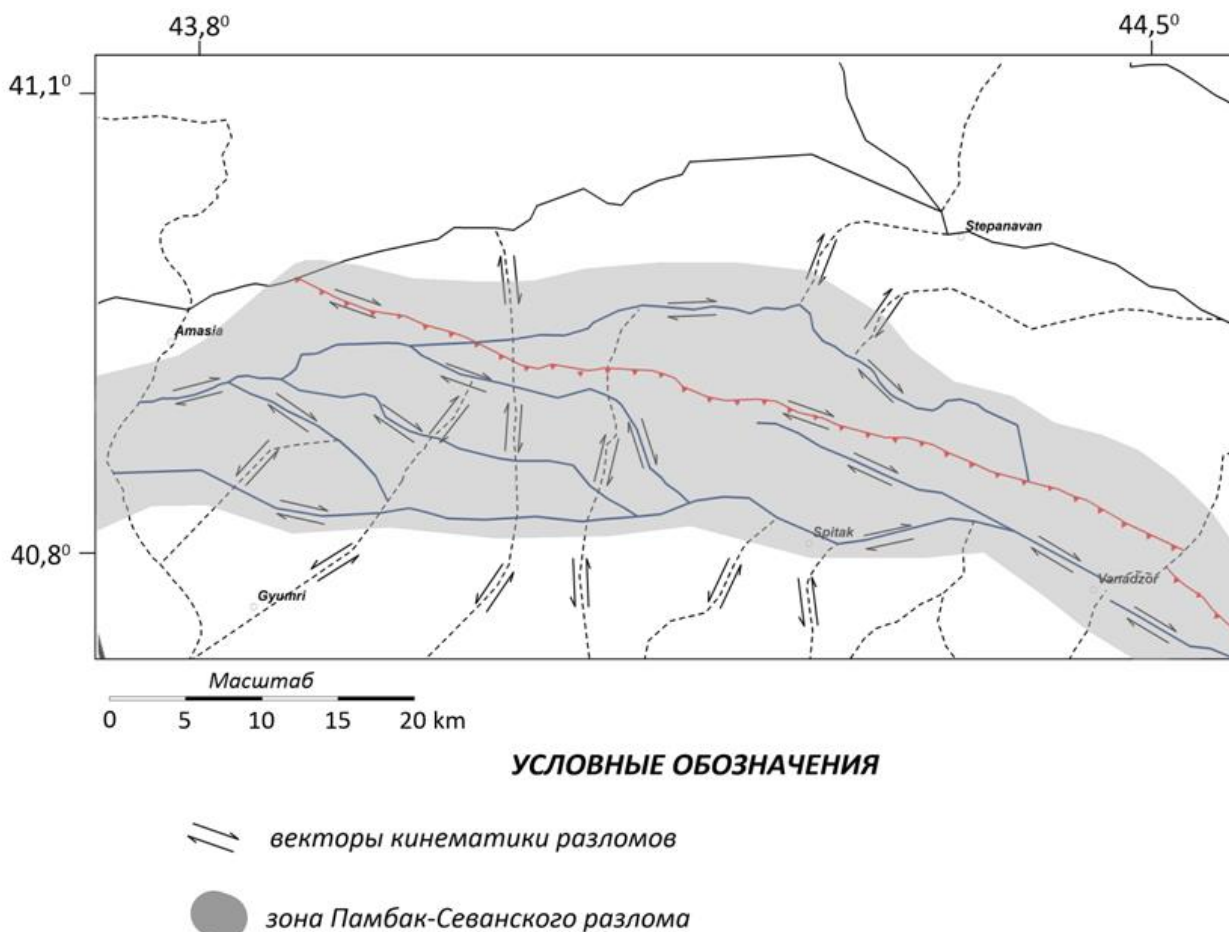
простирается в основном связано с преобладанием сил тектонических растяжений, которые периодически приходят на смену силам горизонтального сжатия, следовательно, для изучения данных разломов следует применить случай на рис. 1в.



**Рис. 2.** Схематическая карта северо-западной части Памбак-Севанского разлома и выделенных на рельефе трещин (сколов и отрывов)

В результате анализа ориентации сколов была восстановлена кинематика выделенных разломных сегментов (рис. 3). Стоит подчеркнуть, что кинематика магистральной части Памбак-Севанского разлома (PSSF1), была предложена еще в работе [Трифонов и др., 1989], согласно которой разлом представляет собой взброс со правосторонне сдвиговым компонентом. В настоящей статье анализ показал, что все остальные разрывные нарушения имеющие общекавказское простирание также в свою очередь являются взбросами с правосторонне сдвиговым компонентом (рис. 3). Для подтверждения полученных результатов, были проанализированы эпицентральное поле землетрясений и карта механизмов очагов землетрясений [Казарян и др., 2020; Казарян, Саргсян, 2020] (рис. 4).

Довольно интересная картина была получена для разрывных нарушений антикавказского простирания. В отличие от первых, эти разломы представляют собой нарушения с левосторонне сдвиговой кинематикой, и что особенно бросается в глаза это то, что кинематика антикавказских нарушений после их пересечения с Памбак-Севанской разломной зоной, меняется на правосторонне сдвиговую, что скорее всего обусловлено преобладающим динамическим воздействием зоны. Наличие такого феномена может быть объяснено тем, что Памбак-Севанский разлом является глубинным разломом, доходящим до верхней мантии [Оганесян и др., 2005], а пересекающие его разрывы в основном наложенные и более молодые образования корового характера [Габриелян и др., 1981].



**Рис. 3.** Схематическая карта кинематики разломов в Памбак-Севанской зоне

На рис. 3-4, исходя из полученных результатов Памбак-Севанский разлом выделяется в качестве группы разломов, образующих единую разломную зону, максимальная ширина которой достигает почти 16 км, минимальная – 8 км, средняя ширина составляет примерно 12 км. Длина разломной зоны, на исследуемом отрезке составляет примерно 75 км.

В конце хочется еще отметить, что для составления полноценной картины структурно-динамических характеристик изучаемого разлома, необходимо проведение дальнейших исследований, направленных на изучение современной геодинамики разлома, ее напряженно-деформированного состояния, а также на моделирование плоскостей сместителей выделенных сегментов, угла их падения, глубины залегания и т.д.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бурмин В.Ю., Шемелева И.Б., Флейфель Л.Д., Аветисян А.М., Казарян К.С. Пространственное распределение коровых землетрясений Кавказа // Вопросы инженерной сейсмологии. 2018. Т. 45, (1). С. 39–48. [https://doi: 10.21455/VIS2018.1-4](https://doi.org/10.21455/VIS2018.1-4)
2. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд-во Ереванского Университета. 1981. 284 с.
3. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
4. Казарян К.С., Бурмин В.Ю., Аветисян А.М. Параметры плоскостей разрывов Спитакской очаговой зоны по осредненным механизмам афтершоков землетрясения // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19, (1). С. 15–22.
5. Казарян К.С., Саргсян Р.С. Общие закономерности сейсмической активности северной Армении в связи с блоковым строением и тектонической активностью территории // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. (подтверждено к печати Редколлегией)
6. Оганесян С.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М. Структурно-динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 46–52.

7. *Оганесян С.М., Оганесян А.О., Геодакян Э.Г., Гаспарян Г.С., Григорян В.Г.* Выделение зон возникновения очагов землетрясений на основе сейсмологической идентификации и параметризации основных элементов структурно-динамической модели земной коры Армении // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2008. № 1. С. 39–43.
8. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС. 2017. С. 143–148.
9. *Саргсян Р.С.* Выделение и оценка неотектонической активности блоковых структур территории Армении и сопредельных частей Малого Кавказа на основе ГИС анализа цифровых моделей рельефа и тектоно-геоморфологических индексов // Геоинформатика. 2020. № 2. (подтверждено к печати Редколлегией)
10. *Сим Л.А.* Краткий обзор состояния изученности палеотектонических напряжений и их значение для решения геологических задач // Геодинамика и тектонофизика. 2013. 4, (3). С. 341–361.
11. *Сим Л.А., Богомолов Л.М., Брянцева Г.В., Саввичев П.А.* Неотектоника и тектонические напряжения острова Сахалин // Геодинамика и тектонофизика. 2017. 8, (1). С. 181–202.
12. *Трифонов В.Г., Караханян А.С., Кожурин А.И.* Активные разломы и сейсмичность // Природа. 1989. № 12. С. 32–39.
13. *Шерман С.И., Семинский К.Ж.* Тектонофизические исследования в Институте Земной коры СО РАН: принципиальные достижения и актуальные задачи // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, (1). С. 4–23.
14. *Boncio P., Liberi F., Caldarella M., Nurminen F.-C.* Width of surface rupture zone for thrust earthquakes: implications for earthquake fault zoning // Natural Hazards Earth System Sciences. 2018. V. 18. P. 241–256.
15. *Davtyan V., Doerflinger E., Karakhanyan A., Philip H., Avagyan A., Champollion C., Aslanyan R.* Fault slip rates in Armenia by the GPS data // Scientific Proceedings of NAS RA. Earth Sciences. 2006. № 2. P. 3–18.
16. *Houwens M.E., Heijnen L.J., Becker A., Rijkers R.* A Workflow for the Estimation of Fault Zone Permeability for Geothermal Productio. A General Model Applied on the Roer Valley Graben in the Netherlands // Proceedings World Geothermal Congress. 2015. P. 1–8.
17. *Karakhanyan A., Trifonov V., Philip H., Avagyan A., Hessami K., Jamali F., Bayraktutan M.S., Bagdassarian H., Arakelian S., Davtian V., Adilkhanyan A.* Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran // Tectonophysics. 2004. V. 380. P. 189–219.
18. *Karapetyan J., Sargsyan R., Ghazaryan K., Dzeranov B., Dzeboev B., Karapetyan R.* Current state of exploration and actual problems of tectonics, seismology and seismotectonics of Armenia // Russian Journal of Earth Sciences. 2020. doi:10.2205/2020ES000709.
19. *Lander A.V.* The FA2002 program system to determine the focal mechanisms of earthquakes in Kamchatka, the Commander Islands and the Northern Kuriles. Petropavlovsk-Kamchatsky. Report KEMSD GS RAS. 2004. 250 p.

# ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПОРОД ФУНДАМЕНТА В ЗОНАХ АККОМОДАЦИИ РИФТОВЫХ СИСТЕМ

Е.Н. Терехов<sup>1</sup>, Ю.А. Морозов<sup>2</sup>, А.С. Балувев<sup>1</sup>

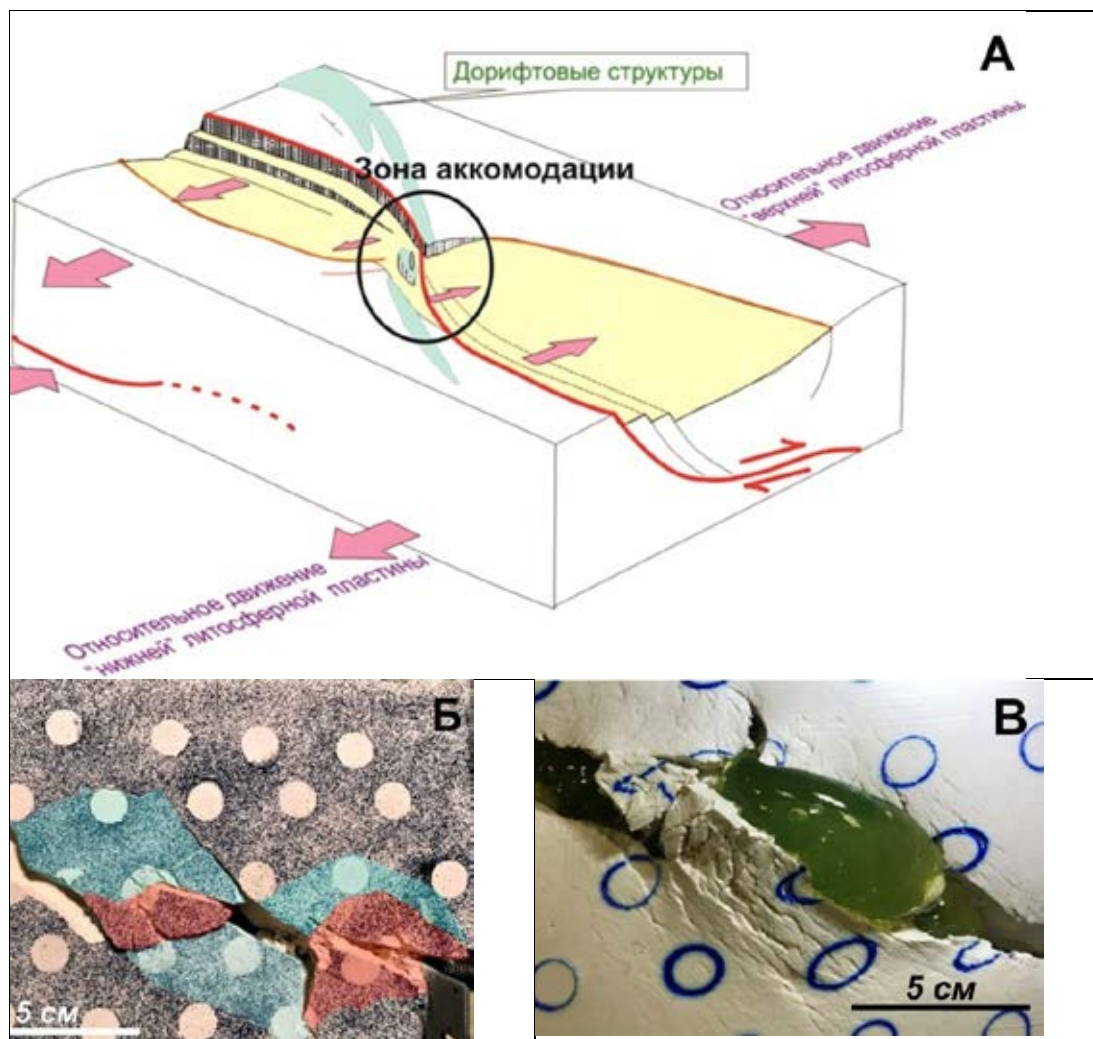
<sup>1</sup>Геологический институт РАН, 119017, Москва, terekhoff.zhenya@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, moro49@mail.ru

Зоны аккомодации – это перемычки между отдельными трогами в рифтовых системах, находящиеся в условиях сжатия или транспрессии, где происходят соответствующие структурно-вещественные преобразования пород, в том числе подстилающего фундамента. В первую очередь это формирование покровно-надвиговых структур и проявление связанных с ними процессов дезинтеграции пород, часто гранитного состава, а также пологих структур расщепления и сопряженных с ними метасоматических преобразований субстрата. В случаях, когда зоны аккомодации перекрыты пострифтовым чехлом, они перспективны на поиск месторождений типа «несогласия» или углеводородов. На неотектоническом этапе многие зоны аккомодации испытывают поднятия с формированием горстов, в которых имеют место благоприятные условия для изучения преобразований фундамента рифтовых зон.

Как показывают современные исследования, большинство континентальных рифтовых структур имеет геоморфологическую и геолого-геофизическую асимметрию, обусловленную тем, что они образованы за счет эволюции пологих сбросов, глубина проникновения, которых может достигать астеносферы и поэтому они в этом случае называются сквозьлитосферными [Кузьмин, Бяков, 1997]. Существуют и менее глубинные сбросы, контролируемые формирование осадочных прогибов, в которых сместитель (разлом) выполаживается в подошве коры или выше - на внутрикорых границах. Если опускание висячего блока очевидно, то возможность перемещения горных масс лежащего крыла сброса по направлению к поверхности является дискуссионной. Но такие факты как: высоко поднятые блоки рифтов со стороны лежащего крыла главного сместителя в большинстве рифтовых прогибов и наличие здесь глубинных средне-нижнекорых образований, свидетельствует о его продолжительном выдвигании к поверхности – соизмеримом с опусканием висячего крыла сброса.

Перемычки между отдельными трогами в подобных рифтовых системах, образованные из-за смены типа напряженного состояния и полярности падения поверхностей сместителей главных разломных структур и получившие в ряде работ название «зон аккомодации» [Bosworth, 1985; Балувев и др., 2007] (рис.1а), могут представлять как теоретический, так и практический интерес. В зонах аккомодации происходят разнообразные и весьма интенсивные структурно-вещественные преобразования пород в связи с их повышенным напряженным состоянием. Необычность строения и, соответственно, динамического состояния зон аккомодации впервые была отмечена благодаря неравномерному распределению проявлений магматизма вдоль простирающихся рифтовых зон. Так в Восточно-Африканской рифтовой системе большинство вулканов тяготеет к перемычкам между грабенами [Казьмин, 1987]. В хорошо знакомом нам Кандалакшском грабене, девонские дайки также приурочены к зонам аккомодации [Балувев и др., 2007; Терехов и др., 2012]. На первый взгляд эта ситуация смотрится как парадоксальная: в трогах в обстановке растяжения магматических проявлений почти нет, а в районе перемычек, где фиксируются повышенные тектонические напряжения расположены дайки и вулканы. Другой особенностью зон аккомодации, безусловно заслуживающей внимание и требующей объяснения, является то, что они даже в рифейских рифтовых системах, на современном этапе испытывают интенсивное воздымание. Подобные структуры в виде горстов широко известны: это о. Ольхон – Святой Мыс и Бугульдейская зона интерференции [Тевелев, Федоровский, 2017] в Байкальском рифте, Данакильский горст в Афарском рифте [Долгинов и др., 2014], архипелаг Средние Луды в Кандалакшском рифте, система островов Гогланд – Большой Тютерс в рифейском рифте Финского залива [Терехов, Балувев, 2019]. Для объяснения причин воздымания древних зон аккомодации предлагается два варианта, которые в природе вероятнее всего сосуществуют и дополняют друг друга. Так, согласно классическим схемам троговые прогибы пулл-апартного типа в сдвиговых зонах разделены участками поднятия, которые в литературе часто называют поп-апами.

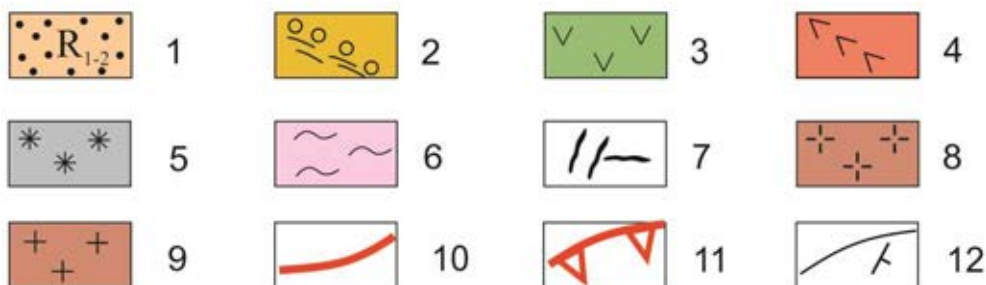
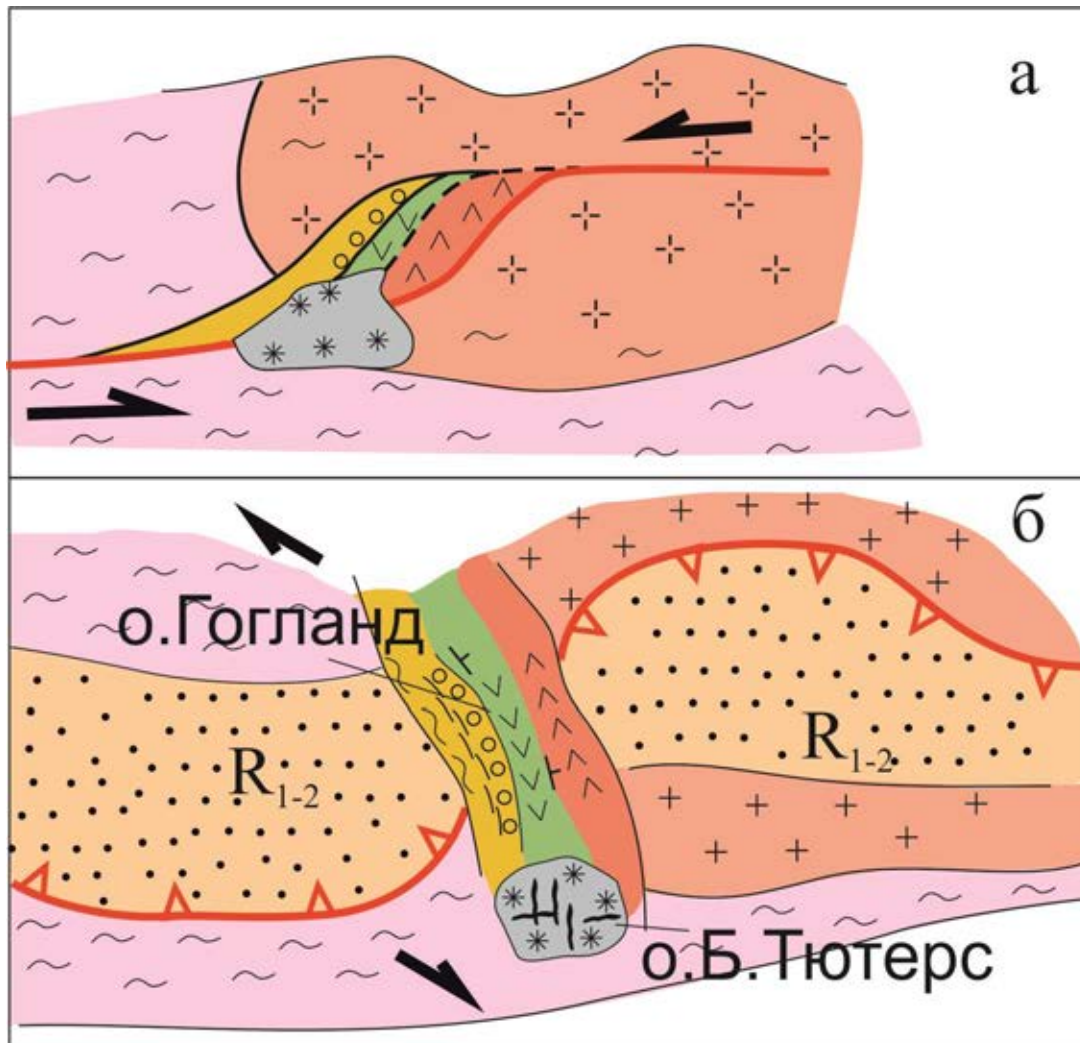


**Рис. 1** А: Принципиальная схема зоны аккомодации на стыке двух полуграбенов с обратной полярностью главного сброса [Балуев и др., 2009]. Б: Структуры поп-ап (розовый тон) в перемычках между структурами пулл-апарта (голубой тон) в песчаной модели. В – Приуроченность протрузий (зеленый тон) маловязкого материала, подстилающего слой влажной глины, к перемычкам (зонам аккомодации) между структурами растяжения в модели пулл-апарта (эксперименты Ю.А. Морозова)

Этот термин (pop-up) появился с 70-х годов прошлого века и в переводе с английского он обозначает "выталкивание кверху" или "неожиданно появиться" [Юдин, 2011]. Примеры чередования зон сжатия и растяжения по простиранию крупных сдвигов довольно многочисленны и достаточно хорошо изучены, а аналоговые эксперименты по моделированию сдвиговых зон наглядно показывают сложность строения участков сжатия и их тенденцию к воздыманию (рис. 1б), поэтому одной из причин поднятия зон аккомодации на современном этапе является преобладание деформации сдвига над растяжением в бывшей рифтовой системе. Второй причиной воздымания зон аккомодации на наш взгляд является то, что в ходе тектонических подвижек, фундамент в их пределах подвергся преобразованиям и были сформированы дезинтегрированы разности, которые имеют свойства пластичных тел. Соответственно на современном этапе массы дезинтегрированных гранитов имеют тенденцию к всплыванию и таким образом формируют поднятия. Подобные всплывания пластичного материала также хорошо моделируются на аналоговых моделях (рис. 1в). Как показано в работах [Морозов, 2004] большинство крупных сдвигов в ходе геологической эволюции имели знакопеременные характеристики, то есть были то левыми, то правыми. Возможные причины этого явления связаны с многими факторами: как геодинамическими – изменения направления и скорости движения литосферных плит, рост мантийных плюмов и т.д., а также с космогенными причинами: вариациями скорости вращения Земли, наклоном её оси, приливным воздействием Луны и т.д. Нечто подобное наблюдается в рифтовых системах, которые в ходе своей эволюции меняют свои динамические и кинематические характеристики. Так, некоторые рифтовые системы первоначально развивались как вертикальные сдвиговые зоны с формированием пулл-аппартов, но затем преобладала обстановка растяжения поперек простиранию структур и контроль за



растяжением осуществлял пологий сброс. В этот момент и закладывались зоны аккомодации ориентированные поперек простиранию рифтовой системы. Так, в кластере верхнепалеозойских-мезозойских прогибов Карру, которые предшествовали формированию Восточно-Африканской рифтовой системы, выделяются поперечные более ранние структуры, примечательной особенностью которых, явилось повышенная концентрация магматических пород в их пределах. Подобная же ситуация предполагается для рифейской рифтовой системы Финского залива. Здесь перемычка островов Гогланд – Большой Тютерс первоначально в раннем рифее являлась структурным элементом пулл-аппарта, с прогибом, выполненным осадочно-вулканогенным разрезом хогландской серии, и породами фундамента свекофеннского комплекса. Преимущественно сдвиговый режим в раннем рифее (1,65 млрд лет – возраст кислых вулканитов хогландской серии), который контролировал формирование впадин пулл-аппартного типа, сменился обстановкой регионального растяжения и главенствующую роль стали играть пологие сбросы (рис 2).



**Рис. 2.** Модель трансформации пулл-аппарта в зону аккомодации односторонних грабенов на примере гряды островов в центральной части Финского залива. 1- ранне-среднерифейские отложения; 2-5 – раннерифейские образования: 2 – конгломераты, 3- базальты, 4- кварцевые порфиры, 5- вторичные кварциты; 6 – свекофенниды; 7 – гранитные жилы (1.55-1.5 млрд. лет); 8 – магматический очаг гранитов рапакиви (1.65 млрд лет); 9 – граниты рапакиви Выборгского массива; 10 – сдвиги; 11- сбросы; 12- геологические границы и направление их падения

В этот период обособились ассиметричные впадины и расположенные между ними перемычки – зоны аккомодации. В некоторых случаях, как в ситуации на о. Гогланд, в пределы зон аккомодации вовлечены и раннерифейские прогибы, в фундаменте которых наиболее полно проявились структурно-вещественные преобразования, характерные для месторождений «типа несогласия». Наиболее выраженными они являются непосредственно на контакте пород хогландской серии с фундаментом. Последний, представлен смятыми, мигматизированными породами свекофеннского комплекса. По мере приближения к контакту, в них появляются трещины и тектонические зоны параллельные контакту. При этом все структурно-текстурные элементы пород фундамента становятся конформными подошве рифейских отложений, что было впервые отмечено в работе [Беляев, 2014]. За счет метасоматических преобразований меняется и состав пород фундамента. Если это были кислые разности типа гранито-гнейсов, то они преобразуются в средние по составу породы, амфиболиты наоборот раскисляются. Таким образом, угловое несогласие между смятыми породами свекофеннского комплекса и пологозалегающими отложениями раннего рифея местами выглядит как согласное залегание. Мощность «переходной» зоны от десятков до сотен метров. При этом породы обогащаются такими компонентами как: калий, уран, торий, что сближает их с образованиями характерными для месторождений типа «несогласие».

Многие рифтовые системы за счет провала «рифтовой подушки» испытывают региональное опускание с формированием обширных прогибов. Подобная ситуация характерная для Восточно-Баренцморской и Западно-Сибирской рифтовых систем, где после огромных по объему магматических излияний произошел провал и образовались мощные синеклизы. Следующим довольно распространенным этапом развития рифтовых систем является инверсия тектонического режима как собственно в рифтах, так, реже, и в надрифтовых бассейнах. В результате этого образуются антиклинальные поднятия (валы) как над рифтовыми прогибами, так и над зонами аккомодации. Примечательной особенностью многих осадочных прогибов, особенно образовавшихся при симметричном раздвиге бортов пулл-апартовой природы, является развитие внутри них бассейновых горстов. Так, представляется, что хорошо изученные [Морозов и др., 2014] Нарынская и Атбашинская впадины (Тянь-Шаня) на начальном этапе представляли собой единую структуру пулл-апарта, разделенную внутрибассейновой возвышенностью, которая на стадии инверсии превратилась в горст, выведенный на поверхность в виде хребта Байбече-тоо. Подобные объекты широко развиты в природе, но не всегда понятно на каком этапе начинает образовываться внутрибассейновое поднятие, возможно некоторые из них, а может и большинство, были заложены на ранних стадиях. Характерно, что породы фундамента, как в предполагаемых зонах аккомодации, так и в бассейновых горстах претерпевают схожие деформации с формированием дезинтегрированных разностей, для которых характерно протрузивное внедрение в верхние уровни разреза или даже на поверхность. Возможность вязкопластического (хрупко-пластического) течения подобных масс связана, главным образом, с особенностями деформации гранулированных сред и их повышенной способностью к вязкопластическому и катакlastическому течению и рассмотрена в ряде работ [Леонов и др., 2020].

Таким образом, породы фундамента рифтовых структур на всех этапах своего развития претерпевали сложные и необратимые структурно-вещественные преобразования, которые не соответствуют традиционным взглядам обоим стабильном состоянии. Среди всего разнообразия структурно-вещественных изменений пород фундамента особо выделяются два типа: это пологие тектоно-метасоматические зоны, к которым приурочены месторождения типа «несогласия» (в широком понимании этого термина) и купольно-блоковые диапиры сложенные дезинтегрированными гранитоидами, которые в случае перекрытия их флюидоупором, перспективны для поиска углеводородов.

Работа выполняется в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН и ИФЗ РАН, при финансовой поддержке РФФИ гранты № 18-05-00485, 19-05-00256.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Новые данные по тектонике Онежско-КандКандалакшского палеорифта (Белое море) // Доклады АН. 2009. Т. 425, № 2. С. 199-203.
2. Беляев А.М. Петрология вулканических пород формации рапакиви (о.Гогланд) // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С.28-36.

3. Долгинов Е.А., Обали М., Башкин Ю.В. Палеотектонические реконструкции области дорифтового сочленения юга Аравии и восточной Африки // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2014. Т. 89, вып. 2. С.38-51.
4. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. Москва «Наука» 1987. 205 с.
5. Казьмин В.Г., Бяков А.Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 25-32.
6. Леонов М. Г., Морозов Ю. А., Пржиялговский Е. С. и др. Тектоническая эволюция системы “фундамент–чехол” и морфоструктурная дифференциация осадочных бассейнов. // Геотектоника. 2020 № 2. С. 3-31.
7. Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // Геотектоника. 2004. № 1. С. 21-50.
8. Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. Пуллапартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61
9. Тевелев Арк.В., Федоровский В.С. Кинематика аккомодационных структур Байкальской рифтовой зоны // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 2. С. 25-34.
10. Терехов Е.Н., Балувев А.С., Пржиялговский Е.С. Структурное положение и геохимические особенности девонского дайкового магматизма Кольского полуострова. // Геотектоника. 2012. №1. 77-94.
11. Терехов Е.Н, Балувев А.С. Структурно-вещественные особенности раннерифейских образований восточной части Фенноскандинавии (в аспекте проблемы соотношения фундамент-чехол). Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия «Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика». Свое издательство. Санкт-Петербург 2019. С.231-233.
12. Юдин В.В. Структуры поп-ап в тектонике мира и юга Украины. В кн.: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Сборник докладов VIII международной конференции «Крым-2009». Симферополь, 2010. С. 51-67.
13. Bosworth W. Geometry of propagating continental rifts // Nature. 1985. V.315. P. 625-627.

# СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ф.Н. Тошпўлатов<sup>1</sup>, Ф.Ф. Зияудинов<sup>2</sup>

НУУз им.Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан, E-mail farhod.toshpulatov.81@bk.ru

В настоящее время в республике уделяется большое внимание улучшению благосостояния населения. В связи с этим важнейшие работы проводятся по антисейсмическим мероприятиям. Подготавливается новая карта сейсмического районирования Узбекистана. В связи с этим вопрос исследования сейсмической опасности является актуальным. Поэтому задача сейсмической опасности в настоящее время решается комплексно различными методами. Один из этих методов является метод векторов-признаков и реализуемый на ЭВМ с помощью программы «ПОИСК» основанный на математическом методе оценке вероятности Чебышевских. В связи с этим для решения задачи определения информативности геолого-геофизических данных для территории Южного Узбекистана мы использовали вышеуказанный метод.

Для решения данного вопроса использованы следующие геолого-геофизических данных. Аномалии силы тяжести в редукции Буге ( $M\Delta g_b$ ) в мЛгТ (из карты аномалии силы тяжести в редукции Буге, 1:1 000 000. Составленной под редакцией Н.Б. Сажинной, М.Я. Янушевич 1976 г.); градиенты аномалий силы тяжести Буге ( $grad\Delta g_b$ ); изостатические аномалии сил тяжести ( $M\Delta g_{из}$ ) (из карты изостатические аномалии сил тяжести  $\Delta g_{из}$ . 1:2 500 000. Автор М.Е. Артемьев, 1974 г.); градиенты изостатических аномалий силы тяжести ( $grad\Delta g_{из}$ ); стандартные отклонения изостатических аномалий  $\delta\Delta g_{из}$ ; глубинные аномалии силы тяжести ( $M\Delta g_{гл}$ ) в мЛгТ (Из схемы глубинных аномалий силы тяжести юга СССР, 1:2 500 000. Под редакцией Н.П. Лопатиной. 1975 г.); аномалии магнитного поля  $\Delta T_a$  (Из карты магнитных аномалий центральных частей Средней Азии в изолиниях  $\Delta T_a$ , 1970 г. Под редакцией Б.Б. Таль-Винского, И.А. Фузайлова); Стандартно отклонение магнитных аномалий  $\delta\Delta T_a$ ; значения амплитуд неотектонических движений (MN) в м (из карты новейшей тектоники Юга СССР, 1975 г. 1:1 000 000. Под редакцией Л.П. Полкановой).

При вычислении информативности геолого-геофизических параметров по Южному Узбекистану использована методика определения энтропии математической статистики [Яглом, 1960]. Информативность геолого-геофизических параметров вычислялось в измерениях битах. Результаты информативности приведены в таблице 1.

**Таблица 1.** Информативность геолого-геофизических данных Южного Узбекистана

Параметры	$\Delta g_{из}$	$\Delta g_b$	$\Delta g_{гл}$	$\Delta T_a$	$grad\Delta g_b$	$grad\Delta g_{Ta}$	$grad\Delta g_{из}$	$\delta\Delta T_a$	$\delta\Delta g_{из}$	Амплитуда неотектонических движений
Информативность (в битах)	0.355	0.436	0.505	0.307	0.295	0.235	0.126	0.285	0.410	0.410

Из полученных данных видно, что самый информативный параметр для Южного Узбекистана это глубинные аномалии силы тяжести  $\Delta g_{гл}$ , отражающие плотностные свойства пород ниже границы Мохоровичича. Здесь информативность её составляет 0.505 бит. Кроме нее большие значениями информативности получили  $\Delta g_b$  – 0.436 бит,  $\delta\Delta g_{из}$  – 0.410 бит, Амплитуда неотектонических движений – 0.410 бит,  $\delta\Delta g_{из}$  – 0.355 бит и  $\Delta T_a$  – 0.307 бит. Остальные параметры, выбранные для комплексного анализа, получили сравнительно низкие значения информативности от 0.126 бит до 0.295 бит.

Кроме этого для исследуемой территории были изучены парные корреляции избранных геолого-геофизических параметров. Эти значения была вычислены с помощью программы разработанной во ВНИИ Геофизике [2; 3].

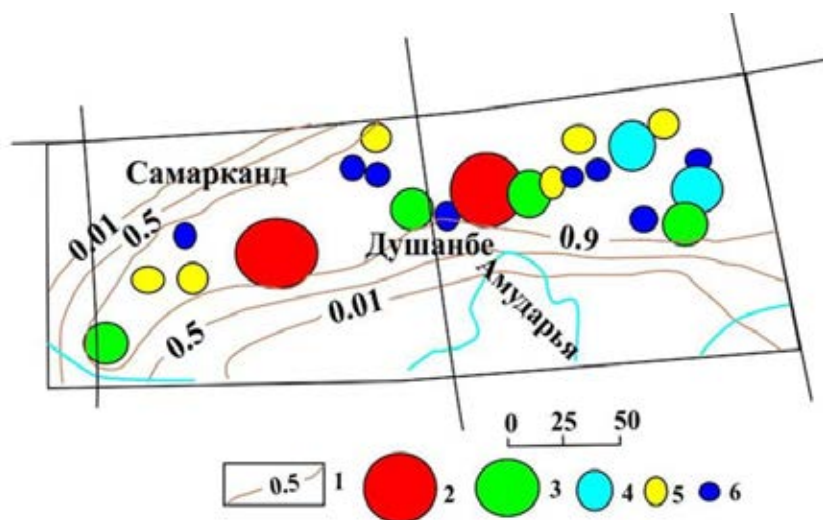
В таблице 2 представлены результаты дисперсионного и корреляционного анализов всех использованных для решения поставленной задачи геолого-геофизических параметров. Из таблицы 2 видно, что наиболее высокие коэффициенты парных корреляций имеют стандартные отклонения магнитных аномалий с градиентами изостатических аномалий силы тяжести 0.67, градиент аномалии

силы тяжести в редукции Буге с глубинными аномалиями силы тяжести  $-0.67$ , стандартные отклонения изостатических аномалий силы тяжести с глубинными аномалиями силы тяжести  $-0.24$ , стандартные отклонения изостатических аномалий силы тяжести с стандартным отклонением магнитных аномалий  $0.47$ . Самое низкое значение парной корреляции  $-0.01$  наблюдается между стандартными отклонениями изостатических аномалий силы тяжести  $\Delta g_{из}$  и аномалиями магнитного поля Земли  $\Delta Ta$ . А также между стандартным отклонением магнитного поля  $\delta \Delta Ta$  и аномалиями магнитного поля Земли  $\Delta Ta$ .

Таблица 2. Корреляционная таблица геолого-геофизических данных Южного Узбекистана

Параметры	Значимость	$\Delta g_{из}$	$\Delta g_б$	$\Delta g_{гл}$	$\Delta Ta$	grad $\Delta g_б$	grad $\Delta g_{Ta}$	grad $\Delta g_{из}$	$\delta \Delta Ta$	$\delta \Delta g_{из}$	Амплитуда неотектонических движений
$\Delta g_{из}$	0.20	1.00									
$\Delta g_б$	1.06	1.06	1.00								
$\Delta g_{гл}$	1.26	-0.05	-0.03	1.00							
$\Delta Ta$	1.42	-0.21	-0.21	0.22	1.00						
grad $\Delta g_б$	0.51	0.19	0.13	-0.69	-0.01	1.00					
grad $\Delta g_{Ta}$	0.45	0.07	0.09	0.15	-0.05	0.14	1.00				
grad $\Delta g_{из}$	0.25	0.13	0.13	-0.24	-0.03	-0.24	0.37	1.00			
$\delta \Delta Ta$	0.39	0.03	0.03	0.12	-0.01	0.12	-0.03	0.67	1.00		
$\delta \Delta g_{из}$	0.34	0.09	0.07	-0.42	-0.01	-0.12	0.46	0.07	0.47	1.00	
Амплитуда неотектонических движений	1.07	0.62	0.59	-0.04	-0.01	-0.18	0.03	0.07	0.02	0.05	1.00

Использование второго метода реализуемой программы ПОИСК [2] дал возможность построить для территории Южного Узбекистана вероятностную карту  $K_{max} \geq 13$  по комплексу геолого-геофизических данных. В связи недостаточностью сейсмостатистики т. е. эпицентры землетрясений  $K \geq 13$ , сейсмичность Южного Узбекистана изучена совместно со всей территорией Южного Тянь-Шаня (рис. 1). Согласно карты  $K \geq 13$  небольшой участок до границы Таджикистана охватывает изолиния вероятностной оценки 0.1. В северном направлении эта изолиния начиная г.Самарканда пересекая  $67^\circ$  северной долготы доходит до государственной границы Туркменистана. Изолинии вероятностной оценки 0.5 в северном и южном направлении повторяет конфигурацию изолинии 0.01. Изолинии вероятностной оценки 0.9 и выше охватывает центральную часть Южного Узбекистана происходивших эпицентральных зон крупных землетрясений этого региона.



**Рис. 1.** Карта  $K_{max} \geq 13$  в Чебышевских оценках вероятностей возникновения землетрясений Южного Узбекистана (составил Тошпулатов Ф.Н., Зияудинов Ф.Ф. 2020 г).

1 – изолинии вероятностной оценки ожидаемых землетрясений; 2-6 – эпицентры известных землетрясений энергетических классов: 2 – 17, 3 – 16, 4 – 15, 5 – 14, 6 – 13

### ЛИТЕРАТУРА

1. Яглом А.М. Вероятность. «Философская энциклопедия». Изд-во «Советская энциклопедия». 1960. Т. 1. С. 244–277.
2. Хоменюк Ю.В., Щукин Ю.К., Фирсова Д.Б. Методика оценки вероятности сильнейших землетрясений по комплексу геолого-геофизических данных. В сб.: Результаты комплексных геолого-геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука. 1978. С. 86–100.
3. Зияудинов Ф.Ф., Мамаджанова Г.Ф. и др. Геолого-геофизические поля и их информативность для решения задач сейсмической опасности. В.сб. Проблемы сейсмологии в Узбекистане Ташкент. 2006. (3). С. 79–84.

## СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ БУХАРО-ГАЗЛИЙСКОГО РЕГИОНА ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ф.Г. Тухтамишев, Ф.Н. Тошпулатов, Ф.Ф. Зияудинов, Б.Ж. Фахридинов

Национальный Университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека

Исследование прогноза места и силы вероятных землетрясений сопряжены с известными трудностями, многие из которых обусловлены недостаточным уровнем ее разработки как в теоретическом, так и методологическом аспекте [Борисов, 1976; Борисов, 1975; Зияудинов, 1987; Зияудинов и др., 2006; Яглом и др., 1973]. Наглядным примером может служить территория Бухаро-Газлийского регион. Этот регион во всех нормативных картах сейсмического районирования относилось к 5-6 балльным зонам. Происходивший 8 апреля 1976 года и 17 мая 1984 года землетрясения с магнитудой 7.0 и 7.2 убедительно показали, что следует провести исследование сейсмической опасности этого региона детально и разносторонне на основе комплекса методов. Почти во всех картах и схемах сейсмической опасности эта территория оценивалось как слабосейсмичная. При составлении всех нормативных карт сейсмического районирования осталось без внимания «Карта сейсмической активности южной части Урало-Сибирской области» Б.А. Петрушевского [1955]. Только в этой карте исследуемый регион оценивалось как 7 балльная область [Петрушевский, 1955].

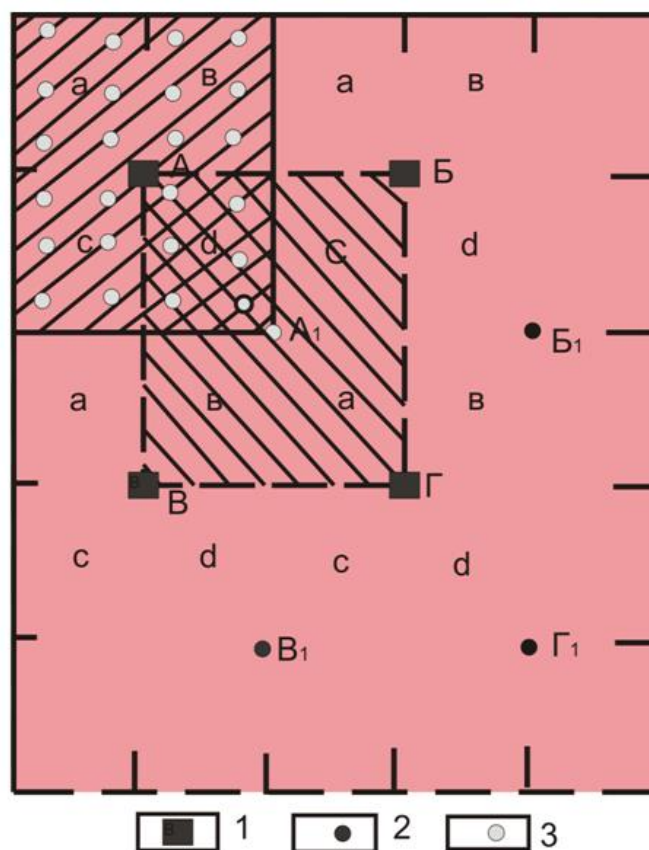
В последствии Б.А. Петрушевский [1977] отмечал, что в планировании и проведении исследований сейсмичности Кызылкумов и обработке полученных результатов в последние годы не соблюдался принцип геолого-геофизической комплексности изучения землетрясений, отсутствовали также элементы широкого сравнительного анализа сеймотектонических данных по геологическими материалам сходно устроенных областей [Петрушевский, 1977].

Территория Западного Узбекистана, в том числе Бухаро-Газлийский регион, отличается сравнительно плохой сейсмологической изученностью. Согласно опубликованным данным за последние 100 лет, в пределах Западного Узбекистана отмечено более 50 землетрясений с  $K \geq 12$ .

В связи с этим для изучения сейсмической опасности Бухаро-Газлийского региона мы использовали разработанной во ВНИИГ геофизики формализованный метод «Метод векторов-признаков» [Борисов, 1978]. На его основе возможно изучить количественную оценку сейсмической опасности территорий по комплексу геолого-геофизических данных. Формализованный метод векторов-признаков выполняется в основном на ручной обработке первичной информации. Она осуществляется путем серии последовательных преобразований сейсмологических и разнородных геолого-геофизических данных:

А) Выделение и описание объектов исследований. Б) Выделение эталонных и экспериментальных объектов (точек). В) Увязка геолого-геофизических характеристик ( $M$ ,  $grad$  и др.) с сейсмологическими данными. Г) Преобразование многомерных векторов-признаков в многопризнаковый вектор  $X$ . Д) Преобразование значений  $X$  в условные баллы меры сходства  $S$  (3).

По формализованной методике вся исследуемая территория разбивалось на равновеликие трапеции (большие трапеции) размером  $30^1 \times 30^1$  (рис. 1). В свою очередь, каждая большая трапеция подразделяется на одинаковое число (24) малых трапеций  $5^1 \times 7 \frac{1}{2}^1$ . Значения каждого геолого-геофизического параметра ( $j$ ), выбранного для комплексного анализа, снимались с соответствующей карты в центре каждой малой трапеции. Полученные геолого-геофизические значения усредняются до площади большой трапеции; вычисленные среднеарифметические  $M$ ,  $gradient$  и другие характеристики относятся к центрам большой трапеций, которые называются объектами (точками) исследования. Совокупность этих характеристик используемых геолого-геофизических параметров ( $i$ ) образуют «многомерный вектор-признак» данной большой трапеции объекта (точки) исследования.



**Рис. 1.** Схема выбора оптимального варианта снятия информации  
 Условные обозначения: А Б В Г - трапеции первой генерации ( $30^1 \times 30^1$ ), А<sub>1</sub> Б<sub>1</sub> В<sub>1</sub> Г<sub>1</sub> – второй ( $30^1 \times 30^1$ ), а, в, с, d – трапеции  $15^1 \times 15^1$ , 1- центры трапеции первой генерации, 2-второй (для варианта по 24 точкам), 3- при 24 точках на площади  $30^1 \times 30^1$

Значения геолого-геофизических параметров снимались из следующих карт и схем (таблица 1).

Второй этап исследуемой методики посвящается классификацию всех выбранных объектов (точек) исследований в соответствии с энергетическим классом приуроченных к ним эпицентральных зон землетрясений прошлого.

**Таблица 1.** Используемые геолого-геофизические данные

ПП	Название карт и схем	Масштаб	Авторы
1.	Карта изостатическх аномалий силы тяжести	1:2 500 000	М.Е. Артемьев
2.	Карта новейшей тектоника Юга СССР, 1975 г	1:1 000 000	Главный редактор Л.П. Полканова.
3.	Схема глубинных аномалий силы тяжести, Юга СССР, 1975 г	1:2 500 000	Н.П. Лопатина
4.	Карта магнитных аномалий центральной частей средней Азии в изолиниях $\Delta T_a$ , 1970 г	1:1 000 000	Под редакцией Б.Б. Таль-Вирского, И.А. Фузайлова.
5.	Карта аномалий силы тяжести в редакции Буге 1976 г	1:1 000 000	Под редакцией Н.Б. Сажинной, М.Я. Янушевич.

Высоко сейсмичными (сейсмоопасными) эталонными объектами (точками) называются те объекты исследований, которые попадают в зону ответственности сильных землетрясений с  $K \geq 12$ . В качестве зоны ответственности сильных землетрясений принимается площадь круга, радиус которого определяется энергетическим классом землетрясений (Ризниченко Ю.В. 1974.).

$K$  ( $Lg E$ ), дж 10 11 12 13 14 15 16 17 18

$R$ , км 9 12 15 19 24 32 42 53 69



Совокупность этих высоко сейсмичных (сейсмоопасных) эталонных объектов (точек) образует класс А.

В исследованиях [Борисов, 1978] в качестве эталонных асейсмичных (сейсмобезопасных) объектов (точек) классов В, принимались те объекты (точки), которые расположены на сравнительно дальней периферии средне и высоко сейсмичных областей.

В настоящей работе впервые апробировано выделение асейсмичных объектов класса В непосредственно в пределах исследуемого региона. Это операция осуществлялось следующим образом. Для каждого геолого-геофизического параметра выбранного в комплексный анализ составлялись гистограммы распределения его значений, полученных на всех объектах исследований. На каждой из гистограмм выделялись интервалы, в пределах которых не встречается, ни одной точки класса А. Такие интервалы значений  $j$  принимались за сейсмобезопасные. Они, как правило, оказывались на одном из краев гистограммы. При этом в качестве эталонных точек классов В (асейсмичных) принимались те точки, которые на гистограммах наибольшего числа параметров попадали в их сейсмобезопасные интервалы. Все остальные точки, которые не попадали классы А и В, отнесены к экспериментальному классу Х.

Для исследуемой территории выделено по 13 точек класса А и В. При этом в качестве эталонных асейсмичных принимались лишь те точки, которые также получили характеристику асейсмичных на гистограммах 12 параметров и более. Некоторые точки класса В в исследуемой территории располагаются в 20 км от точек класса А (рис. 2).

Такой подход выбора асейсмичных объектов (точек) класса А показал о возможности разработанной для обширной территории методики для изучения сейсмической опасности конкретных областей.

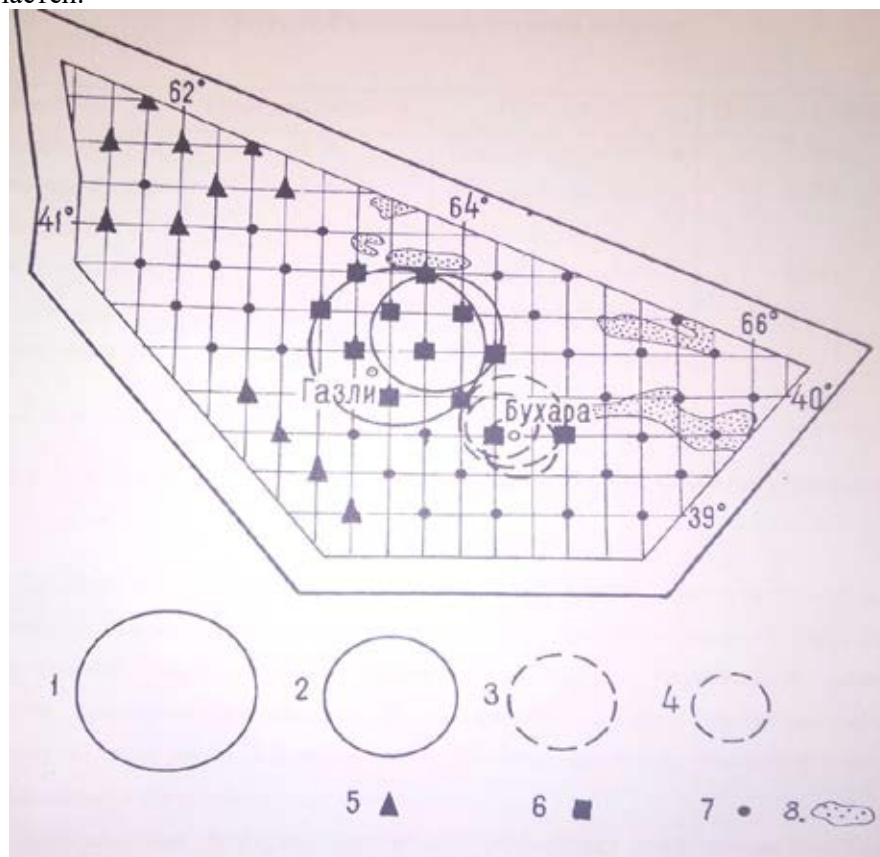


Рис. 2. Карта сильных землетрясений Бухаро-Газлийского региона и классификация объектов исследования

Зоны ответственности (пунктиром исторические) за возникновения землетрясений: 1)  $K=17$ , 2)  $K=16$ , 3)  $K=15$ , 4)  $K=13$ .

Объекты исследования: 5) класс В (асейсмичные), 6) класс А (сейсмоопасные), 7) класс Х (экспериментальные). 8) Возвышенности.

Для комплексного анализа интерпретации были выбраны следующие геолого-геофизические параметры.

Глубина до поверхности палеозойского фундамента ( $Mh_{\phi}$ ), глубинные аномалии силы тяжести ( $M\Delta g_{гг}$ ), градиент глубинного аномалии силы тяжести ( $gr\Delta g_{гг}$ ), аномалии силы тяжести в редукции Буге ( $M\Delta g_{б}$ ), стандартные отклонения изостатические аномалии силы тяжести ( $\delta\Delta g_{из}$ ), градиенты аномалии силы тяжести в редукции Буге ( $gr\Delta g_{б}$ ), градиента магнитных аномалии ( $gr\Delta T_a$ ), изостатические аномалии силы тяжести ( $M\Delta g_{из}$ ), стандартные отклонения глубинных аномалии силы тяжести ( $\delta\Delta g_{гг}$ ), аномалии магнитного поля Земли ( $M\Delta T_a$ ), амплитуда неотектонических движений ( $MN$ )

По выбранной методике осуществлено вычисление информативности на сейсмичность геолого-геофизических параметров, включенных в комплексный анализ.

Результаты информативности каждого геолого-геофизического параметра приведены в таблице 2.

Таблица 2.

Параметры	$Mh_{\phi}$	$M\Delta g_{гг}$	$gr\Delta g_{гг}$	$M\Delta g_{б}$	$\delta\Delta g_{из}$	$gr\Delta g_{б}$	$gr\Delta T_a$	$M\Delta g_{из}$	$\delta\Delta g_{гг}$	$M\Delta T_a$	$MN$
Кол-во инфор. I(H) Бит.	0.654	0.515	0.458	0.407	0.298	0.268	0.247	0.226	0.211	0.179	0.213

Из таблицы 2 видно, что самую высокую информативность показывает глубина до границы палеозойского фундамента –  $I(H) = 0.654$  бит. На втором и третьем месте глубинные аномалии силы тяжести –  $I(H) = 0.458$  бит и их градиенты –  $I(H) = 0.458$  бит. Аномалии силы тяжести в редукции Буге показывает информативность –  $I(H) = 0.407$  бит. Значения информативности остальных параметров колеблется от  $I(H) = 0.179$  бит аномалии магнитного поля земли, стандартное отклонение изостатические аномалии силы тяжести до –  $I(H) = 298$  бит.

Дальнейшая обработка исходных данных в соответствии с рассматриваемой методикой позволила получить для каждого объекта исследования значение балла  $S$  – относительного показателя сейсмоопасности данного объекта по всей совокупности использованных геолого-геофизических параметров, выраженного в баллах меры его сходства с эталонными высокосейсмичными объектами.

На основе этого была составлена схема сейсмической опасности Бухаро-Газлийского региона по комплексу геолого-геофизических данных в баллах  $S$  меры его сходства (рис. 3).



Рис. 3. Карта сейсмического районирования Бухаро-Газлийского региона по баллам меры сходства  $S$ . 1 – изолинии балла меры сходства  $S$ . Объекты исследования: 2 – класс X (экспериментальный), 3 – класс В (асейсмичный), 4 – класс А (сейсмоопасный), 5 – переходная зона от Бухаро-Газлийского региона в зону Центрально-Кызылкумских поднятий

Из рис. 3. видно что, общая конфигурация изолинии балла  $S$  на исследуемой территории имеет СЗ-ЮВ простирание. Они в основном охватывают эпицентр Газлийских землетрясений 1976 г. При этом наиболее высокие значения ( $S > VIII$ ) концентрируется в восточной части исследуемой территории и северо-восточном направлении региона. Его контуры покрывает в основном южный склон поднятия Кульджуктау, северный часть Газлийского выступа, Коганский выступ, а также Рометанский прогиб. Наиболее сейсмичным можно считать юго-восточную часть Бухаро-Хивинской ступени.

Максимальные значения балла  $S = X$ , охватывают в основном северную часть Рометанского прогиба и северо – западные склоны Коганского выступа. Значения балла  $S \leq IV$  распространены в северо-западной и южном направлении региона, которой составляет 25% исследуемой территории. Остальная площадь Бухаро-Газлийского региона может быть отнесена к потенциально среднесейсмичной зоне. Следует отметить резкую границу перехода высокосейсмичной области к слобасейсмичной в юго-западной части территории, которая совпадает примерно с простираем Бухарского разлома, ограничивающий с юга Газлийским выступом. Переход от области максимально высоких значений  $S = (VIII - X)$  на востоке района к минимальным их значениям на западе (IV) происходит постепенно без резких скачков.

Таким образом, изолинии максимальных значений балла  $S$  оконтурившие очаговую область Газлийских землетрясений  $I = 9-10$  баллов, значительно расширяя ее, на восточном направлении охватывает вплоть до восточных склонов Коганского выступа.

#### **Из проделанных работ следует сделать следующие выводы:**

1. Разработана методика разделения объектов (точек) исследования на три класса: класс А-высокосейсмичные, класс В – асейсмичные и класс Х – экспериментальные в пределах изучаемой территории.

2. В пределах Бухаро-Газлийского региона наиболее информативными оказываются показатели глубина до границы палеозойского фундамента, глубинные аномалии силы тяжести и их градиенты а также аномалии силы тяжести в редукции Буге.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. *Борисов А.А.* Определение пороговых условий высокой сейсмоопасности путем формализованного анализа геофизических данных. Геофизический сб. 1976. В. 71. С. 19–28.
2. *Борисов А.А. и др.* Методические основы комплексного использования данных региональной и разведочной геофизики при сейсмическом районировании // Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука. 1978. С. 5–17.
3. *Зияудинов Ф.Ф., Садыков Ю.М.* Количественная оценка сейсмической опасности Западного Узбекистана по геологическим и геофизическим данным. Ташкент: Фан. 1987. 152 с.
4. *Зияудинов Ф.Ф., Мамаджанова Г.Ф., Фахриддинов Ж.Ф., Хамидов Х.Л.* Геолого-геофизические поля и их информативность для решения задач сейсмической опасности. Сб. Проблемы сейсмологии в Узбекистане. Ташкент. 2006. (3). С. 79–84.
1. *Яглом А.М., Яглом И.М.* Вероятность и информация. М.: Наука. 1973. 511 с.
2. *Петрушевский Б.А.* Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М. 1955. 552 с.
3. *Петрушевский Б.А.* Некоторые уроки Кызылкумских землетрясений //Бюлл. МОИП. Отдел геол. 1977. Т. 52. 416 с.
4. *Ризниченко Ю.В.* Геолого-геофизические данные при решении проблемы сейсмической опасности. Мат-лы конф. По изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана. Изд-во «ЭЛМ», Баку. 1974.

## ПАРАМЕТРЫ ОЦЕНКИ ЛОКАЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИКИ БЛИЖНИХ ЗОН ВОДОХРАНИЛИЩ

Л.А. Хамидов, И.М. Алимухамедов, Ф.Р. Артиков, Х.Л. Хамидов

Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз, Ташкент, hamidov\_1@mail.ru

Зоны расположения многих крупных водохранилищ Узбекистана отличаются достаточно высоким уровнем фоновой сейсмичности [Плотникова, Фленова, 1994; Тимбеков, Джураев, 2006; Хамидов, Артиков 2019]. Изменения объема воды в водохранилищах при их интенсивной эксплуатации может создать достаточно соизмеримые с очаговыми деформациями изменения напряженного состояния в зоне их активного влияния [Хамидов, Артиков, 2019]. Поэтому, нами в предыдущие десять лет была организована основа геодинамического мониторинга в зонах нескольких крупных водохранилищ Узбекистана. Исходя из возможностей, где непрерывно, а где эпизодично были проведены сейсмометрические, геодезические и тектонофизические исследования. При этом основной упор делалась на результат сейсмического мониторинга. Геодезические или тектонофизические исследования проведены как сопутствующие. Аппаратурная обеспеченность их было весьма ограниченным. Больше опиралось на практику проведения таких оценок в зонах крупных водохранилищ мира, где обнаружены техногенные сейсмические процессы. В настоящей работе анализированы наиболее характерные параметры локальной геодинамики ближних зон водохранилищ, обобщая результаты сейсмических, геофизических и тектонофизических наблюдений за предыдущие годы. При исследованиях использованы результаты определения напряженно-деформированного состояния математическим моделированием [Хамидов, 2019] и результаты оценки локальной сейсмичности [Хамидов, Шукуров, 2008; Хамидов, Артиков, 2016]. Также использованы определения современных движений на базе цифровой регистрации смещений в зонах влияния объектов [Алимухамедов, Шукуров, 2014] и тектонофизические оценки направления главных напряжений, связанных с землетрясениями, в зонах нескольких крупных водохранилищ Узбекистана.

Локальная сейсмичность для ближних зон водохранилищ, как правило, определяется уровнем изменением сейсмичности [Плотникова, Фленова, 1994; Хамидов, Артиков 2019]. Резкое изменение количества сейсмических событий в периоды эксплуатации водохранилищ могут быть одним из показателей техногенного влияния. Их можно выявить исследуя изменения количества землетрясений в ближних зонах выделяя из местных каталогов землетрясений. К сожалению, в настоящее время полный и унифицированный каталог локальных землетрясений для территории крупных водохранилищ Республики Узбекистан отсутствует. Как правило, каталоги составляются землетрясениями по всей территории Республики Узбекистан, начиная с магнитуд  $M=3$  и более Республиканским Центром сейсмопрогностического мониторинга при МЧС РУз. Часть сведений о землетрясениях, представленных в этих каталогах для малых энергетических классов, представляются иногда спорными. Среди прочего авторами ранее проведенных исследований приводятся события, эпицентры которых не расположены непосредственно в ближней зоне водохранилищ, а являются лишь следами крупных тектонических землетрясений, произошедших в активных сейсмических поясах Тянь-Шаня и Памирского орогена. Нами проведен анализ всех доступных каталогов местных землетрясений, содержащих сведения о сейсмичности ближних зон крупных водохранилищ Республик Узбекистан. Отбракованы события, относящиеся к дальним территориям. Исключены недостоверные данные, являющиеся результатом прохождения волн от ближних взрывов и некоторых транзитных низкочастотных землетрясений. Введенное нами в эксплуатацию в 2007 году нового цифрового сейсмического мониторинга в водохранилищах Чарвак, Гиссарак и Тупаланг дала возможность обеспечения инструментальными данными для проведения этих работ [Хамидов, Зияудинов, Артиков и др., 2016; Хамидов, Шукуров, 2008]. Система была основана на регистрации представительных сейсмических колебаний от небольших актов хрупкого разрушения при бортовом породном массиве [Хамидов, Шукуров, 2008]. Предыдущие попытки организации сейсмического мониторинга в плановом режиме не были успешными, главным образом, из-за технических ограничений. Сегодня получен ряд новых, достоверных результатов для исследования локальной сейсмичности зон водохранилищ, которая дала возможность составления каталогов землетрясений локальной зоны (т.е. зон деформационного влияния водохранилищ).

Мониторинга сейсмичности по Чарвакскому, Гиссаракскому и Тупалангскому водохранилищам показало, что картины распределения землетрясений с энергетическими классами  $K \geq 7$  наиболее характерно могут отражать состояние изменения уровня сейсмичности обусловленной эксплуатацией

[Хамидов, Артиков, 2019; Хамидов, 2019]. Продолжая начатый нами в 2008 году программу сейсмического мониторинга, для получения данных за полный (в разрезе годового цикла) рабочий период работы плотин до 2019 года, т.е. режим «наполнение-опорожнение» в зонах этих водохранилищ установлена многоканальная система сейсмомониторинга. Она расширила возможности аналитической обработки сейсмических данных с наблюдаемыми диагностическими параметрами в рамках инженерно-сейсмометрической системы наблюдений в зонах водохранилищ Узбекистана. Она позволила, наряду с регистрируемыми данными натурных наблюдений, проводить в первом приближении анализ состояния локальной сейсмичности каждого водохранилища в отдельности при возможных различных режимах работы сооружения.

Сбор информации о наиболее крупных техногенных объектах - водохранилищах Восточного и Южного Узбекистана производилось для анализа параметров сейсмичности в разные интервалы до, во время и после строительства наиболее крупных водохранилищ Чарвакского, Гиссаракского и Тупалангского [Lutfulla Hamidov, 2012; Хамидов, Артиков 2019]. Выявляется концентрация большого количества местных очагов в определенных узких участках ближних зон водохранилищ. Она показала, что картины распределения внутренних усилий могут отражать то состояние распределения напряжений в ближней зоне водохранилищ, по которым можно оценить возможную дополнительную энергию, способную в разрывных зонах образовать дополнительные источники концентрации напряжений. Выполненные предварительные расчеты значений давления воды на основание водоема и попытки изучения характера распределения напряжений во вмещающей среде показали, что эти источники концентрации напряжений, при за критических деформациях, могут свести напряженно-деформированное состояние к разрывообразованию в подстилающих толщах чаши водохранилища [Хамидов, 2019].

Чарвакское водохранилище (Ташкентский вилоят). Водохранилище Чарвак расположена на территории Бостанлыкского района Ташкентского вилоята. Основание водохранилища пересекают ряд сейсмоактивных разломов, такие как Пскомское, Кумбельская и Каржантауская. В этой зоне происходили Бручмуллинское (1959), Ташкентское (1966), Денапское (1974), Таваксайское (1977), Назарбекское (1980), Ташкентское (2008), Туябугузское (2013) землетрясения с магнитудой  $M \geq 5$ . Зона по сейсмичности оценена 8-9 балльной по шкале MSK-64.

Влияние Чарвакского водохранилища в целом на сейсмичность Приташкентского района возможно определить, сопоставляя средние долговременные параметры сейсмического режима и их вариации за отдельные периоды времени. В Приташкентском районе за период от начала детальных сейсмологических наблюдений до начала эксплуатации гидросооружения в рабочем режиме выделяются несколько зон концентрации эпицентров [Lutfulla Hamidov, 2012; Хамидов, Артиков, 2019]: в северо-восточной части района, где непосредственно расположено Чарвакское водохранилище. Заметим, что здесь проводились взрывные работы и возможно высокая концентрация толчков связана с тем, что в каталог занесена часть взрывов. Карта эпицентров землетрясений с энергетическим классом  $K \geq 8$  непосредственно Чарвакского района за 1973-1999 гг. и 2013-2019 гг. отражает распределение эпицентров за период после строительства и введения в эксплуатации водохранилища. На ней наблюдается увеличение плотности эпицентров в северо-восточной части Чарвакского района [Lutfulla Hamidov, 2012; Алимухамедов, Шукуров, 2014].

Здесь ранее в 1977 году происходили два землетрясения средней силы  $K=11.3$  и  $K=11.7$  и на юго-востоке от Чарвака в этом же году произошло Таваксайское землетрясение. Через 10 лет землетрясение с  $K=12$  произошло в 30 км северо-западнее Чарвака. На карте эпицентров, за последние 10 лет выделяется несколько групп эпицентров произошедших землетрясений в 15-40 км от водохранилища. В 2010 г. Произошло землетрясение с  $K = 11.4$  в 37 км северо-восточнее. Спустя год, в 2011 году южнее, произошло землетрясение с  $K = 11.6$ . И в 2013 г. восточнее (90 км), землетрясение с  $K > 13$  (Туябугузское). Большинство сильных землетрясений в зоне влияния Чарвакского района, произошли в этой же зоне. При анализе аналитических карт распределения землетрясений можно отметить, что значения сейсмической активности периода до строительства были выше, чем это наблюдается за весь период и период эксплуатации. Это означает об общей тенденции сейсмической активности к убыванию по всей изучаемой территории.

Гиссаракское водохранилище (Кашкадарьинская область) находится в среднем течении р. Аксу, берущее своё начало в горах на северных склонах Гиссарской горной системы. Основание плотины Гиссаракского водохранилища расположено в едином тектоническом блоке, и в зонах сейсмичностью 7 и 8 баллов. При детальном изучении сейсмичности исследуемой площади были выявлены слабые местные землетрясения с  $K \leq 8$ . Согласно каталогу местных землетрясений составленных нами за 2019 год достаточно контрастно выделяется зоны местных очагов с малым энергетическим классом

[Алимухамедов, Шукуров, 2014; Хамидов, Артиков, 2019;]. Можно полагать, что увеличение  $\gamma$  связано с усилением слабой сейсмичности в области будущего сильного землетрясения, а последующее уменьшение вызвано объединением разрывов и образованием более крупных. В период начала заполнения водохранилища, максимальное заполнение было в 1987 году  $H=100$  м. С 1987 по 2008 года в период исследований М.А. Шукурова  $K=9\pm 12$   $\gamma=0.52\pm 0.05$  [Хамидов, Шукуров, 2008]. Из рассмотрения вышеназванных значений наклона графика повторяемости  $\gamma$  видно, что расхождение в значениях  $\gamma$  лежит в пределах ошибок. Это позволяет говорить о зависимости сейсмического режима от режима заполнения водохранилища. Когда мы проводили исследования во время устойчивой режимной эксплуатации водохранилища для периода с 2017 по 2019 гг в диапазоне  $8\leq K\leq 12$  угол наклона повторяемости  $\gamma=0.48\pm 0.07$  (табл. 1).

**Таблица 1.** Значение параметров графика повторяемости Гиссаракского района

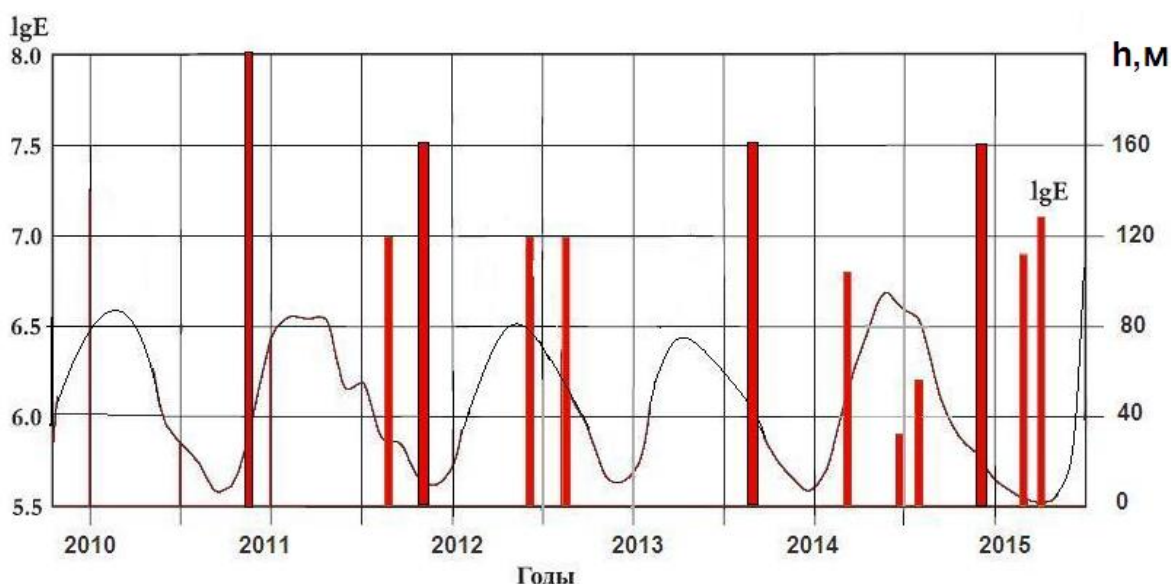
№	Периоды наблюдений	Класс К	Значение $\gamma$	Примечание
1	1987-2009 гг.	9÷12	0.52±0.05	в период исследований М.А. Шукурова [Хамидов, Шукуров, 2008]
2	2010-2016 гг.	8÷13	0.48±0.07	В период наших исследований [Хамидов, Артиков, 2019]
3	2017-2019 гг.	8÷12	0.50±0.08	Последние определения

Из выше приведенного следует, что в районе Гиссаракского водохранилища при увеличении его объема происходит малые изменения угла наклона повторяемости землетрясений  $\gamma$  видимо за счет роста количества землетрясений с низкими энергетическими классами. Режим эксплуатации с 2010 года посередине 2016 года и время землетрясения с разными энергетическими классами в ближней зоне водохранилища за 2010-2015 годы согласно каталогу местных землетрясений показано на рис. 1. Как видно из рисунка 1, каждому пику столба напора воды соответствуют землетрясения определенного класса энергии. Если их принять как от эксплуатации водохранилища, то и распределение энергии  $IgE$ , значения суммарных сбросов напряжений от этих землетрясений  $\Delta\sigma$  и вариации при этой деформаций  $\delta\varepsilon$  должны быть функционально зависимыми [Хамидов, 2019].

На основании указанного выше сравнения данных выделена ориентация действующих напряжений в регионе. Она получается направленным под определенным углом к северо-западу. В большинстве случаев наблюдается совпадение измеренных данных с расчетными, проведенными 2014 и 2017 годах. Анализ изменения показывает, что когда суммируются ориентация векторов главных напряжений по каждой зоне, тогда получится более точное направление основного вектора. Так как локальные векторы главных напряжений близки параллельным, то получилось, что ориентация основных векторов напряжений, влияющие на район расположения Гиссаракского водохранилища и разломов Гиссарских гор, является север северо-западным (это приблизительно придерживается и в зонах водохранилищ *Тупаланг* и *Пачкамар*).

В результате использования решения упругой задачи нами было определено напряженно-деформированное состояние горного массива с нарушениями в исходном состоянии и при снижении пластового давления вследствие эксплуатации [Алимухамедов, Шукуров, 2014; Хамидов, Артиков, 2019]. При этом в граничных элементах, моделирующих нарушения, упругие свойства пород задавались с коэффициентом структурного ослабления  $K_{стр}=0.5$  относительно окружающих пород. По каждому из нарушений из общего тензора напряжений вычислялись нормальные и касательные напряжения, а также относительные касательные смещения бортов разлома  $u_i$ . Возможность неустойчивого сдвига бортов определяется параметрами напряженного состояния и прочностными характеристиками пород разлома.

Принималось, что в плоскости разлома сцепление отсутствует, а угол внутреннего трения составляет  $k_{cp}=\varphi_{cp}=25^\circ$ , т.е. возможность сдвига возникает, если действующие касательные напряжения превышают предельное значение, которое находится как  $\sigma_p = \tau_n \operatorname{tg}\varphi_{cp}$ . Расчетные данные показали, что в других нарушениях, условий для сдвига не возникает, т.к. в нарушениях, близких к вертикальному, касательные напряжения невелики.



**Рис. 1.** Усредненный эксплуатационный режим Гиссаракского водохранилища и время землетрясения с разными энергетическими классами в ближней зоне водохранилища с 2010 года по середине 2015 года

Поэтому, условия для сдвига возникают во внутренних нарушениях, т.к. действующие касательные напряжения превышают предельное значение. Оно и видимо является причиной возникновения вне фоновых сейсмических источников. В настоящее время по данным GPS измерения Национальным центром геодезии картографии (НЦГК) РУз в Приташкентском и Ферганском геодинимических полигонах имеются инструментальные количественные данные по смещению земной коры и ранее использованные методы по отдельным линиям повторного нивелирования [Эргешев, 2015]. В этой зоне 2015-2017 годах нами совместно с НЦГК РУз, рассмотрены состояние инструментальных GPS измерений и эмпирические оценки смещений от землетрясений и собраны количественные данные по смещению земной коры для ближних зон водохранилищ. В Ферганском геодинимическом полигоне установлены стационарные Leica 1200 GPS приборы (погрешность прибора 2мм по горизонтальным перемещениям и 5мм по вертикальным). Оценка скоростей современных движений для изучения проявления сильных землетрясений и других геодинимических явлений в периферийных границах тектонических блоков Центральной части Ферганской долины на фоне измеренных смещений строятся по результатам наблюдений на четырех стационарных GPS станциях Восточного Узбекистана и геодезической сети Центральной Азии. В основу оценки скоростей положен анализ временных рядов координат GPS станций. Они вычисляются из первичных данных, которые представляют собой наборы фазовых и кодовых измерений на двух частотах продолжительностью 24 часа с интервалом регистрации 30 с. К набору измерений (stationary) на станциях NAMF, TASH, FERG добавлены данные двух близко расположенных опорных станции сети: SAMR (Самарканд) и KIT (Китаб). Выбранные опорные станции с указанной кодировкой входят в реализацию международной земной отсчетной основы ITRF2008 (рис. 2).

Характерным аспектом полей скоростей периферийных зон блоков Ферганской долины является ускоренное горизонтальное смещение в северо-восточном направлении практически с одинаковыми скоростями. Скорость движения опорной станции FERG значительно превышает все остальные [Эргешев, 2015]. Для кинематического анализа приведенных различий скоростей движение всех указанных станций соотнесено с движением Западно-Чаткальской периферийной зоны представленной станцией YNGB. Для определения параметров движения YNGB использован набор опорных станций по SAMR, TASH и FERG. Движение опорных станций TASH и YNGB, расположенных в западном Чаткале. Она соответствует средней кинематике Восточного Узбекистана (в пределах погрешностей измерений). В то же время станции внутреннего поля Ферганской долины, а так же станция YNGB при совмещении, характеризуются избыточными значениями скоростей 4-8 мм/год по отношению к расчетным значениям, вытекающим из принятой модели движения.

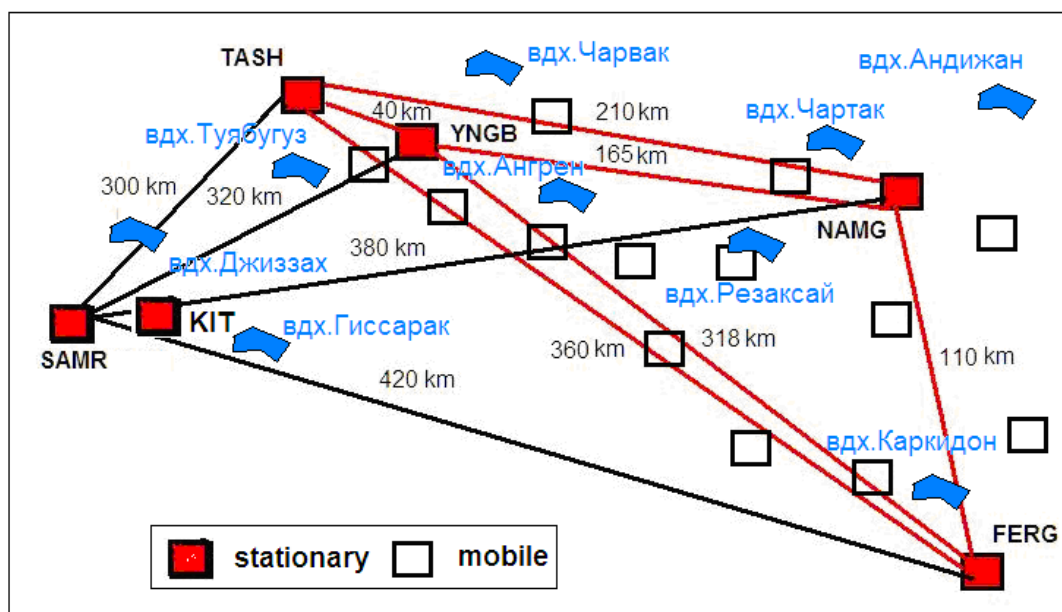


Рис. 2. Схема пунктов GPS измерения ИС АН РУз и НЦГК РУз (расстояние между пунктами и расположение водохранилищ условные)

Результаты изучения проявления сильных землетрясений и других разрушительных геодинамических явлений в пределах периферийных границ тектонических блоков Центральной части Ферганской долины на фоне измеренных смещений показали, что равнинная часть характеризуется небольшими вертикальными движениями. Для детального изучения геодинамического состояния расположения Чарвакского, Тупалангского, Гиссаракского и Пачкамарского водохранилищ Узбекистана в крест простирания разломов проходящих через зону влияния проведены несколько направлений тектонофизических съемок, на которых от 142 до 212-ти точках сделаны соответствующие замеры (более 100 измерений в каждой точке) мелкой трещиноватости. Например, для зоны деформационного влияния Гиссаракского водохранилища (Южный Тянь-Шань) определено направление главных напряжений с падением на северо-восток, под углом  $65^{\circ}$ - $85^{\circ}$ . В зоне разлома с нескольких точек сняты и произведены замеры основных параметров мелкой трещиноватости. По наиболее четко фиксируемым зонам разломов составлены мелкие геологические разрезы с измерением параметров мелкой трещиноватости (20 точек) и зеркал скольжения (16 точек). Расставлены эпицентры землетрясений, участки проведенных тектонофизических съемок и механизмы для участков, куда включены зона деформационного влияния Гиссаракского водохранилища из [Хамидов, 2019, Алимухамедов, Шукуров, 2014].

Для зоны активного влияния Чарвакского водохранилища на базе проведенных экспериментов определены напряжения по всем главным направлениям. Район исследований, выбранный при этом, представляет собой многоугольник, ограниченный с юго-востока Ферганским разломом, с северо-запада Предчимкентским разломом, с северо-востока Пскемской зоной, а на юго-западе погружается под Ташкент-Голодностепскую впадину. Число разрывов с разной морфологией составляет 30 нарушений. Эти разрывы при проведении съемок введены в расчет. Они разделены по длине и кускам на 84 элементные базы. Например: 1 – Пскомский: на 2 элемента, оба взбросы или сбросы, расположение вертикальное; 2 – Арашанский: на 2 элемента оба взбросо (сбросо) сдвиги; 3 – Кенкольский: на 3 элемента 3 взбросо (сбросо) сдвиги; 4 – Кумбельский: один элемент сбросо-сдвиг; 5 – Чаткальский: на 3 элемента один надвиг и два взбросо-сдвиг и т.д. Для каждого разрыва измерены свои геометрические параметры. Наиболее близкой к Чарвакскому водохранилищу Кумбельский разлом - это сложный сбросо-сдвиг. По Каржантаускому разлому произведены замеры в 10 точках параметров мелкой трещиноватости и в 4-х точках замеры зеркал скольжения (табл. 2).

По наиболее четко фиксируемым визуально зонам разломов составлены мелкие геологические разрезы с измерением параметров мелкой трещиноватости (8 точек – 800 измерений) и зеркал скольжения (4 точки – 4 замера). Вблизи пересечения разломов Каржантау и Кумбель (в зоне котором расположен створ плотины Чарвак) составлены мелкие геологические разрезы, в точках наблюдений сделаны измерения мелкой трещиноватости. Исследования в зоне Каржантауского разлома, в виду его большой протяженности в северо-восточном направлении проводились на небольшом участке в районе поселка Хумсан, где Каржантауский разлом пересекается с зоной Угамских разломов, а также



в зоне пересечения Каржантауского разлома с Кумбельским разломом в восточном направлении. Также съемки проведены в правой зоне створа плотины Чарвак.

**Таблица 2.** Сравнение расчетных значений напряжений и их направлений с инструментальными и эмпирическими данными

№	Наименование разломов	Модельно расчетные значения в МПа	Осреднение по разлому, в МПа	направление главных напряжений
1	Кумбельский	63	57	Северо-запад (СЗ)
2	Угамский	72	64	Северо-запад (СЗ)
3	Чаткальский	96	82	Юг (Ю)
4	Каржантауский	65	56	Северо-запад (СЗ)
5	Пскемский	92	74	Северо-запад (СЗ)
6	Ташкентская ФРЗ	67	46	Север (С)

Падение смесителя на северо-восток под углами  $60^0-90^0$ , юго-западное крыло приподнято. За новейшее время по нему происходили сдвиговые перемещения с амплитудой до 5 км. Максимальная ширина зоны влияния Кумбель-Угамского разлома достигает 25 км. Уровень деформации от  $2.3 \times 10^{-8}$  до  $3.7 \times 10^{-7}$ . Блоковые поднятие Пскемского и Угамского хребтов, находящихся в области влияния Кумбель-Угамской разломной зоны, обладают максимальными величинами градиентов средних скоростей новейших вертикальных тектонических движений  $0.4-0.7 \times 10^{-1}$  1/год (150-200 МПа). Сложно построенный Чаткальский блок, простирается в западном направлении за указанной выше разломной зоной. Она отличается мозаичным распределением участков с градиентами средних скоростей вертикальных движений, наибольшие значения которых достигают  $0.3-0.9 \times 10^{-1}$  (1/год).

Анализ наиболее характерных параметров локальной геодинамики ближних зон водохранилищ показало, что при эксплуатации крупных водохранилищ его основание и чаша находятся в постоянно действующих нагрузках сжатия и растяжения соответствующей интенсивности амплитуд пригибания основания от вариации объема. Деформации основания могут соответствовать предельным тектоническим очаговым деформациям, непосредственно влияющим на регулярное напряженно-деформированное состояние.

Работа выполнена при поддержке Министерства инновационного развития и Академии наук Республики Узбекистан (Государственная Программа фундаментальных и прикладных исследований на 2017-2020 годы гранты №ФА-Ф-8-008 и № ПЗ-2017091115).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алимухамедов И.М., Шукуров З.Ф., Хамидов Х.Л., Зиёмов Б.З., Фахриддинов Ж.Ф. Показатели локальной геодинамической активности земной коры зон водохранилищ // Геология и минеральные ресурсы . Ташкент. 2014. (3). С. 37–42.
2. Артиков Ф.Р., Хамидов Х.Л., Ядигаров Э.М., Джумабаев И.М. Оценка сейсмических нагрузок на створ водных резервуаров от местных землетрясений. // Вестник НУ РУз. Ташкент. 2014. С. 23–31.
3. Плотникова Л.М., Фленова М.Г., Махмудова В.И. Методика и результаты разработки Газлийского месторождения на проявления сейсмичности // Наведенная сейсмичность. М.: Наука. 1994. С. 222–240.
4. Тимбеков И.Х., Джурсаев Н.М., Туйчиева М.А. О достижениях комплексных инженерно-сейсмологических исследований, проведенных в районе предстоящего строительства гидротехнических сооружений в сейсмоактивных зонах Узбекистана // Проблемы сейсмологии в Узбекистане, Ташкент: Янги авлод. 2006. (3). С. 54–63.
5. Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р. Местные сейсмические события под действием нагрузки водохранилищ // Современная техника и технологии в научных исследованиях. VIII-Международное молодежная конференция. 24-25 марта. Бишкек. 2016. С. 271–273.
6. Хамидов Л.А., Артиков Ф.Р., Хамидов Х.Л. Связь между смещением береговых склонов водохранилищ с вариацией ее объема // Доклады АН РУз - Ташкент. 2019. (4). С. 42–45.
7. Хамидов Л.А., Зияудинов Ф.Ф. Фахруддинов Ж.Ф., Хамидов Х.Л., Шукуров М.А. Сейсмичность зон деформационного влияния водохранилищ Узбекистана // 11-Сергеевские чтения юбилейная

- конференция, посвященная 95-летию со дня рождения академика Е.М. Сергеева (1914-1997). Москва. 23-24 марта 2009. С. 123–128.
8. *Хамидов Л.А., Зияудинов Ф.Ф., Артиков Ф.Р., Хамидов Х.Л., Фахридинов Ж.Ф.* Организация инженерно-сейсмометрических наблюдений в зоне Гиссаракского водохранилища // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. Ташкент: ИС АН РУз. 2016. (13). С. 131–140.
  9. *Хамидов Л.А., Шукуров М.А.* Локальная сейсмичность зоны деформационного влияния Гиссаракского водохранилища // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы III-Международной сейсмологической школы. Кисловодск. 20-24-октября 2008. С. 211–216.
  10. *Хамидов Л.А.* Линейная модель концентрации напряжений в разломах земной коры, находящихся в ближней зоне деформационного влияния крупных водохранилищ // Проблемы сейсмологии. Ташкент. 2019. (1). С. 41–51.
  11. *Эргешов И.М., Хамидов Л.А., Хусамиддинов А.С., Хамидов Х.Л.* Морфогенетические особенности Восточной части Западного Тянь-Шаня для организации GPS измерительных пунктов // Доклады АН РУз. Ташкент. 2015. (5). С. 41–45.
  12. *Lutfulla Hamidov* Local Seismicity of Reservoir Areas Based on Digital Seismometric Observations.// J.Problems of Cybernetics and Informatics. Baku. Azerbaijan. 2012. V. III. P. 85–88.

# ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ В 2017-2019 ГГ. ПО ДАННЫМ GNSS-ИЗМЕРЕНИЙ

В.Л. Шестопалов<sup>1</sup>, Е.А. Глазырин<sup>2</sup>, В.А. Фоменко<sup>2</sup>, М.В. Карцева<sup>2</sup>, В.М. Шереметьев<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Южный научный центр Российской академии наук, г. Ростов–на–Дону, пр. Чехова, 41, e-mail: valcpg@mail.ru

<sup>2</sup> Акционерное общество «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: eaglazyrin@mail.ru, FomenkoVA@rusgeology.ru, KartsevaMV@rusgeology.ru

<sup>3</sup> ООО Проектный институт территориального планирования, г. Краснодар, e-mail: sheremetev-v@mail.ru

Глобальные спутниковые системы позиционирования GNSS (global navigation satellite system) нашли в настоящее время широкое применение в исследованиях деформаций земной коры в различных пространственных и временных масштабах. Для Черноморского побережья России представляет интерес оценка напряжённо-деформированного состояния участков земной коры в Туапсинско-Сочинской сейсмоактивной зоне. В период с 2017 г. по 2019 г. на этой территории велись ежесуточные наблюдения в сети из 4-х спутниковых геодинимических пунктов (СГП): Адлер, Сочи, Эсто-Садок и Лесное. В процессе суточных фазовых измерений с периодом 30 с для каждого СГП были получены временные ряды компонент вектора местоположения с точностью 3,0–6,0 мм в горизонтальной плоскости и 6–12 мм по вертикали в международной координатной системе ITRF2014. Накопленная информация обрабатывалась пакетом программ GAMIT (V 10.7) [Herring et al., 2018] и программным комплексом в среде Matlab.

Геодинимическая активность исследуемых территорий проявлялась в этот период в характере аномальных отклонений горизонтальных и вертикальных движений СГП от тренда, а также в сейсмической активности [Бабешко и др., 2019]. За время наблюдений было зафиксировано 8 землетрясений с эпицентрами на суше и в акватории Чёрного моря. Расстояние от эпицентра наиболее сильного землетрясения 28.09.2017 г. (M 4,5) до сети СГП не превышало 80 км. Радиус деформации ( $R=100.43M$ , [Dobrovolsky et al., 1979]) для магнитуды 4,5 составляет 86 км, что даёт основание предположить появление деформационных признаков в наблюдательной сети СГП (рис. 1).

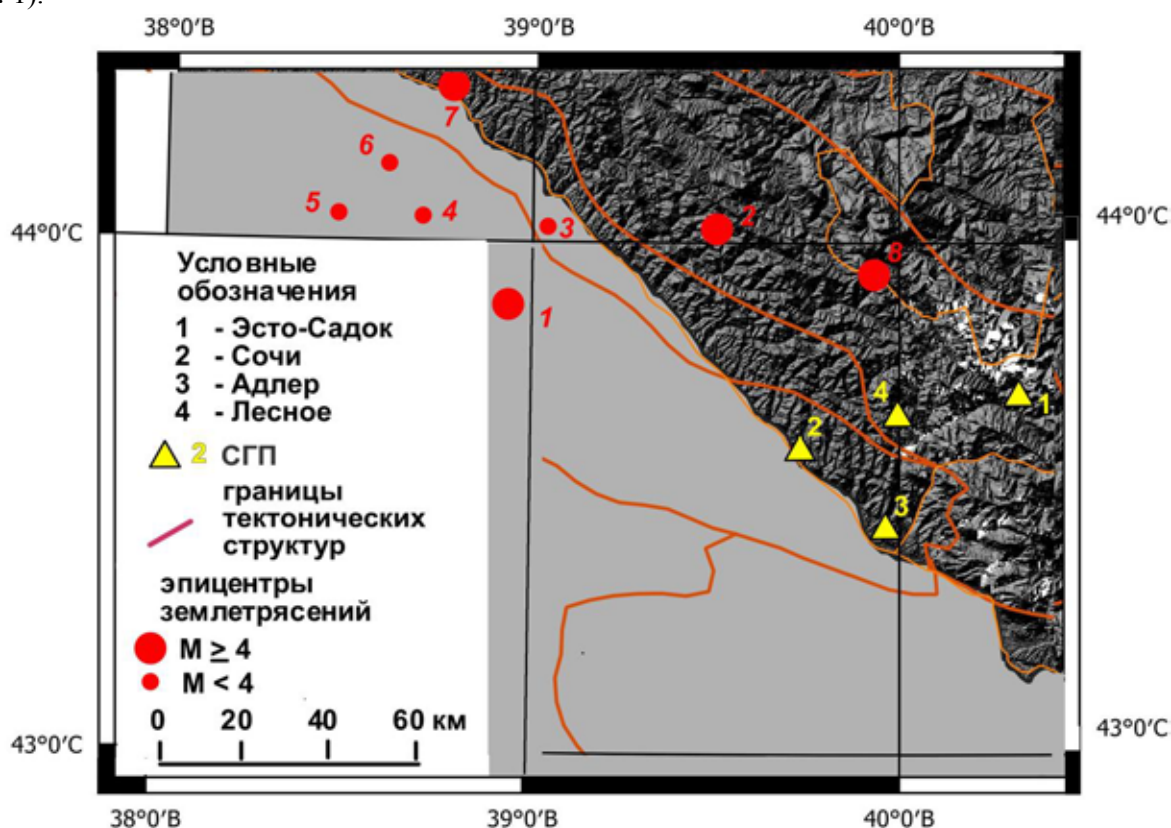


Рис. 1. Сеть СГП и сейсмичность в районе Большого Сочи в 2017 и 2019 гг. Красными цифрами представлены номера землетрясений с характеристиками в таблице 1.

Таблица 1. Характеристики землетрясений в районе Большого Сочи в 2017 и 2018 гг.

№ пп	Дата	Координаты эпицентра градусы		Глубина очага, км	M
		Широта	Долгота		
1	30.04.2017	43,82 N	38,96 E	10	4,0
2	28.09.2017	44,06 N	39,48 E	10	4,5
3	01.05.2017	44,09 N	39,05 E	10	3,7
4	26.01.2018	44,10 N	38,71 E	10	3,9
5	28.01.2018	44,09 N	38,67 E	10	3,5
6	26.01.2018	44,16 N	38,67 E	10	3,9
7	26.01.2018	44,26 N	38,73 E	10	4,0
8	18.12.2019	43,91 N	39,89 E	10	4,0

С начала августа 2017 г. на траекториях горизонтального движения СГП фиксировалась геодинамическая аномалия смещения к юго-востоку. На всех пунктах кроме Сочи, нисходящие движения изменились на подъём, и 28 сентября произошло землетрясение с магнитудой  $M=4,5$  на глубине 10 км вблизи п. Лазаревский. На графике горизонтального движения СГП Лесное с октября 2018 г. стала проявляться юго-восточная аномалия, завершившаяся в июле 2019 г. петлеобразной релаксацией с резким падением высоты в марте-апреле 2019 г. (рис. 2).

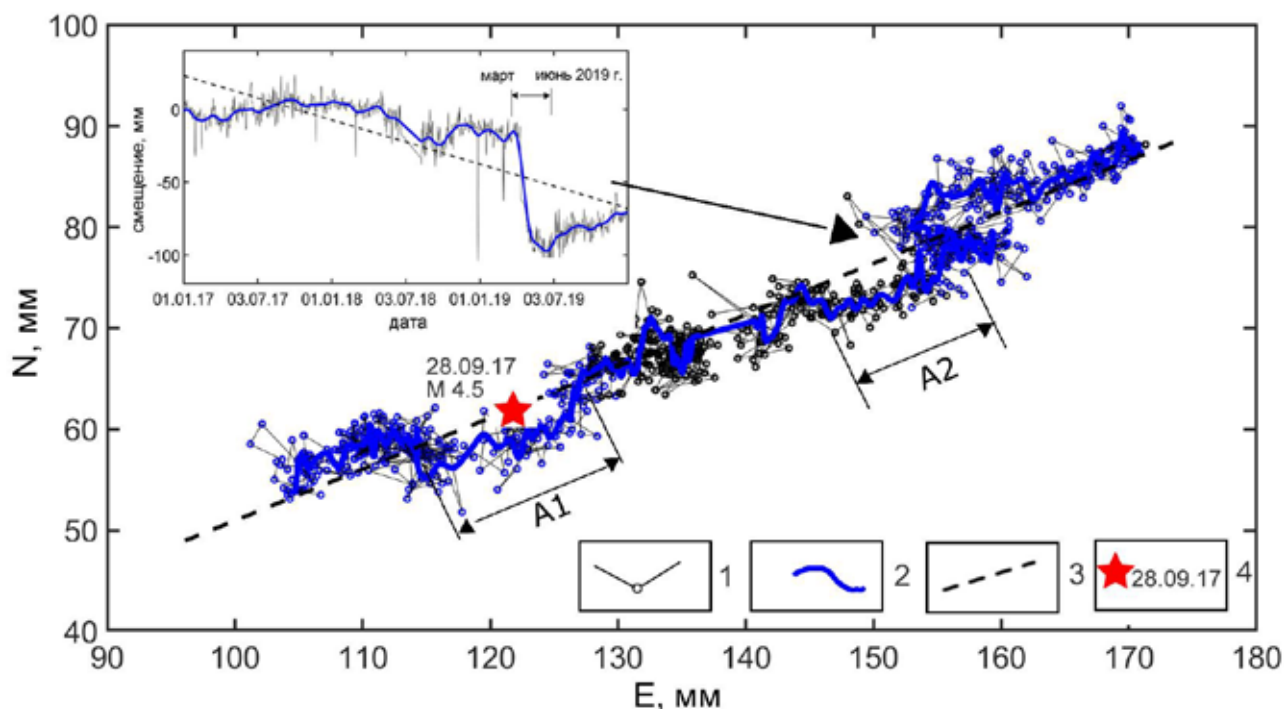


Рис. 2. Движение пункта Лесное в горизонтальной плоскости и по высоте в 2017 – 2019 гг. 1-3 - траектория движения: 1 - исходная (суточная), 2 - сглаженная, 3 - средний многолетний тренд; 4 - время и магнитуда ближайшего землетрясения. N, E - смещение в северном и восточном направлении соответственно. Горизонтальные юго-восточные аномалии: A1 – с августа по ноябрь 2017 г., A2 – с октября 2018 г. по июль 2019 г.

Спад высоты СГП Лесное в этот период сопровождался активными асейсмическими геодинамическими движениями, проявлением которых явились многочисленные оползни и разрушения дорожного покрытия на участке шоссе в районе п. Галицыно и п. Лесное. Асейсмическое опускание земной поверхности фиксировалось также на СГП Адлер.

В современном представлении геофизическая среда имеет блоковую иерархическую структуру, в которой отдельные участки земной коры, оконтуривающие определённые области земной поверхности, перемещаются как целое. Такие области можно назвать блоками консолидации, где характер движения составляющих блоков приобретает согласованный, коллективный характер

[Садовский и др., 1987]. Закономерность увеличения коллективного поведения или синхронизации геофизических полей в области подготовки землетрясения вытекает из наиболее общих закономерностей поведения систем, приближающихся к бифуркации [Nicolis, Prigogin, 1989]. Академик Г.А. Гамбургцев и другие ученые отмечали возможность «слипания» границ в системе взаимодействующих литосферных плит, при котором устанавливается согласованность во всем объеме системы с последующими подвижками, приводящими к землетрясениям [Гамбургцев, 1982]. В.А. Бабешко с позиции механики деформируемого твердого тела доказал на основе математического аппарата топологической алгебры возможность сейсмического события на фоне резкого возрастания концентрации напряжений в определенной зоне в системе литосферных плит в виде пластин Кирхгофа, движущихся навстречу до сближения на упругом полупространстве с дальнейшим сочленением их границ по разлому [Бабешко и др., 2016].

Консолидация блоков земной коры отражается также в согласованном поведении показаний различных разнесённых датчиков системы мониторинга, охватывающих зону подготовки сейсмического удара. На основе этой информации в работе [Любушин, 1993] для низкочастотных систем геофизического мониторинга был предложен критерий интегральности, указывающий на повышение напряжённо-деформированного состояния геологической среды на основе анализа главных компонент многоканальной матрицы спектральной мощности в частотно-временной области.

Сеть СГП, рассмотренная в настоящей работе, относится к низкочастотным системам геофизического мониторинга, для которой можно сформировать критерий интегральности поведения блоков земной коры, на которых расположены СГП. На первом этапе определяется многоканальная матрица спектральной плотности мощности  $\mathbf{P}_{xx}(f)$  размером  $[m \times m]$ , [Марпл, 1990]:

$$\mathbf{P}_{xx}(f) = \begin{bmatrix} P_{11}(f) & P_{12}(f) & \dots & P_{1m}(f) \\ P_{21}(f) & P_{22}(f) & \dots & P_{2m}(f) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ P_{m1}(f) & P_{m2}(f) & \dots & P_{mm}(f) \end{bmatrix},$$

где  $m$  – число каналов данных, представляющих скалярные временные ряды измеряемых параметров. Диагональные элементы  $\mathbf{P}_{xx}(f)$  соответствуют спектральной мощности отдельных каналов, а недиагональные  $\mathbf{P}_{xy}(f)$  – взаимные спектральные мощности пар каналов.

Вычислив собственные числа  $\mathbf{P}_{xx}(f)$  в скользящем временном окне можно оценить эволюцию первого собственного числа  $\lambda_1(f)$  в частотно-временной области. Увеличение значения  $\lambda_1(f)$  указывает на синхронизацию измеряемых параметров на отдельных пунктах, т.е. на степень коллективности движения блоков земной коры, в процессе которого накапливается сейсмоупругая энергия деформаций. Следуя работе [Любушин, 2007] представим входной поток данных в виде  $m$ - мерного векторного временного ряда  $Y^{(i)}$ , состоящего из  $m$  скалярных временных рядов, каждый из которых относится к различным измеряемым параметрам движения пространственно-разнесённых СГП:

$$Y^{(i)} = (Y_1^{(i)}, \dots, Y_m^{(i)})^T, i=1, \dots, N,$$

где  $N$  – длина каждого  $m$ -го ряда наблюдений.

Далее алгоритм вычисления критерия интегральности строился следующим образом [Бабешко и др., 2020]:

1) Считывается выборка из исходного многомерного ряда  $Y^{(i)}$ , задаётся временное окно длиной  $L$  отсчётов и значение смещения соседних окон  $\Delta L$ ,  $1 \leq \Delta L \leq L$ . Величина  $\Delta L$  определяет детальность развёртки по времени. Если принять за  $\Delta t$  интервал получения данных с каждого СГП, то временную координату скользящего окна  $\tau$  определим из выражения:

$$\tau = \tau_0 + \Delta t(L-1) + (k-1) \Delta L,$$

где  $k=1, \dots$  – номер временного окна,  $\tau_0$  – момент начала наблюдений.

2) Устраняется многолетний тренд наблюдаемого параметра для каждого канала измерений.

3) Для исключения влияния эффекта физической разнородности и разномасштабности скалярные компоненты исходного векторного ряда в выбранном скользящем окне наблюдений нормируют на единичную дисперсию:

$$X_j^{(i)} = \frac{(Y_j^{(i)} - \mu_j)}{\sigma_j}, i=1, \dots, L; \quad j=1, \dots, m,$$

$$\mu_j = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^{L-1} Y_j^{(i)}, \quad \sigma_j^2 = \frac{1}{L-2} \sum_{i=1}^{L-1} (Y_j^{(i)} - \mu_j)^2$$

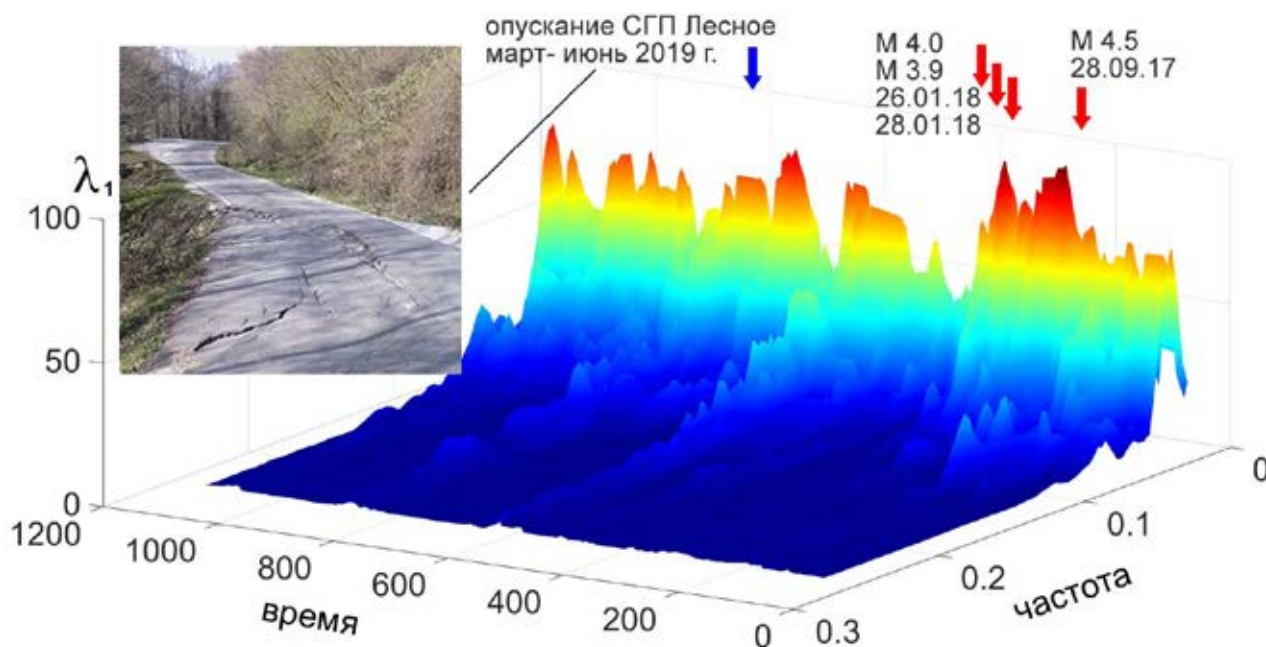
где  $\mu_j$  и  $\sigma_j^2$  – выборочные оценки средних значений и дисперсий по каждой из компонент векторов исходных данных.

4) Производится сглаживание выборок  $X_j^{(i)}$  на конечных интервалах окном Уэлча [Press, 1992].

5) В каждом временном окне формируется многоканальная матрица  $P_{xx}(f)$  с использованием численно устойчивой процедуры Ломба-Скаргла [Scargle, 1982].

6) выполняется оценка максимального собственного числа  $\lambda_1(f, \tau)$  спектральной матрицы  $P_{xx}(f)$  в скользящем временном окне для момента времени  $\tau$ , соответствующему правому концу окна. Представив зависимость  $\lambda_1(f, \tau)$  в виде линий уровня или объёмной поверхности, можно определить моменты времени и частотные полосы, где наблюдается резкий подъём значений  $\lambda_1(f, \tau)$ , что указывает на увеличение синхронного поведения скалярных компонент исходного многомерного ряда.

Алгоритм применялся для обработки данных 3-х СГП – Лесное, Адлер и Эсто-Садок. Входной массив состоял из скалярных временных рядов ежесуточных приращений широты, долготы и высоты ( $m=9$ ). Временное окно выбиралось длиной  $L=60$  отсчётов и значение смещения соседних окон  $\Delta L=1$ . Обработка выполнялась программами в среде Matlab по методике [Бабешко и др., 2020]. Эволюция первого собственного числа  $\lambda_1(f, \tau)$  спектральной матрицы  $P_{xx}(f)$  показана на рис.3.



**Рис. 3.** Эволюция первого собственного числа  $\lambda_1(f, \tau)$  спектральной матрицы  $P_{xx}(f)$  в районе Большого Сочи в 2017-2019 гг. Время выражено в днях с начала 2017 года, частота в циклах в день. Входные данные – приращение высоты, широты и долготы для СГП Адлер, Лесное и Эсто-Садок ( $m=9$ ). Красные стрелки – землетрясения. Синяя стрелка – опускание СГП Лесное

Анализ рисунка 3 показывает три заметных максимума вариаций  $\lambda_1(f, \tau)$  в низкочастотной области. Первый максимум для девятиканального входного потока данных совпадает по времени с землетрясением вблизи п. Лазаревский 28.09.2017 г. с магнитудой 4,5. После спада напряжённости в земной коре в октябре-ноябре заметный рост согласованного движения СГП проявился в декабре 2017 г. и январе 2018 г., завершившийся триплетом землетрясений 26.01.2018 г. на шельфе Чёрного моря в 22 км к западу от г. Туапсе с магнитудами  $M=4,0$  и  $M=3,9$  (рис. 1). На рисунке 3 эти процессы отразились в максимуме величины  $\lambda_1(f, \tau)$  в последние дни 2017 г. и в первый месяц 2018 г.

Следующий локальный максимум, отмеченный синей стрелкой предшествует асейсмическому опусканию СГП Лесное в марте-июне 2019 г.

## Заключение

Предложен подход к оценке напряжённо-деформированного состояния геологической среды на основе выделения синхронизации результатов измерений компонентов пространственного положения СГП с указанием частотных полос и временных интервалов, когда наблюдается коллективное поведение пунктов. Указанный подход использует спектральные методы многомерной статистики и реализован в виде алгоритма и программы на основе численно устойчивых процедур.

Алгоритм оценки эволюции максимального собственного числа спектральной матрицы применялся к многомерным рядам наблюдений трёх СГП в районе Большого Сочи. Частотно-временная зависимость  $\lambda_1(f, \tau)$ , выступающая в качестве интегрального критерия напряжённости земной коры в исследуемом районе, наиболее полно отражает сейсмический режим исследуемой территории при использовании полного набора горизонтальных и вертикальных компонент положения СГП.

Предложенный алгоритм может быть использован для комплексной обработки временных рядов разнородных геофизических измерений. Перспективность комплексного подхода в целях краткосрочного прогноза землетрясений отмечалась академиком В.Н. Страховым [Страхов и др., 2013].

Широкое развитие в последние годы международных сетей постоянных GNSS-пунктов даёт возможность использовать предложенную методологию для оценки напряжённо-деформированного состояния земной коры в различных сейсмически активных районах Земли.

Публикация подготовлена в рамках реализации государственного задания Южного научного центра РАН, № гос.регистрации проекта 01201354241 и контракта АО «Южморгеология» № 01/2018-04-ЮРЦ (03) «Ведение наблюдений за геофизическими и газо-гидрогеохимическими полями в пределах Азовской, Черноморской и Каспийской прибрежных зон Северо-Кавказского сейсмоактивного региона».

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Бабешко В.А., Калинчук В.В., Шестопалов В.Л.* Интегральный признак напряженно-деформированного состояния среды по данным GNSS-наблюдений // Наука Юга России. 2020. Т. 16. (1). С. 3–10.
2. *Бабешко В.А., Шестопалов В.Л., Глазырин Е.А., Шереметьев В.М.* Исследование сейсмической активности района Большого Сочи методами спутниковой геодинамики // Наука Юга России. 2019. Т. 15 (1). С. 3–11. doi: 10.7868/S25000640190101.
3. *Бабешко В.А., Евдокимова О.В., Бабешко О.М.* К проблеме физико-механического предвестника стартового землетрясения: место, время, интенсивностью // ДАН. 2016. Т. 466 (6). С. 664–669. doi: 10.7868/S0869565216060074.
4. *Гамбурцев Г.А.* Перспективный план исследований по проблеме «Изыскание и развитие прогноза землетрясений» // Развитие идей Г.А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука. 1982. С. 304–311.
5. *Любушин А.А. (мл.)* Многомерный анализ временных рядов систем геофизического мониторинга // Физика Земли. 1993. № 3. С. 103–108.
6. *Марпл С.Л.* Цифровой спектральный анализ и его приложения. М.: Мир. 1990. 584 с.
7. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 101 с.
8. *Страхов В.Н., Савин М.Г.* О научных основах краткосрочного прогноза землетрясений // Геофизический журнал. 2013. Т. 35 (2). С. 18–23.
9. *Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I. & Miachkin V.I.* Estimation of the size of earthquake preparation zones // PAGEOPH. 1979. V. 117. P. 1025–1044. <https://doi.org/10.1007/BF00876083>.
10. *Herring T.A., King R.W., Floyd M.A. and McClusky S.C.* GAMIT Reference. GPS Analysis at MIT. Manual Release 10.7. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology. 2018. 168 p. [http://geoweb.mit.edu/gg/GAMIT\\_Ref.pdf](http://geoweb.mit.edu/gg/GAMIT_Ref.pdf).
11. *Nicolis G., Prigogin I.* Exploring Complexity: An Introduction. W.H. Freeman, New York. 1989. 328 p.
12. *Press W.H., Flannery B.P., Teukolsky S.A., Vetterling W.T.* Numerical recipes. Cambridge Univ. Press, New York. 1992. 818 p.
13. *Scargle J.D.* Studies in astronomical time series analysis, Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced points // Astrophys. J. 1982. V. 263. P. 835–853.

## ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ БАЙКАЛЬСКОГО И ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОГО РИФТОВ

В.Н. Шумилов

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, vnshumilov@rambler.ru

Появление и существование всех форм рельефа земной поверхности обусловлено ходом эволюции земной коры. С горными хребтами и подобными им образованиями меньшего масштаба история их возникновения представляется достаточно определённой – они образуются в результате действий сил сжатия коры. Сжатие коры возникает, в основном, в результате увлечения земной коры медленными вязкими конвекционными мантийными потоками и передачи напряжения сжатия через тысячи километров твёрдой коры [Шумилов, Главные...]. Следует помнить, что кора не абсолютно твёрдая, она, хоть и слабо, но всё-таки текучая. Поэтому возникновение гор и плавных форм рельефа обусловлено и хрупкими деформациями (с землетрясениями), и плавным выдавливанием возвышенностей, холмов из сжатой выше предела прочности коры. Несколько сложнее дело обстоит с возникновением сил растяжения земной коры и возникновением рифтов.

Не подлежит сомнению, что на начальном этапе существования планеты Земля её кора была намного тоньше нынешней из-за гораздо большего потока тепла из глубин планеты через её поверхность в пространство и, соответственно, большего геотермического градиента – меньшей геотермической ступени. В настоящее время поток внутреннего тепла через поверхность (земную кору) составляет порядка  $0.06 \text{ Вт/м}^2$ , что при теплопроводности пород земной коры соответствует величине геотермической ступени порядка  $30 \text{ м/градус Цельсия}$ . Возможно, на каком-то этапе истории Земли из-за очень большого потока тепла через её поверхность, твёрдой коры вообще не было, земная поверхность была жидким расплавом земных пород. Такая возможность зависит от интенсивности потока тепла через земную поверхность. Большой поток, в свою очередь, определялся, в основном, скоростью выделения тепла вследствие падения на земную поверхность небесных тел различного размера во времена формирования планет Солнечной системы, в том числе, и Земли. Поток тепла через земную поверхность в пространство формировался и за счёт гравитационного разделения веществ разной плотности в составе небесных тел, падавших на поверхность Земли. А также за счёт радиационных распадов в недрах Земли.

При какой температуре поверхность планеты могла быть жидкой? Для того, чтобы земная поверхность была жидкой (из расплавленных горных пород), её температура должна быть порядка  $800 \text{ К}$ . Поверхность Солнца, имеющего радиус  $696\,000 \text{ км}$ , имеет температуру  $5800 \text{ К}$ , и излучает со своей поверхности мощность  $63\,000 \text{ кВт/м}^2$ . До орбиты Земли ( $150$  миллионов километров от центра Солнца) доходит солнечное излучение мощностью  $1.366 \text{ кВт/м}^2$  (в  $(R_{\text{орбиты Земли}}/R_{\text{Солнца}})^2$  меньше мощности излучения с поверхности Солнца). Известно, что интенсивность излучения пропорциональна 4-й степени температуры в  $\text{К}$ . Так что интенсивность излучения с чёрной поверхности, имеющей температуру  $800 \text{ К}$ , составляет  $N_{\text{солн.поверх}} \cdot (800/5800)^4 = 63\,000 \cdot 0.00036 = 22.8 \text{ кВт/м}^2$ . Чтобы с поверхности Земли излучалась такая мощность, надо, чтобы она обеспечивалась энергией падения на земную поверхность космических обломков с достаточной интенсивностью. Тепло за счёт гравитационного разделения веществ по плотности и радиационных распадов может быть учтено дополнительно. Сначала оценим средний поток тепла от падения космических обломков, обеспечивающий вычисленную тепловую мощность излучения с поверхности Земли.

Пусть эти обломки падали на поверхность планеты со средней скоростью порядка  $10\,000 \text{ м/сек}$  относительно поверхности (между 1-ой и 2-й космической скоростью). Будем считать, что их средняя плотность была порядка  $4500 \text{ кг/м}^3$ . Такая плотность обломков вполне могла обеспечить с учётом сжатия среднюю плотность вещества Земли порядка  $5500 \text{ кг/м}^3$ . При падении на поверхность Земли одного кубического метра космических обломков со скоростью  $V=10\,000 \text{ м/сек}$  выделялась энергия:

$$E = mV^2/2 = 4500 \text{ кг} \cdot 10^8 \text{ (м}^2/\text{сек}^2) = 4.5 \cdot 10^{11} \text{ Дж} = 4.5 \cdot 10^8 \text{ кВт} \cdot \text{сек}$$

Этой энергии хватит для излучения мощности  $22.8 \text{ кВт/м}^2$  на протяжении времени  $T$ :

$$T = E/N = (4.5/22.8) \cdot 10^8 \text{ секунд}, \approx 20 \cdot 10^6 \text{ секунд} \quad \text{или } 231 \text{ день (по } 86400 \text{ секунд),}$$

$$T = 0.634 \text{ года (по } 365 \text{ дней/год).}$$



Это то же самое, что выпадение на  $1 \text{ м}^2$  земной поверхности  $1/0.634 \text{ м} = 1.58 \text{ м}$  осадков из обломков небесных тел в среднем в течение года, или увеличение радиуса Земли на  $1.58 \text{ м}$  в год. Это очень большая интенсивность, очень большая скорость роста размеров Земли. При такой скорости увеличения радиус Земли должен был бы увеличиться на  $1000 \text{ км}$  с  $4000 \text{ км}$  ( $\sim 4/5$  от нынешнего радиуса Земли  $6371 \text{ км}$ ) до  $5000 \text{ км}$  всего лишь за  $633$  тысячи лет ( $1000\ 000/1.58$ ). Радиус Земли при такой скорости роста увеличился бы с половины до нынешнего размера приблизительно за  $2$  миллиона лет.

Если такая скорость увеличения радиуса Земли ( $1000$  километров за  $633\ 000$  лет) имела место, то поверхность Земли в то время совершенно точно была жидкой. Если же интенсивность выпадения обломков была меньше, то поверхность Земли никогда не была жидкой, хотя и была горячей. Такой результат получен при учёте только энергии падения на земную поверхность небесных обломков. Для точного расчёта следовало бы учесть интенсивность излучения Солнца, падающего на Землю ( $1.366 \text{ кВт/м}^2$ ). А также энергию, выделяющуюся при дифференциации вещества растущей Земли по плотности. Но из-за неопределённости в скорости роста Земли этот учёт не имел бы особого смысла.

Если Земля формировалась медленнее, чем мы предположили, то кора всегда была твёрдой, и никогда не была жидкой. Но в любом случае в начале истории Земли её кора была намного тоньше, поскольку поток тепла через поверхность был больше, геотермическая ступень была намного меньше. Так что породы недр имели достаточно большую пластичность (даже, возможно, были жидкими) на гораздо меньшей глубине, чем сегодня глубина нижней поверхности коры. Так, если поток тепла через земную поверхность в пространство был в  $10\ 000$  раз больше нынешнего (порядка  $0.6 \text{ кВт/м}^2$  вместо  $0.06 \text{ Вт/м}^2$ ), то геотермическая ступень, соответственно, была в  $10\ 000$  раз меньше. Кора тогда имела толщину порядка  $3$  метра (вместо  $30 \text{ км}$  нынешних). При такой толщине коры ( $3 \text{ м}$ ) большой перепад высот в разных местах коры невозможен. То есть, поверхность Земли в геологических масштабах была совершенно гладкой, горизонтальной, без существенных перепадов высот. Гораздо менее вязкие, чем сегодня, конвекционные потоки не могли существенно изменить эту картину. Вещество мантии и потоков из-за большей температуры было гораздо менее вязким, чем сейчас, более текучим. Поэтому разность высот земной поверхности в области восхождения (дивергенции) и нисхождения (конвергенции) конвекционных потоков была незначительной. Приблизительно такую же толщину имеют многолетние льды в Северном Ледовитом океане. Из-за большего потока тепла из глубин тепло успевало отводиться только при большой скорости конвекционных потоков. Это обеспечивалось тем, что недра имели несколько более высокую температуру, чем сегодня. Потоки становились почти такими же жидкими, как вода в обычных условиях. Вязкость практически всех жидких металлов и горных пород отличается от вязкости воды не более чем на порядок. Так что потоки увлекали плывущую по ним кору примерно с такой же силой, как движущаяся подо льдом вода увлекает этот лёд. Примем, что сечение восходящей части потока имеет величину порядка  $1/3$  (от всего сечения потока – восходящей, нисходящей и средней части). Тогда можно сказать, для обеспечения средней величины тепла, выводимого из недр порядка  $0.6 \text{ кВт/м}^2$ , достаточно, чтобы поток выносил к поверхности  $1.8 \text{ кВт/м}^2$ . Примем, что разность температур в восходящей и нисходящей части потока составляет  $1^\circ\text{C}$ , а теплоёмкость расплава составляет  $840 \text{ Дж/кг} \cdot \text{градус}$  [Теплоёмкость материалов...]. Тогда для подъёма из глубин более горячих масс, обеспечивающих отвод тепла из глубин в пространство, в размере  $1.8 \text{ кВт}$ , необходима соответствующая скорость восходящего потока. Для того, чтобы убедиться в действенности нашего метода оценки скорости конвекционных потоков в мантии Земли, оценим скорость нынешних конвекционных потоков, и сравним её с оценками других исследователей на основе известных скоростей движения тектонических плит.

По мере уменьшения потока тепла через земную поверхность увеличивалась геотермическая ступень, земная кора становилась всё толще. Земные недра становились всё более вязкими. Скорость конвекционных потоков уменьшалась. За счёт этого перепады высот земной поверхности становились всё больше. Это хорошо видно и измеримо на примере областей восхождения и нисхождения конвекционных потоков в настоящее время. Разность высот поверхностей над этими участками зависит от разности температур в восходящих и нисходящих объёмах. Чтобы оценить эту разность и не утонуть в деталях, примем, что мантия достаточно однородна, а температура по всей высоте и в восходящем, и в нисходящем потоке остаётся постоянной. В нижней зоне конвективных ячеек вещество конвекционного потока получает тепло, вверху отдаёт его, в конце концов, в окружающее пространство. На самом же деле, температура с глубиной повышается из-за адиабатического сжатия пород мантии (даже если бы не было глубинных источников тепла). Поэтому имеется в виду адиабатическая температура (повышающаяся при повышении давления за счёт

работы сжатия). Одинаковые по объёму столбы – части конвекционных потоков, усечённые конусы, в соответствии с законом Архимеда, оказывают примерно одинаковое давление на горизонтальную нижнюю поверхность под конвекционными потоками. Коэффициент термического объёмного расширения  $\beta$  втрое больше коэффициента линейного расширения  $\alpha$ . У базальта он приблизительно такой же, как у стекла:

$$\beta = 3\alpha = 3 \cdot 10^{-5} / 1^\circ\text{C}$$

Зная толщину конвекционного слоя (примем её равной толщине мантии 2900 км), коэффициент объёмного расширения вещества мантии  $\beta (=3 \cdot 10^{-5} / 1^\circ\text{C})$  и разность высот участков коры  $\Delta H = 4$  км, возникающую в результате всплывания более лёгкого (более нагретого) вещества в восходящем потоке, можем вычислить разность температур  $\Delta T$  в восходящем и нисходящем потоках, порождающую разность высот  $\Delta H$ , наблюдаемую в рельефе поверхности Земли:

$$\Delta T = \Delta V / (\beta * V) = (\Delta V / V) / \beta = (4/2900) / (3 \cdot 10^{-5} / 1^\circ\text{C}) \approx 46^\circ\text{C}$$

Здесь для упрощения было принято, что  $(\Delta V/V) \approx (\Delta H/H)$

Конвекционный поток где-то поднимается вверх, где-то движется вдоль нижней поверхности коры субгоризонтально, где-то опускается. Так что, в первом приближении, можно считать, что средний поток всего тепла обеспечивается подъёмом приблизительно 1/3 объёма. Тогда как 1/3 объёма опускается, а 1/3 остаётся на месте, и малая часть объёма перетекает от зоны подъёма потока к зоне опускания. Так что в месте подъёма тепловой поток через горизонтальное сечение втрое больше среднего и составляет не  $0.06 \text{ Вт/м}^2$ , а  $0.18 \text{ Вт/м}^2$  (чтобы обеспечить средние  $0.06 \text{ Вт/м}^2$ ).

Подсчитаем теперь, с какой скоростью должно двигаться мантийное вещество, чтобы обеспечить перенос глубинного тепла к нижней поверхности коры в вычисленном темпе. Для этого нам достаточно знать значение теплового потока в восходящей части  $Q (=0.18 \text{ Вт/м}^2)$  и теплоёмкость единицы объёма мантийного вещества  $C_v$ , переносящего тепло при своём перемещении:

$$C_v = (d * C_m) = 3000 \text{ кг/м}^3 * 840 \text{ (Дж/кг)/}^\circ\text{C}$$

$$Q = \Delta T * C_v * V_m = 46^\circ\text{C} * 2520000 \text{ Дж/м}^3 / 1^\circ\text{C} * V_m \text{ м/сек}$$

$$V_m \text{ [м/сек]} = Q / (\Delta T * C_v) = 0.18 \text{ ((Дж/сек)/м}^2 \text{ )} / (46^\circ\text{C} * 3000 \text{ кг/м}^3 * 840 \text{ (Дж/кг)/}^\circ\text{C})$$

$$V_m = 1.55 \cdot 10^{-9} \text{ м/сек} * 31\,536\,000 \text{ сек/год} \approx 0.049 \text{ м/год} \approx 4.9 \text{ см/год.}$$

$V_m$  — это скорость подъёма мантийного вещества, вычисленная по нашей схеме.

С какой скоростью движется поток на почти горизонтальном участке непосредственно под корой? Зная поток глубинного тепла через земную поверхность, разность температур в восходящей и нисходящей части конвекционного потока (разность высот), можно вычислить скорость движения конвекционных потоков под корой. Горизонтальная часть потока имеет намного большую площадь  $SH$ , чем сечение восходящего потока  $SU$ . Поэтому вертикальное сечение горизонтальной части потока намного меньше, чем горизонтальное сечение восходящей части. Поскольку поток непрерывен, скорость горизонтальной части  $VH$  больше  $V_m$

$$VH = V_m * SH / SU$$

Допустим,  $SH$  больше  $SU$  в 4 раза, тогда скорость горизонтальной части потока составит  $\sim 20$  см/год, что приблизительно соответствует скорости движения тектонических плит. Плиты движутся под действием конвекционных потоков, увлекающих эти плиты, под действием сил, скатывающих плиты по поверхностям, наклоненным от восходящей части потока к нисходящей, а также под действием сил со стороны других плит. Источником возможных расхождений наших оценок может быть расхождение нашего допущения о геометрии конвекционных потоков и их реальными размерами. Что касается того факта, что мы не использовали в явном виде значений вязкости конвекционных потоков, то величина вязкости задаёт разность высот восходящей и нисходящей части конвекционных потоков (действующую движущую силу), и их скорости. Нам удалось оценить

скорость конвекционных потоков в мантии Земли без знания значения коэффициента вязкости мантийных пород. Величина этого коэффициента неявно присутствует в зависимости скорости потока от разности высот восходящего и нисходящего участка потока.

Отсюда видна связь потока тепла из глубин, толщины коры и разностей её высот (в первую очередь для высоты земной поверхности над восходящей и нисходящей частью потока).

Кора в то время, когда она имела толщину порядка 3 метров, подобно арктическим льдам в Северном Ледовитом Океане, не могла иметь существенных разностей высот. Даже при разности высот восходящей и нисходящей части потока, равной приведённой нами, скорость в горизонтальной части потока должна была бы быть в 10 000 раз больше нынешней (для коры толщиной 3 м). Эта скорость (0.20\*10 000 метров/год) необходима для отвода в 10 000 раз большего потока глубинного тепла. На самом же деле, такая большая скорость потока возможна лишь при гораздо большей текучести недр, чем в настоящее время. Поскольку вязкость была намного меньше, то и движущая сила (разность высот коры над восходящей и нисходящей частью потока) была намного меньшей нынешней. То есть, разность температур в восходящей и нисходящей части потоков была намного меньше. Чтобы перенести указанное количество тепла при меньшей разности температур в начале и конце зоны передачи тепла от потока к коре, скорость потока должна была быть выше во столько раз, во сколько разность температур (разность высот) была меньше нынешней. Допустим, разность температур составляла 1°С вместо 46°С, полученных выше. Тогда, скорость потока под корой была уже не 2000 м/год, а 100 000 м/год (274 м/день, или 3 мм/сек). Разность температур в 1 градус соответствует разности высот восходящей и нисходящей части потока 100 метров вместо 4 километров. А разность высот определяет силу, движущую плиты, и напряжение сжатия в них. Такое напряжение сжатия было способно породить складки коры (горы) высотой не более 100 метров. Так что во времена больших потоков внутреннего тепла и, соответственно, тонкой коры больших разностей высот земной коры не могло быть.

Разность высот возвышенностей и их окрестностей над почти горизонтальной частью конвективных потоков зависит от силы сжатия коры. В тонкой коре, существование которой было обусловлено более высокой температурой недр, не могло быть очень больших напряжений из-за гораздо меньшей вязкости недр под корой (большей текучести). Даже при том, что скорость конвекционных потоков, обеспечивающих отвод глубинного тепла, была намного выше нынешних скоростей. Поскольку существовавшие тогда конвекционные потоки, возникающие с необходимостью в результате отвода тепла из глубин Земли, имели гораздо меньшую вязкость, чем нынешние (из-за большей температуры) и увлекали плавающую на их поверхности кору с гораздо меньшей силой.

Если в те времена, когда поток внутреннего тепла составлял порядка 0.6 квт/м<sup>2</sup>, а толщина коры была 3 метра, объём воды был уже сформирован, и вода была в жидком состоянии, т. е., температура водной поверхности, покрывающей земную кору, была не более 370 К, то земная кора всюду была практически горизонтальной, без больших перепадов. А потому земная кора была сплошь покрыта водой.

Убедительных свидетельств, что объём вод мирового океана мог существенно меняться, нет. Отсюда и следует вывод, что вся поверхность Земли из-за тонкой коры (без существенных перепадов высот поверхности твёрдой коры) была океаном. Вода покрывала всю поверхность Земли слоем порядка 2400 метров (при объёмах воды на всей Земле, равных нынешним объёмам). Даже без единого острова.

В настоящее время мировой океан занимает примерно 361 млн. кв. км из 510 млн. кв. километров всей поверхности нашей планеты.

Площадь суши, соответственно, составляет 149 млн. кв. километров.

Средняя глубина океана составляет примерно 3800 метров.

Средняя высота суши около 875 метров.

Какова была бы средняя глубина океана, если бы он покрывал поверхность **всей** Земли (при неизменном количестве воды в океане и при сравнительно малом количестве воды в виде рек и ледников на суше)? Это легко подсчитать:

$$H_{\text{среднее}} = (361 * (-3800\text{м}) + 149 * (+875\text{м})) / 510 = -2434 \text{ м.}$$

Дополнительный вклад в энергию, проходящую из глубин Земли через поверхность растущей Земли, даёт учёт тепла, выходящего из глубин Земли в результате опускания вниз более тяжёлых составляющих вещества Земли с вытеснением вверх более лёгких составляющих, а также учёт тепла от радиационных распадов. Можно оценить поток этого тепла, хотя бы с познавательной целью. В

настоящее время среднее содержание железа в земной коре составляет 4,7 % по массе. В мантии его содержание составляет 14% от массы мантии, в ядре – 86 % от массы ядра. Масса всей коры равна 0.473 от массы всей Земли. Масса мантии составляет 67% от массы Земли, а доля железного ядра составляет около 30 % от массы нашей планеты [Масса коры...; Масса мантии...].

В исходном состоянии железо и все остальные вещества достаточно равномерно перемешаны. В конечном состоянии железо оказывается полностью внизу, остальные вещества вверху. Потенциальные энергии исходного и конечного состояний можно подсчитать. Пусть это разделение произошло за время 4 миллиард лет. Разность энергий до разделения и после разделения железа и остального вещества пород Земли  $\Delta E$  за это время была излучена через поверхность Земли. Средняя интенсивность излучения именно этой энергии разделения фракций составляла:

$$N = \Delta E / (\text{время}) / \text{площадь поверхности}$$

Поток тепла через земную кору постепенно уменьшался, увеличивалась геотермическая ступень, а вместе с ней и толщина земной коры. Причём на нижней поверхности коры из конвекционных потоков оседали наиболее лёгкие и твердоплавкие составляющие. Так что средняя плотность коры всё больше отличалась от более тяжёлого вещества конвекционных потоков под ней. Увеличивалась вязкость мантийного вещества. В результате мантийные потоки с всё большей силой увлекали земную кору. Увеличивалась сила сжатия коры. Кора сминалась, появлялись валы, хребты большой протяжённости. Их высота постепенно увеличивалась, поскольку высота гор (возвышений) относительно окрестностей пропорциональна силе (напряжению) сжатия. Конвекционные потоки продолжали сжимать кору на всём протяжении участка от восхождения до нисхождения. В результате дрейфующая кора, образующаяся в зоне восхождения конвекционных потоков, заталкивалась под более лёгкие участки коры в зоне нисхождения потоков. Происходила субдукция. Под более лёгкие участки коры (с меньшей плотностью) в течение сотен миллионов лет продолжали заталкиваться всё новые участки коры (вместе с успевшими образоваться на них сравнительно лёгкими осадками), изначально порождавшиеся в области восходящих конвекционных потоков, и медленно движущиеся к месту субдукции. За счёт субдукции более лёгких слоёв под уже существующие участки более лёгкой коры в этих местах кора становилась всё толще. Поскольку она складывалась из более лёгких компонентов, её верхняя часть по мере утолщения коры всё больше поднималась над средним уровнем. И, наконец, появилась над водой. На Земле появилась суша. Возможно, сравнительно недавним поднятием суши из воды и объясняется факт отсутствия следов сухопутных животных и растений возрастом более 500 миллионов лет [Ученые нашли...; Ученые выяснили...].

Под сушей земная кора в результате заталкивания всё новых участков более лёгкой коры становилась всё толще. И в настоящее время толщина коры под сушей достигает сотен километров, тогда как толщина коры в зоне её образования составляет единицы километров. Участки толстой коры под сушей называют корнями гор или кратонами. В среднем земная поверхность над кратонами, состоящими из более лёгких пород, чем базальт океанической коры, возвышается над уровнем моря на несколько тысяч метров в зависимости от истории (толщины) различных кратонов. Горизонтальные размеры кратонов составляют тысячи километров.

Сегодня средняя толщина океанической коры составляет 7.5 км, а материковой — 36 км. В данном случае нас интересует материковая кора. Причём не вся кора, а её более лёгкая составляющая, объём более лёгкой составляющей. Если принять, что весь объём материковой коры имеет плотность гранитов ( $2800 \text{ кг/м}^3$ ), то, будучи равномерно распределёнными по поверхности всей Земли, более лёгкие породы, составляющие часть материковой коры, покрывали бы Землю слоем толщиной  $T = (36 \text{ км} * 149 \text{ млн км}^2) / (510 \text{ млн км}^2) = 10.5 \text{ км}$ .

Остановимся на вычисленной средней толщине коры в 10.5 км. Такая средняя толщина коры соответствовала бы при геотермическом градиенте порядка  $100^\circ\text{C/км}$  втрое — впятеро большему потоку глубинного тепла, чем нынешний поток через материковую кору. А также несколько большему, чем через изрядную часть океанической коры. Так что при тонкой коре вся Земля была покрыта сплошным океаном (даже без островов). Глубина океана поначалу была везде одинаковой, порядка 2400 метров. По мере увеличения толщины коры увеличивались и перепады высот поверхности земной коры. Иногда поверхность земной коры становилась выше уровня океана - появлялись острова – будущие материки. Среди океана появлялись всё большие площади суши. Тем самым уменьшалась площадь океана, и, соответственно, увеличивалась его глубина. Средняя глубина океана увеличилась до нынешних 4300 метров.

Отметим, что конвекционные мантийные потоки очень инерционны. Эта инерционность не столько динамическая (механическая), сколько термодинамическая. Действительно, кинетическая энергия механического движения сотен миллиардов кубических километров мантийного вещества,  
 $2.7(\text{тонны}/\text{м}^3) * 100 * (10^9 \text{км}^3) * (10^9 \text{м}^3/\text{км}^3) = 2.7 * 10^{20}$  тонн, движущихся со скоростью  
 $30 \text{ см}/\text{год} = 0.3 \text{ м}/\text{год} / (365 \text{ дней}/\text{год}) * (86400 \text{ секунд}/\text{день}) = 9.51 * 10^{-9}$  метр/секунду,  
 Механический импульс движения конвекционных потоков Земли =

$$P = 2.7 * 10^{20} * 9.51 * 10^{-9} \text{ тонн} * (\text{м}/\text{сек}) = 25.68 * 10^{12} \text{ тонн} * (\text{ м}/\text{сек}) = 25.68 * 10^9 \text{ тонн} * (\text{км}/\text{сек})$$

Кинетическая энергия этого движения

$$E = m * V^2 / 2 = (2.7 * 10^{20} \text{ тонн}) * (0.09 / 2 \text{ м}^2 / \text{сек}^2) = 12.15 * 10^{21} \text{ Дж}$$

Тогда как разность тепловых энергий  $\Delta E$  1 градус этого же количества вещества мантийных конвекционных потоков при изменении температуры этих масс ( $m = 2.7 * 10^{20}$  тонн при теплоёмкости базальта  $C_p = 840 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{°C})$ ) на 1 градус составляет:

$$\Delta E \text{ 1 градус} = m * C_p = 226.8 * 10^{24} \text{ Дж.}$$

То есть, тепловая инерция земных недр, выраженная в единицах энергии, в десятки тысяч раз больше кинетической энергии механического движения вещества конвекционных потоков. Поэтому для изменения расположения конвекционных потоков в недрах Земли необходима огромная энергия космических масштабов. Гораздо большую величину и значение имеет термодинамическая инерция. Она заключается в существовании источников тепла и тепловых потоков, порождаемых этими источниками тепла. С другой стороны, термодинамическая инерция определяется температурой и теплоёмкостью сотен миллиардов кубических километров пород мантии. Под воздействием сложившихся разностей удельных весов (разностей температуры) и существуют конвекционные потоки. Эти потоки имеют огромную инерцию – для их изменения – перераспределения температуры в глубинах Земли требуются сотни миллионов и миллиарды лет.

По мере уменьшения потока тепла через земную поверхность увеличиваются разности высот земной поверхности в зоне восхождения и нисхождения конвекционных потоков начинает проявляться спрединг, заключающийся в образовании новой коры в области дивергенции – в области вершин восходящих конвекционных потоков. Вершины потоков возвышаются над ниспадающими участками потоков и промежутками между восходящими и нисходящими участками. Образовавшаяся кора движется в сторону от вершины потока – от места над восходящим конвекционным потоком к месту нисхождения потока. Кора как бы соскальзывает с вершины потока к его подножию. Кроме соскальзывания по наклонной поверхности, кора ещё и увлекается вязким конвекционным потоком к месту нисхождения потока. Это направление совпадает с направлением скольжения по наклонной поверхности. Эти две силы и двигают образовавшуюся в области дивергенции кору в направлении участка конвергенции со скоростями порядка 10 см/год. Так происходит спрединг – расширение океанического дна. При этом на узкой полоске срединных океанических хребтов (СОХ) кора подвергается растяжению. На остальных частях океанического дна в результате его увлечения вязкими конвекционными потоками возникают напряжения сжатия. Эти напряжения особенно велики в зонах конвергенции. Напряжения так велики, что земная кора где-то сминается (возникают возвышения – горы), где-то кора заталкивается под другие участки коры – происходит субдукция.

В результате субдукции возникают огромные участки более толстой материковой коры. Причём эта кора не только толще, но и имеет намного меньший средний удельный вес по сравнению с другими участками коры. Так, удельный вес гранитов более толстой (материковой) коры порядка  $2.7 \text{ тонны}/\text{м}^3$ . Тогда как удельный вес базальтовой океанической коры порядка  $3.3 \text{ тонны}/\text{м}^3$ . В результате такого процесса дифференциации коры по удельному весу (плотности) в результате многомиллионной субдукции в океане базальтовой коры вырастают более лёгкие гранитные острова – материковая кора. Она имеет намного большую толщину, чем океаническая (200-300 км вместо 10-15). Более лёгкие и более тяжёлые участки коры «плавают» в очень вязкой, но всё-таки текучей в масштабе сотен тысяч лет в равновесии, то есть, в полном соответствии с законом Архимеда. Потому и возвышается материковая кора над океанической на километры. А участки земной коры, имеющие большую толщину, называют кратонами. Они располагаются над нисходящими участками конвекционных потоков. Поэтому (из-за толщины коры) геотермический

градиент на этих участках намного ниже, чем в области восходящих потоков. Эти образования достаточно легки и устойчивы. Поэтому и не увлекаются в центральные зоны Земли нисходящими потоками нижние слои кратонов (не плавятся и не уходят вниз).

Возрастающая высота земной поверхности над толстой частью кратонов приводит к тому, что верхние слои кратонов стремятся соскользнуть с вершин кратонов вниз. Этому стремлению препятствует вязкость земной коры и связь с соседними участками коры. Хотя вязкость и велика, движение верхних слоёв кратона по наклонной поверхности нижележащих слоёв медленно происходит. Действительно, из-за более высокой температуры текучесть нижележащих слоёв намного больше текучести верхнего слоя коры. Так что в масштабе сотен тысяч лет верхний слой соскальзывает по нижележащему слою без заметного сопротивления скольжению. Возникает сила растяжения пород. Сила растяжения равна силе скатывания, которая равна произведению веса участка коры, умноженному на  $\sin$  угла наклона.

$$F_e = P * \sin(\alpha = \text{угла наклона}) = (\rho * V) * \sin(\alpha) \approx (\rho * L * S) * (\Delta h / L) = \rho * (S * h).$$

Сила скатывания коры по склону кратона минимальна на нижнем участке соскальзывающего блока коры, и максимальна вблизи вершины кратона. Сила растяжения  $F_e$  равна весу участка коры, лежащего ниже по склону от точки рассмотрения. Напряжение растяжения  $G_e$  равно

$$G_e = \text{Сила растяжения} / \text{сечение} = F_e / S = \rho * (S * h) / S = \rho * h,$$

То есть, сила (приходящаяся на единицу площади сечения коры) равна весу столба пород высотой  $h$  (1 м) равна  $3000 \text{ кг/м}^3 * 9.8 \text{ м/сек}^2 * 1 \text{ метр} = 29400 \text{ (кг*м/сек}^2\text{)}/\text{м}^2 = 0.294 * 10^5 \text{ Па}$

Так что склоны кратона потихоньку сползают с вершины кратона. Иногда плавно, иногда с землетрясениями. Поскольку земные породы могут оказывать гораздо меньшее сопротивление растяжению, чем сжатию, землетрясения в районах с напряжением растяжения имеют гораздо меньшую энергию, чем в районах с напряжением сжатия. По той причине, что энергия разрядки напряжения приблизительно пропорциональна величине предела прочности на сжатие или растяжение.

Оценим силу, скатывающую более вязкую верхнюю часть коры над кратоном по более текучему слою коры, расположенному непосредственно под верхним вязким слоем. И, соответственно, напряжение растяжения. Достаточно ли велико напряжение растяжения, чтобы разорвать земную кору на каком-то участке при превышении предела прочности пород коры на растяжение.

Пределы прочности горных пород при сжатии, скалывании и растяжении.

Гранит, габбро, диабаз порядка  $\delta$  растяж  $\sim 140 * 10^5 \text{ Па}$

[Основные физико-механические...].

$\delta$  сжатия приблизительно в 20 раз больше.

Так что напряжение на разрыв, разрывающее породу без дефектов, достигается при высоте столба  $!40/0.294 \approx 476$  метров.

Тогда как высота столба, разрушающегося при сжатии, составляет в 20 раз больше, т. е., порядка 10 км.

Так что разрыв коры на склоне кратона возможен уже при разности высот в 500 метров.

Этим и обеспечивается образование рифтов на склонах кратонов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Шумилов В. Н. Главные движущие силы землетрясений, дрейфа континентов и горообразования. Прогнозирование землетрясений и спусковые силы. <http://www.astronet.ru/db/msg/1213453>
2. Теплоемкость материалов (справочные данные) <https://www.center-pss.ru/st/st62.htm>
3. Масса коры Земли [https://www.google.com/search?sxsrf=ALeKk03eBwhAuROPyh90VtWH6LKSAFzmIlg%3A1589564488429&ei=SNSXsbqGemCk74PpGNyA&q=%D0%BC%D0%B0%D1%81%D1%81%D0%B0+%D0%BA%D0%BE%D1%80%D1%8B+%D0%97%D0%B5%D0%BC%D0%BB%D0%B8&oq=%D0%BC%D0%B0%D1%81%D1%81%D0%B0+%D0%BA%D0%BE%D1%80%D1%8B+%D0%97%D0%B5%D0%BC%D0%BB%D0%B8&gs\\_lcp=CgZwc3ktYWIQAziECCMQJzoECAAQRzoHCCMQs](https://www.google.com/search?sxsrf=ALeKk03eBwhAuROPyh90VtWH6LKSAFzmIlg%3A1589564488429&ei=SNSXsbqGemCk74PpGNyA&q=%D0%BC%D0%B0%D1%81%D1%81%D0%B0+%D0%BA%D0%BE%D1%80%D1%8B+%D0%97%D0%B5%D0%BC%D0%BB%D0%B8&oq=%D0%BC%D0%B0%D1%81%D1%81%D0%B0+%D0%BA%D0%BE%D1%80%D1%8B+%D0%97%D0%B5%D0%BC%D0%BB%D0%B8&gs_lcp=CgZwc3ktYWIQAziECCMQJzoECAAQRzoHCCMQs)

AIQJ1CqUFjLWGDGbWgAcAF4AIABmgGIAaEckgEDMC4ymAEAoAEBqgEHZ3dzLXdpeg&scient=psyab&ved=0ahUKEwjGrriVtbbpAhVpwcQBHadwAwwQ4dUDCAw&uact=5

4. Масса мантии Земли

[https://www.google.com/search?sxsrf=ALeKk0015eAHBBn3a5f1kO\\_moGbp14Lntg%3A1589564503692&ei=V9SXpfcKYCHk74PwKwA0&q=%D0%BC%D0%B0%D1%81%D1%81%D0%B0+%D0%BC%D0%B0%D0%BD%D1%82%D0%B8%D0%B8+%D0%97%D0%B5%D0%BC%D0%BB%D0%B8&oq=%D0%BC%D0%B0%D1%81%D1%81%D0%B0+%D0%BC%D0%B0%D0%BD%D1%82%D0%B8%D0%B8+%D0%97%D0%B5%D0%BC%D0%BB%D0%B8&gs\\_lcp=CgZwc3ktYWIQAzICCAA6BAgAEEc6BQgAEM0COgQIABANUJngYlj8jGNgZ5jaABwAXgAgAGrAYgBygmSAQMwLjiYAQCgAQGqAQnd3Mtd2l6&scient=psyab&ved=0ahUKEwjX49uctbbpAhWAww8QBHcDXD9gQ4dUDCAw&uact=5](https://www.google.com/search?sxsrf=ALeKk0015eAHBBn3a5f1kO_moGbp14Lntg%3A1589564503692&ei=V9SXpfcKYCHk74PwKwA0&q=%D0%BC%D0%B0%D1%81%D1%81%D0%B0+%D0%BC%D0%B0%D0%BD%D1%82%D0%B8%D0%B8+%D0%97%D0%B5%D0%BC%D0%BB%D0%B8&oq=%D0%BC%D0%B0%D1%81%D1%81%D0%B0+%D0%BC%D0%B0%D0%BD%D1%82%D0%B8%D0%B8+%D0%97%D0%B5%D0%BC%D0%BB%D0%B8&gs_lcp=CgZwc3ktYWIQAzICCAA6BAgAEEc6BQgAEM0COgQIABANUJngYlj8jGNgZ5jaABwAXgAgAGrAYgBygmSAQMwLjiYAQCgAQGqAQnd3Mtd2l6&scient=psyab&ved=0ahUKEwjX49uctbbpAhWAww8QBHcDXD9gQ4dUDCAw&uact=5)

5. Ученые нашли первое сухопутное животное <https://vz.ru/news/2020/1/17/1018708.html>

6. Ученые выяснили, когда суша покрылась первыми растениями <https://solo7.biz/?pc=mi3ggngjrgi5dcnjwgaxtcnlchezwknzuvfvrngmtgfu2gcolbfu4gcy3efvstimlbgjrwgztbgnrtklzxm2tqzlegu3s2mrug4zc2nbymize2ytchbtc2nzvg44ginrugi2weobyf4ztmmjuhaysnznheytsyrnqrqtcmbnha2gczjngyytqmzqgfrdknbzmjra> А

7. Основные физико-механические свойства горных пород. Таблица 5. Пределы прочности горных пород при сжатии, скалывании и растяжении [https://studbooks.net/1786974/geografiya/osnovnye\\_fiziko\\_mehanicheskie\\_svoystva\\_gornyh\\_porod](https://studbooks.net/1786974/geografiya/osnovnye_fiziko_mehanicheskie_svoystva_gornyh_porod)

8. Ученые – Земля в прошлом была сплошным океаном <http://rusjev.net/2020/03/03/uchenyie-zemlya-v-proshlom-byila-sploshnyim-okeanom/>

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГРАДИЕНТНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ГРАНИЦ НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД УКРАИНСКИМ ЩИТОМ

Л.А. Шумлянская, П.И. Пигулевский, Ю.И. Дубовенко

Институт геофизики НАН Украины им.С.И.Субботина, Киев, Украина, lashum@ukr.net

Использование градиентного анализа в геофизике имеет давнюю историю. В сейсмологии еще в 1969 году Johnson выделил границы в мантии по точкам перегиба одномерной скоростной кривой, полученные в результате градиентного анализа [Johnson, 1969]. Такой подход был нами использован для выделения границ по скоростной сейсмотомографической модели. Полученные путем трансформации первые и вторые производные кривых скорости  $V_p$  отражают различные свойства мантийного субстрата, и позволят приблизиться к пониманию природы мантии.

В качестве начальной модели использована 3D P-скоростная модель мантии под Украинским щитом (УЩ), представленная в работах [Гейко и др., 2005; Шумлянская и др., 2014]. Данная модель была построена по методу Тейлорового приближения для задачи сейсмической томографии, разработанного В.С.Гейко в институте геофизики НАН Украины [Гейко, 2004]. Сейсмотомографическая модель представляет собой набор одномерных скоростных кривых, полученных в результате обращения годографов. Совокупность этих кривых составляет квази-трехмерную модель.

Для построения годографов методом приближения Тейлора были использованы исходные данные о временах прихода первых вступлений P-волн от землетрясений с магнитудой  $\geq 4.5$ . Данные по первым вступлениям P-волн взяты из сейсмологических бюллетеней Международного сейсмологического центра ISC с 1970 г. Одномерные годографы формируются по выбранному региону путем выборки значений время-расстояние из общего поля времён, которое представлено в формате средней точки по заданной прямоугольной области, охватывающей каждую отдельную тектоническую структуру Украинского щита.

Для построения годографов [Гейко и др., 2005], было использовано общедоступный Сейсмологический бюллетень Международной сейсмологической службы ISC с 1970 года по 2012 год. Для УЩ, территория которого находится в малосейсмичной зоне, а это значит, что количество первичного материала крайне мало для построения годографов. Кроме того, количество сейсмических станций незначительно, их расположение неравномерное, что еще более ухудшает ситуацию со сбором первичного материала. На сегодняшний день сейсмическая сеть Института геофизики НАН Украины составляет 27 станций, из которых 20, расположены в Карпатском регионе. Необходимое количество станций для оптимальной сети должна составлять 137 станций [Burmin et al., 2020].

## Методика

Множество скоростных кривых (квази-3D модель) таково, что каждая скоростная кривая в нем характеризует некоторый объем геологической среды, приписывая значения скорости каждой точке внутри данного объема. Одномерные скоростные кривые, составляющие сейсмотомографическую модель мантии УЩ, получены в результате обращения сейсмических годографов рефрагированных P-волн. Это накладывает определённые ограничения на полученные решения. Ведь все существующие методы решения обратных кинематических задач, в том числе метод приближения Тейлора, основаны на представлениях геометрической сеймики [Артемов, 2012]. В соответствии с ее положениями, условия применимости методов и их разрешающую способность определяют ограничения, которым должны удовлетворять упругие среды. В первую очередь, это отношение длины волны возмущения к характерным размерам неоднородностей среды. Рассмотрение достаточных условий проводится на основе представлений об объемах Френеля. Данные условия заключаются в том, что параметры среды, а также параметры волны (амплитуда и градиент фазы) не должны заметно изменяться в поперечном сечении объема Френеля. Это означает, что минимальный размер выделяемых особенностей не может быть меньше объема Френеля [Кравцов, Орлов, 1980]. Именно исходя из этого главного ограничения, мы подбирали исходные материалы и способы их первичной обработки.



Для большинства сильных землетрясений периоды продольных волн  $T_p$  имеют значения 5-10 с [Саваренский, 1952]. Приблизительная длина  $\lambda$  волны возмущения рассчитывается как  $\lambda = v \cdot T_p$ , где  $v$  – скорость волны;  $T_p$  – период.

В качестве основы для расчета длины волны взята модель IASP-91 как одна из популярных и известных моделей [Kennett, 1991]. На глубинах 0-700 км длина волны колеблется в пределах 30-50 км. Это даёт нам приблизительную оценку разрешающей способности лучевого метода сейсмической томографии, в том числе приближения Тейлора. Поэтому на первом этапе анализа скоростных кривых была проведена процедура фильтрации в соответствии с длиной волны для устранения возможных искусственных аномалий и флуктуаций, созданных вследствие работы алгоритма обращения годографа в скоростную кривую. Такую процедуру мы называем сглаживанием кривой  $V_p$  с шагом, соизмеримым с длиной волны. Он равен длине волны 30 км - для глубин 0-200 км (литосферы), 50 км для глубин 200-700 м.

Таким образом, на первом этапе перед анализом кривизны скоростных кривых по значениям их градиентов производится сглаживание с соответствующими длинами волн. Границы мантийных неоднородностей определяются по экстремумам первого градиента скоростной кривой [Pigulevskyy et al., 2019]. Полученные аномалии градиента кривой  $V_p$  показывают участки с разным ускорением скорости (в соответствии с физическим смыслом градиента) на тех или иных участках верхней мантии.

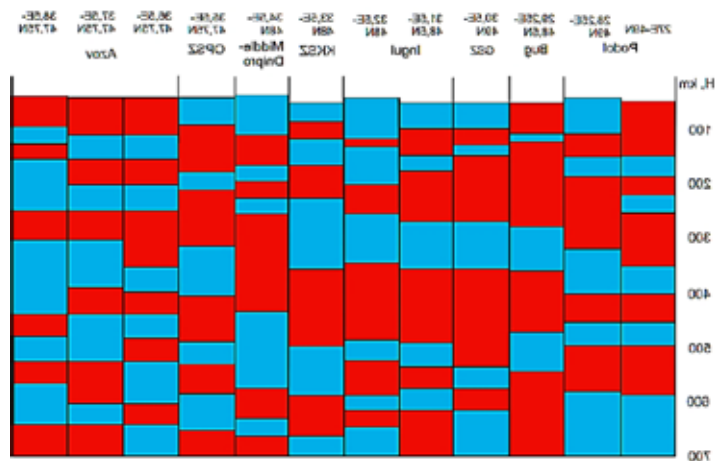
В пределах каждого интервала с одинаковым значением ускорения мы предполагаем наличие аномалии мантийного вещества (слоя) предположительно одинаковой природы. Точки перегиба второго градиента  $V_p$ , определяемые по экстремумам градиентной кривой  $\text{grad}(\text{grad}V_p)$ , показывают точки максимума и минимума градиентной кривой  $\text{grad}V_p$ . Это даёт нам важную дополнительную информацию о локальных вариациях скоростей в мантии – с глубиной и по латерали. Физический смысл второго градиента можно трактовать как зональное распределение мантийных аномалий, а точки максимума и минимума второго градиента указывают глубины расположения максимума и минимума мантийной аномалий, выделяемой внутри мантийных границ, выделенных по первому градиенту [Pigulevskyy et al., 2019].

По указанной методике рассчитаны кривые скоростей  $V_p$  и градиентов скоростей для основных тектонических структур УЩ вдоль сводного профиля А-А1. Этот профиль пересекает Подольский и Бугский мегаблоки, Голованевскую шовную зону, Ингульский мегаблок, Криворожско-Кременчугскую шовную зону, Среднеприднепровский мегаблок, Орехово-Павлоградскую шовную зону и Приазовский мегаблок. Каждый вертикальный столбец в пределах выделенного блока имеет привязку к центральной географической координате и представлен 1D скоростной кривой  $V_p$ .

Метод градиентного анализа кривых известен нам из математического анализа и широко применяется в как в геофизике, так и в других дисциплинах. Теоретическое трактование градиентного анализа (Фихтенгольц, 1964) показывает варибельность его использования, а также исходящие из него различные варианты визуализации полученных результатов.

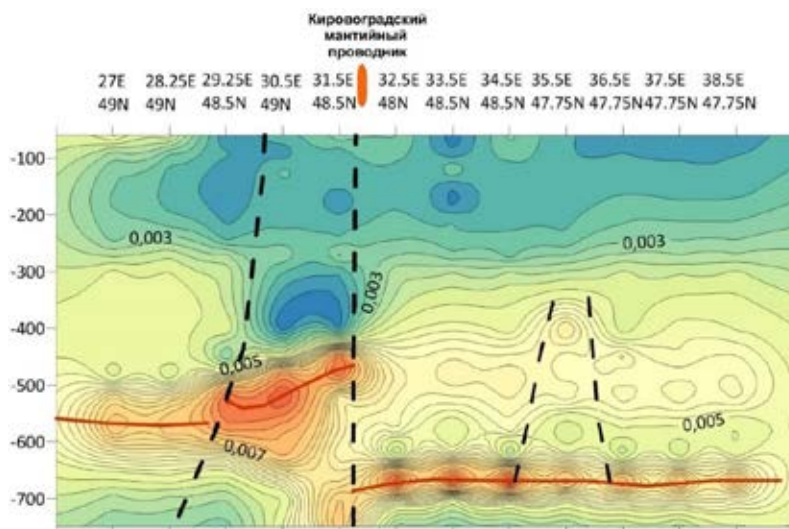
Результатом градиентного анализа могут быть как численная матрица, так и матрица векторов, показывающая направления изменения значений. Проиллюстрируем возможности разных видов визуализации градиентного анализа, что позволит выделить разные особенности строения скоростной матрицы, и как результат повышение вариантов для интерпретации.

Первый вариант (рис.1) [Pigulevskyy et al., 2019] построенные по перегибам кривых градиента скоростных кривых  $\text{grad}V_p$  и дополненные  $\text{grad}(\text{grad}V_p)$ . Такое представление сопоставимо с общепринятыми границами в мантии, выделенными сейсмологическими методами как по скачкам скорости, так и по прекурсорам различных фаз отражений PP, SS и др. [Johnson, 1969; Deuss et al., 2013].



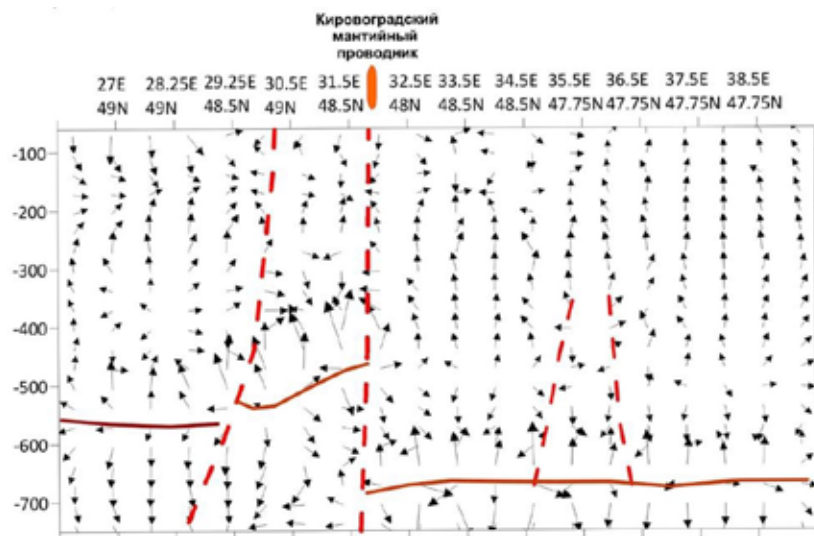
**Рис. 1.** Схема распределения мантийных неоднородностей вдоль профиля А-А1, полученных по первым производным градиентов скоростей  $V_p$  Р-волн (границы неоднородности); красным и синим цветом показаны соответственно максимальное и минимальное значение градиента второго уровня  $\text{grad}(\text{grad} V_p)$

Еще один вид представления результатов градиентного анализа – визуализация численной матрицы. Матрица, показывающая изменения численных значений градиента по профилю А-А1, получена в результате расчета градиента кривой  $V_p$  в каждой точке были преобразованы из набора 1D моделей в 2D при помощи программного комплекса SURFER. Субвертикальные границы, хорошо выделяемые по значительным смещениям максимумов аномалий градиента скорости, нами рассматриваются как тектонические нарушения. (рис. 2).



**Рис. 2.** 2D модель распределения значений первой производной градиентов скоростей  $V_p$  вдоль профиля А-А1, полученных по первым Р-волн: красным цветом показаны оси максимальных значений первой производной градиентов скоростей ( $\text{grad} V_p$ ); черным пунктиром – субвертикальные разломы в верхней мантии

Представление градиентов в виде векторов (рис.3) дает возможность показать направления изменения поля градиентов скоростей. Само представление в виде векторов наталкивает на аналогию с конвекционными ячейками в которых показаны направления движения вещества. Такое представление имеет смысл, поскольку только при наличие градиентов любого физического или химического параметров возникает движение вещества. Поэтому мы считаем, что такая визуализация поля градиентов скоростей является полезной при интерпретации.



**Рис. 3.** 2D модель распределения векторов первой производной градиентов скоростей  $V_p$  вдоль профиля A-A1, полученных по первым P-волн: линия красного цвета показывает оси максимальных значений первой производной градиентов скоростей ( $\text{grad}V_p$ ); черным пунктиром – субвертикальные разломы в верхней мантии

## Выводы

Метод градиентного анализа дает возможность провести обработку первичных данных с целью получения в результате трансформации различные варианты визуализации. Разнообразное представление градиентного поля, в цифровом виде или векторном, дает возможность интерпретировать различные аспекты скоростной модели мантии.

Первое представление (рис. 1), показывает распределения мантийных неоднородностей, выделенных по перегибам первых производных, привязанных к тектоническим блокам УЩ,  $\text{grad}V_p$ . На схему также вынесены значения вторых производных скоростных кривых  $\text{grad}(\text{grad}V_p)$ , которые показывают точки их максимума и минимума. Такое представление передает расположение общепризнанных мантийных границ, дополненное вторыми производными. В пределах каждого интервала с одинаковым значением ускорения мы предполагаем наличие аномалии мантийного вещества (слоя) предположительно одинаковой природы. Физический смысл второго градиента можно трактовать как зональное распределение мантийных аномалий, а точки максимума и минимума второго градиента указывают глубины расположения максимума и минимума мантийной аномалий, выделяемой внутри мантийных границ, выделенных по первому градиенту.

Цифровое представление в виде изолиний (рис. 2) аномалий первой производной скоростных кривых  $\text{grad}V_p$  в изолиниях дает возможность более четко выделить топо-морфологические особенности расположения мантийных границ с последующей их геодинамической интерпретацией. Так, наша интерпретация резкого скачка границы верхней и средней мантии по Голованевской шовной зоне состоит в том, что данная зона показывает две различные по своей активности зоны геодинамического взаимодействия континентальных областей. Восточная часть мантии под УЩ, восточнее Голованевской шовной зоны, представлена границей между верхней и средней мантией на глубине 670 км, что показывает не значительную активность физико-химических взаимодействий в мантии. В то же время западная часть мантии под Подольским и Волынским мегаблоками представлена границей на глубине 550 км, что показывает ее более активное состояние при взаимодействия мантийных сегментов в геологическом прошлом, что и привело к поднятию раздела между верхней и средней мантией. В зоне «перехода» граница нижней мантии имеет резкий подъем до 490 км, показывая на глобальную зону срыва и характер контакта между различными по мнению [Тараканов и др., 2014] геодинамическими мантийными областями.

Векторное изображение (рис. 5) дает возможность показать квазидинамическую картину. Поскольку перемещение вещества возможно только при наличии градиентов любых характеристик, то данное представление в векторах изменения градиентов скоростей имеет косвенное отношение к перемещению

мантийного вещества. Сама скорость – это интегральная характеристика, ее значение зависит от множества параметров: температура, состав, давление, физическое состояние и т. д. Но, как уже было сказано, перемещение вещества возможно только при наличии градиентной среды. Градиент скорости такой же интегральный параметр, как и скорость, а изменение любого из параметра может привести к перемещению вещества, поэтому скорость и ее градиент показывает не только статическую, но динамическую составляющую.

Таким образом, различные инварианты визуального представления градиентов скоростной модели помогает интерпретатору наиболее полно представить картину мантийного вещества как в статическом, так и в геодинамическом виде.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Артемов А.Е.* Физические основы сейсморазведки. Саратов:Наука, 2012, 56с.
2. *Гейко В.С., Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н.* Трехмерная скоростная модель верхней мантии Сарматии (юго-запад ВЕП) // Геоф. журн.- 2005. Т. 27 (6). С. 927–939.
3. *Гейко В.С.* Общая теория сейсмической томографии времен пробега // Геофиз. Журнал. 2004. 2. С. 3-32.
4. *Кравцов Ю.А., Орлов Ю.И.* Геометрическая оптика неоднородных сред. Москва:Недра, 1980. 304 с.
5. *Саваренский Е.Ф.* Об углах выхода сейсмической радиации и некоторых смежных вопросах. Труды Геофиз. ин-та АН СССР. 1952. Т. 142 (6). С. 1-109.
6. *Тараканов Р.З., Веселов О.В.* Полиморфные превращения в верхней мантии для различных тектонических зон. //Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. Т. 23 (1), С. 58-68.
7. *Шумлянская Л.А., Трипольский А.А., Цветкова Т.А.* Влияние скоростной структуры коры на результаты сейсмической томографии Украинского щита // Геофиз. журнал. 2014. Т. 36 (4). С. 95-117.
8. *Фихтенгольц Г. М.* Курс дифференциального и интегрального исчисления. Т. 2. Москва: Гостехиздат, 1964. 566 с.
9. *Burmin V. Y., Shumlianska L. A.* Design of the Optimal Seismological Network in Ukraine// Pure and Applied Geophysics, 2020, <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02453-9>
10. *Deuss A., Andrews J., Day E.* (2013). Seismic observations of mantle discontinuities and their mineralogical and dynamical interpretation. In: S.-I. Karato, (Ed.), Physics and Chemistry of Deep Earth. P. 287–323. USA: Wiley.
11. *Kennett, B.L.N.* (Compiler and Editor). (1991). “IASPEI 1991 Seismological Tables.” Bibliotech, Canberra, Australia, 167 pp. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00863.x>.
12. *Johnson L. R.* (1969). Array measurements of P velocities in the lower mantle. Bull. of Seismol. Soc. of America, 59(2), 973–1008.
13. *Pigulevskiy P.I., Shumlianska L.A., Dubovenko Yu.I., Svystun V.K.,* 2019. The mantle disruptions by P-waves velocity gradients analysis under East of Ukrainian Shield. 18th Int. Conference on Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects, Kyiv, Ukraine, May 13–16. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902151>. Pp. 688-693. <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=98574>

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие .....	3
100 лет первому тектонофизику России, Михаилу Владимировичу Гзовскому.....	5
<b><u>РАЗДЕЛ 1. ЛЕКЦИИ</u></b>	
<i>Петров В.А.</i> Тектонофизика и прогноз рудных месторождений: достижения и новые перспективы .....	13
<i>Ребецкий Ю.Л.</i> Методы изучения природных напряжений и деформаций: Результаты и перспективы.....	20
<i>Семинский К.Ж.</i> Тектонофизика разломообразования в литосфере: результаты многолетних исследований и перспективы развития иркутской тектонофизической школы .....	32
<i>Сим Л.А.</i> Взаимосвязь неотектоники и тектонофизики.....	40
<i>Умурзаков Р.А., Турапов М.К.</i> Основные направления развития, состояние и перспективы тектонофизических исследований в Узбекистане .....	48
<i>Фролова Н.С., Читалин А.Ф., Кара Т.В.</i> Широкие сложнопостроенные зоны сдвига: методика аналогового моделирования на примере Баимской рудной зоны .....	56
<i>Яковлев Ф.Л.</i> Проблема складкообразования, современное ее состояние и перспективы развития исследований.....	64
<b><u>РАЗДЕЛ 2. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ И ГЕОДИНАМИКИ</u></b>	
<i>Баранов А.А., Бобров А. М., Чуваев А.В.</i> Влияние реологии мантии на поле скоростей течений и динамическую топографию поверхности для трехмерной сферической модели Земли .....	79
<i>Баренбаум А.А.</i> Тектонофизика взаимодействия галактических комет с планетами земной группы.....	86
<i>Бирючева Е.О., Трубицын В.П.</i> Деформации и напряжения в океанических плитах .....	93
<i>Бялко А.В., Кузьмин М.И.</i> Бомбардировка планет земной группы осколками образования Луны .	98
<i>Копп М.Л.</i> Кинематически асимметричное горизонтальное растяжение и его влияние на региональные и глобальные структурные рисунки .....	101
<i>Кузьмин Ю.О.</i> Геодинамические полигоны в решении фундаментальных проблем геодинамики и перспективы их сопряжения с региональными тектонофизическими исследованиям .....	108
<i>Молчанов А.Б., Гордеев Н.А.</i> Фильтрация ложных линеаментов при реконструкции сдвиговых тектонических напряжений в по «SimSgm» .....	116
<i>Родкин М.В.</i> О тектонофизических моделях глубоких землетрясений.....	119
<i>Хачикян Г.Я.</i> К вопросу о лито-космической погоде .....	124
<i>Чанышев А.И., Абдулин И.М.</i> Определение напряженно-деформированного состояния поверхности массива пород по заданным на ней вектору напряжений Коши и вектору смещений.....	130

### **РАЗДЕЛ 3. СОСТОЯНИЕ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

<i>Баталева Е.А.</i> Активные разломы в структуре БП и их отражение в электромагнитных параметрах. ....	139
<i>Казарян К.С., Бурмин В.Ю.</i> Временные вариации преобладающих подвижек блоков Джавахетского нагорья. ....	147
<i>Каменев П.А.</i> Комплексный геофизический мониторинг южной части Центрально-Сахалинского разлома. ....	154
<i>Каменев П.А.</i> О результатах моделирования напряжений в окрестности активного разлома. ....	159
<i>Леонов М.Г., Кочарян Г.Г., Ревуженко А.Ф., Лавриков С.В.</i> Тектоника разрыхления – фундаментальное явление в системе преобразования структуры земной коры. ....	165
<i>Лермонтова А.С.</i> Математическое моделирование поля напряжений внутри зоны сдвига. ....	172
<i>Непеина К.С.</i> Анализ связности и активности разломных структур Тянь-Шаня (на примере Кочкорской впадины). ....	179
<i>Парфенюк О.И.</i> Особенности постколлизийной эволюции областей внутриконтинентальных надвигов. ....	184
<i>Татаурова А.А., Стефанов Ю.П.</i> Влияние прочностных параметров на деформационную картину складчато-надвиговых поясов. ....	189

### **РАЗДЕЛ 4. ТЕКТОНОФИЗИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК**

<i>Блинова С.А., Добрынина А.А., Саньков А.В., Саньков В.А.</i> Глубинное строение осадочного чехла сибирской платформы района Ковыктинского газоконденсатного месторождения по данным микросейсмического профилирования. ....	197
<i>Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А., Тверитинова Т.Ю., Тверитинов А.Ю.</i> Деформационный механизм структурно-тектонического контроля эндогенного рудообразования. ....	203
<i>Жирова А.М., Жиров Д.В.</i> Техногенная сейсмичность рудников Хибин и солнечно-лунные циклы. ....	215
<i>Жуков В. С. Кузьмин Д. К.</i> Оценка геодинамического состояния месторождений УВ с учетом изменения петрофизических параметров в процессе разработки. ....	220
<i>Злобина Т.М., Петров В.А., Прокофьев В.Ю., Лексин А.Б., Мурашов К.Ю., Котов А.А.</i> Тектонофизика и флюидодинамика процессов рудообразования месторождений золота в сейсмическом режиме. ....	227
<i>Кузин А.М.</i> Вещественно-структурные особенности строения месторождений флюидного генезиса и возникновение сейсмичности. ....	234
<i>Ловчиков А.В.</i> Самоподобие сейсмического процесса на разных масштабных уровнях в условиях шахтной сейсмичности. ....	241
<i>Хачай О.А., Хачай О.Ю.</i> Акустический мониторинг зон аномальных напряжений определение их положений, поверхностей, оценка катастрофического риска. ....	246

## **РАЗДЕЛ 5. КАВКАЗСКИЙ СЕГМЕНТ АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

<i>Маринин А.В.</i> Структурные рисунки малых дизъюнктивных форм Северо-Западного Кавказа . . .	255
<i>Микляев П.С., Суханова Т.В., Петрова Т.Б., Макеев В.М., Гордеев Н.А., Коробова И.В.</i> Новейшая тектоника и геодинамика поднятия Бештаугорского массива (Кавказские Минеральные Воды).....	261
<i>Расцветаев Л.М., Маринин А.В.</i> Крымско-Копетдагская шовно-складчатая система: строение, тектодинамические условия формирования и место в позднеальпийской структуре Юго-Западной Евразии .....	268
<i>Тверитинова Т.Ю.</i> Положение и тектодинамика формирования мезозойско-кайнозойских инъективных структур Большого Кавказа и Горного Крыма.....	276
<i>Тверитинова Т.Ю., Белобородов Д.Е.</i> Структурная обусловленность грязевого вулканизма Таманского полуострова .....	284
<i>Трихунков Я.И., Кенгерли Т.Н., Бачманов Д.М., Фролов П.Д., Шалаева Е.А., Латышев А.В., Попов С.В., Симакова А.Н., Идрисов И.А., Алиев Ф.А.</i> Четвертичный орогенез Юго-Восточного Кавказа: амплитуды, скорости, вероятные причины (на основе изучения акчагыльских морских отложений и континентальных моласс) .....	292
<i>Трифонов В.Г., Симакова А.Н., Соколов С.Ю., Тесаков А.С., Челик Х.</i> Интенсивное четвертичное поднятие горных стран и его причины.....	303

## **РАЗДЕЛ 6. ЦЕНТРАЛЬНАЯ И ВЫСОКАЯ АЗИЯ**

<i>Алексеев Р.С.</i> Модель эволюции литосферы Тибета .....	309
<i>Ибрагимов Р.С., Ребецкий Ю.Л., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А.</i> Реконструкция современного напряженного состояния земной коры территории Узбекистана по данным сборного каталога механизмов очагов землетрясений .....	312
<i>Изюмов С.Ф., Фаттахов Е.А., Панфилова Т.В.</i> Спектрально-временной анализ деформационных процессов разломных зон Копетдага .....	319
<i>Корженков А.М., Корженкова Л.А., Стрельников А.А.</i> Неизвестные исторические землетрясения вдоль зоны Культорского краевого разлома, Северное Прииссыккулье, Северный Тянь-Шань .....	326
<i>Стрельников А.А., Franklin K, Иванов С.С., Абдиева С.В., Chang C., Tourtellotte P.</i> Следы исторических землетрясений на северо-востоке Иссык-Кульской котловины по археологическим данным .....	331
<i>Сычева Н.А.</i> Сейсмотектонические деформации земной коры Тянь-Шаня (Западный и Центральный Тянь-Шань).....	337
<i>Сычев В.Н., Сычева Н.А.</i> Неэкстенсивный анализ афтершоков слабых и умеренных землетрясений Бишкекского геодинамического полигона (Северный Тянь-Шань) по данным сети KNET .....	344
<i>Черемных А.В., Бурзунова Ю.П., Декабрёв И.К.</i> Иерархические свойства поля тектонических напряжений в районе Бугульдейского разломного узла .....	351

## **РАЗДЕЛ 7. ПЛАТФОРМЫ И ЩИТЫ**

<i>Агибалов А.О., Сенцов А.А.</i> Компьютерное моделирование новейшей геодинамики гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья . . . . .	361
<i>Ахметов А.Ж., Смолин И.Ю.</i> Анализ напряженно-деформированного состояния глубинного участка литосферы на территории Якутско-Вилуйской крупной изверженной провинции. . .	366
<i>Баклыков И.В., Тетельмин В.В., Даниелов Э.Р.</i> Нарушение изостазии крупными водохранилищами: схемы и результаты расчёта . . . . .	373
<i>Гордеев Н.А., Сим Л.А.</i> Геодинамические условия формирования новейших структур на северо-востоке Сибирской платформы. . . . .	378
<i>Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Н.К. Розенберг Н.К.</i> Особенности современных движений, деформаций и местной сейсмичности российской части Фенноскандии . . . . .	384
<i>Макеев В.М., Бондарь И.В., Трапезников Д.Е., Суханова Т.В., Коробова И.В.</i> Неотектоника и современная геодинамика северо-востока пермского Прикамья . . . . .	389
<i>Мягков Д.С.</i> Численная геодинамическая модель напряжённо-деформированного состояния земной коры Фенноскандии вдоль профиля «SVEKA» . . . . .	396
<i>Назаревич Л.Е., Назаревич А.В.</i> Сейсмоструктура района Днестровского гидроузла (Украина). . .	401
<i>Шварев С.В.</i> Четыре этапа тектонической активизации Самбийского (Калининградского) полуострова от среднего неоплейстоцена до голоцена . . . . .	408

## **РАЗДЕЛ 8. СЕЙСМИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ**

<i>Бугаев Е.Г.</i> К оценке силы и частоты запроектного землетрясения в районе размещения АС . . . .	415
<i>Гуфельд И.Л., Новоселов О.Н., Щекотов А.Ю.</i> Необходимость смены разрывной идеологии в сейсмическом процессе на дегазационную. Понимание природы глубокофокусных сейсмических событий - ключ к анализу сейсмического режима в литосфере. . . . .	422
<i>Добрынина А.А., Саньков В.А., Чечельницкий В.В., Костылев Д.В.</i> Ядерный взрыв 03 сентября 2017 г. в Северной Корее: сейсмические эффекты . . . . .	429
<i>Иогансон Л.И., Донцова Г.Ю., Фейфель Л.Д.</i> Аномальная сейсмическая активизация в западной Европе и Атлантике до и после катастрофического лиссабонского землетрясения 1.XI.1755 г., M=8.5-9 как сейсмогеодинамический феномен. . . . .	434
<i>Кафтан В.И.</i> Миграция деформации земной поверхности, как триггер серии землетрясений Риджкрест (июль 2019 г.) . . . . .	439
<i>Лободенко И.Ю., Фихиева Л.М., Гребенкин Г.С., Малофеев А.А., Меньщикова В.В.</i> Оценка степени опасности современных движений земной коры по последствиям воздействия на объекты использования атомной энергии на территории России . . . . .	446
<i>Назаревич А.В., Назаревич Л.Е.</i> Общие и террейновые особенности геодинамики и сейсмоструктоники украинских Карпат и характерные сценарии и механизмы землетрясений Виноградовской сейсмогенной зоны. . . . .	450
<i>Полец А.Ю.</i> Моделирование очага Углегорского землетрясения 4(5) августа 2000 г . . . . .	458
<i>Родкин М.В., Никитина М.А., Шмаков И.Г.</i> О сейсмичности зон субдукции; возможная связь с	



реакциями метаморфизма. ....	462
<i>Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.</i> Влияние электромагнитных полей и взрывов на области подготовки землетрясений. ....	468
<i>Чирков Е.Б.</i> О целесообразности предложения альтернативного подхода к прогнозу землетрясений. ....	474

## **РАЗДЕЛ 9. СТЕНДОВЫЕ ДОКЛАДЫ**

<i>Антикаева О.И.</i> Структура поля поглощения поперечных волн и сеймотектоническая обстановка в окрестностях очага Спитакского землетрясения. ....	483
<i>Артиков Ф.Р., Хамидов Л.А., Анварова С.Г.</i> Влияние вариации объема воды в водохранилище на изменения количества местных сейсмических событий. ....	490
<i>Батугин А.С.</i> К тектонофизической модели индуцированных. ....	497
<i>Белявский В.В.</i> Электропроводность и распределение флюида в Камчатско-Корякском регионе. .	502
<i>Бикеева Л.Р., Урманов А.Х., Юлдашева М.Г., Умаров Ш.А.</i> Структурное дешифрирование космофотоснимков и характерные черты неотектонических движений при оценке перспектив отдельных участков (зон) южного борта Ферганской межгорной впадины. ....	507
<i>Гиоргобидани Т.В.</i> Особенности формирования новейшей складчатой структуры Большого Кавказа. ....	512
<i>Еремин М.О., Чирков А.О., Пажин А.</i> Математическое моделирование глубинной структуры разломной зоны в окрестностях Чуйской и Курайской межгорных впадин, горный Алтай, Россия	517
<i>Ильченко В.Л.</i> Механизм тектонического расслоения и построение тектоностратиграфических моделей внешней земной оболочки (кора, верхняя-средняя мантия) по каротажным данным .	525
<i>Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В.</i> Напряженно-деформированное состояние геолого-геофизической среды Калужской кольцевой структуры. ....	532
<i>Крисак О.С., Павлов И.О., Корчемагин В.А.</i> Геодинамика зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком УКЩ. ....	538
<i>Литовченко И.Н., Амиров Н.Б., Лютикова В.С.</i> Метод графической кластеризации данных для распознавания образов роев землетрясений. ....	544
<i>Попков В.И., Попков И.В.</i> Некоторые тектонофизические аспекты формирования коллекторов нефти и газа в гранитном массиве. ....	548
<i>Саргсян Р.С., Казарян К.С.</i> Результаты моделирования зоны Памбак-Севанского разлома территории Армении. ....	553
<i>Терехов Е.Н., Морозов Ю.А., Балугев А.С.</i> Особенности структурно-вещественных преобразований пород фундамента в зонах аккомодации рифтовых систем. ....	558
<i>Тошпулатов Ф.Н., Зияудинов Ф.Ф.</i> Сейсмичность Южного Узбекистана по геолого-геофизическим данным. ....	563
<i>Гухтамишев Ф.Г., Тошпулатов Ф.Н., Зияудинов Ф.Ф., Фахриддинов Б.Ж.</i> Сейсмическая опасность Бухаро-Газлийского региона по геолого-геофизическим данным. ....	566
<i>Хамидов Л.А., Алимухамедов И.М., Артиков Ф.Р., Хамидов Х.Л.</i> Параметры оценки локальной геодинамики ближних зон водохранилищ. ....	571

<i>Шестопалов В.Л., Глазырин Е.А., Фоменко В.А., Карцева М.В., Шереметьев В.М.</i> Исследование геодинамической активности черноморского побережья России в 2017-2019 гг. по данным GNSS-измерений. . . . .	578
<i>Шумилов В.Н.</i> Причины образования Байкальского и Восточно-Африканского рифтов. . . . .	583
<i>Шумлянская Л.А., Пигулевский П.И., Дубовенко Ю.И.</i> Использование градиентного анализа для выделения сейсмологических границ на примере верхней мантии под Украинским щитом. . .	591

Научное издание

**Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН.  
Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле:  
Материалы докладов всероссийской конференции с  
международным участием**

Отпечатано в ИАЦ ИФЗ РАН  
Большая Грузинская ул., 10  
Тираж 25 экз. Усл-печ л. 75.