

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт автоматизации и процессов управления Дальневосточного отделения
Российской академии наук

На правах рукописи



СЕНЦОВ АЛЕКСЕЙ АНДРЕЕВИЧ

**СЕЙСМОТЕКТОНИКА ОБЛАСТЕЙ АКТИВНОГО ТЕКТОНОГЕНЕЗА НА
ОСНОВЕ НОВОГО МЕТОДИЧЕСКОГО ПОДХОДА**

1.6.1. – Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

доктора геолого-минералогических наук

Научные консультанты:
член-корреспондент РАН,
доктор физико-математических наук А.Л. Собисевич (ИФЗ РАН);
доктор геолого-минералогических наук В.М. Макеев (ИГЭ РАН)

Москва – 2026

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Материал и методы исследования	10
1.1. Используемые данные	10
1.1.1. Цифровые модели рельефа	10
1.1.2. Сейсмические каталоги.....	12
1.1.3. Данные стационарных станций ГНСС	12
1.1.4. Понятийная база	15
1.2. Используемые методы	17
1.2.1. Геоморфологические методы.....	17
1.2.2. Анализ геодезических данных	21
1.2.3. Анализ расчетных параметров нечеткой логикой на основе гамма-оператора	21
1.2.4. Тектонофизическое моделирование.....	25
1.2.5. Выделение зон возможных очагов землетрясений и оценка максимальных магнитуд зон возможных очагов землетрясений	28
1.2.6. Пример использования предлагаемого методического подхода	31
Выводы по главе 1	37
Глава 2. Сеймотектонические модели областей активного тектоногенеза	38
2.1. Альпийский ороген Большого Кавказа	38
2.2. Новейшее горно-складчатое поднятие острова Сахалин	73
2.3. Новейшее горно-складчатое сооружение Алтае-Саянской области	108
2.4. Сопоставление полученных зон ВОЗ с ЛДФ-моделями карт ОСР-97, ОСР-2016 и региональными моделями	149
Выводы по главе 2	160
Глава 3. Тектоническая раздробленность и морфоструктуры	162
3.1. Методика оценки тектонической раздробленности.....	162
3.2. Тектоническая раздробленность Большого Кавказа.....	165
3.3. Тектоническая раздробленность острова Сахалин	176
3.4. Результаты анализа тектонической раздробленности Алтае-Саянской области.....	185
Выводы по главе 3	195
Заключение.....	197
Список литературы	203

Введение

Для областей активного тектоногенеза характерна высокая сейсмическая активность. За инструментальный период наблюдений именно в таких регионах происходили разрушительные землетрясения, примерами которых могут послужить Крымские землетрясения (1927), Фуюнское (1938), Ашхабадское (1948), Рачинское (1991), Нефтегорское (1995), Сычуаньское (2008), Тувинское (2011), Турецкое землетрясение (2023) и др. Подобные события наносят колоссальный социально-экономический ущерб, но, с другой стороны, дают развитие соответствующим научным направлениям, ориентированным на выделение и оценку основных характеристик зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ).

Степень разработанности темы исследования.

Первая карта общего сейсмического районирования территории Советского Союза, основанная на детерминистическом подходе к оценке сейсмической опасности, была составлена Г.П. Горшковым в 1937 году (ОСР-37) и с тех пор претерпевала (до 1997 г.) определенные изменения, связанные преимущественно с новыми данными о сильных землетрясениях СССР, России и ближнего зарубежья. Несомненным прорывом в этом направлении стала карта ОСР 1997 года, созданная ОИФЗ РАН и основанная на оценке вероятности превышения ожидаемой интенсивности сейсмических сотрясений [Комплект..., 1999]. При этом научной основой для оценки сейсмической опасности послужила линеаментно-доменно-фокальная (ЛДФ) модель, элементами которой являются площадные (домены) и линейные (линеаменты) зоны возникновения очагов землетрясений. Дальнейшее развитие научных основ для корректного и объективного выделения зон ВОЗ продиктовано необходимостью усиления формализации процесса применением открытых алгоритмов и программ с целью минимизации проблемы вовлеченности эксперта (человеческого фактора).

Евгений Александрович Рогожин [2012] выделял три основных метода сейсмотектонических исследований, положенных в основу методики построения карт зон ВОЗ: 1) традиционный, предполагающий анализ сейсмических каталогов и активных разломов, позволяющий выделить сейсмогенерирующие структуры,

оценить их энергетический потенциал (M_{max}) и повторяемость землетрясений; 2) палеосейсмологический метод, направленный на изучение проявлений сильных землетрясений доинструментального времени; 3) формализованный сеймотектонический метод оценки сейсмической опасности обширных территорий [Рейснер, 1997], базирующийся на кластерном анализе геолого-геофизических данных с целью типизации земной коры и оценки M_{max} в выделенных кластерах.

Используемые при построении карт ОСР-97 и ОСР-2016 ЛДФ-модели в большинстве случаев базируются на экспертном выделении зон ВОЗ и ограничены представительностью доступных материалов для того или иного региона. *Представляется целесообразным использовать общедоступные источники имеющихся данных, которые должны быть, в большинстве своем, однородными и обрабатываться, в большинстве своем, в автоматизированном режиме на основе открытых кодов/алгоритмах, что позволит снизить роль субъективной оценки.*

На заседании Президиума РАН академик РАН С.А. Тихоцкий подчеркнул необходимость создания новых фундаментальных основ в построении карт ОСР, которые должны быть реализованы на цифровой платформе и включать «...набор разномасштабных фактических геолого-геофизических данных, являющихся исходными для использования алгоритмов расчёта...» [Задачи ..., 2026].

Развитие формализованных методов, направленных на определение мест потенциальных землетрясений активно развиваются. Среди последних работ в этой области можно отметить работы [Дзобоев и др., 2019; Гвишиани и др., 2021, Дзобоев, 2021; Agayan et al., 2023; Шебалин и др., 2025]. Они опираются на две важные составляющие: распознавание мест возникновения землетрясений и сейсмическом каталоге. Как показано в последней из приведенных работ, создание синтетического каталога, в котором также генерируются кроме фоновых событий, афтершоки, в значительной степени сопоставим с картами ОСР-2015. При этом используется формализованная методика, в которой влияние субъективного фактора сводится к 0 и используется недекластеризованный каталог. При создании подобных каталогов основную роль являются качественные и полные каталоги

землетрясений, пример которого реализован в работе [Vorobieva et al., 2023]. Таким образом, представленная диссертация является идейным продолжением формализации в данном вопросе, но с геологической стороны.

Актуальность темы исследования связана с необходимостью совершенствования фундаментальных основ выделения зон ВОЗ на основе комплексного методического подхода, позволяющего получать новые данные для развития экспертных систем содействия принятию управленческих решений в отношении сейсмобезопасности на горизонте долгосрочного прогнозирования в пределах областей активного тектоногенеза. Глубокая формализация алгоритмов выделения зон ВОЗ направлена на обновление фундаментальных основ сейсмического районирования, улучшение воспроизводимости результатов и создание цифровых карт общего сейсмического районирования (ОСР) нового поколения средствами современных географических информационных систем, обеспечивающих их динамическую корректировку на различных масштабных уровнях.

Таким образом, **актуальность исследования** определяется необходимостью научно-методического развития подходов к построению карт ОСР в интересах квалифицированных заказчиков, которыми могут выступать МЧС России и Минстрой России, а его тематика согласуется с п. 19 перечня критических технологий (Мониторинг и прогнозирование состояния окружающей среды и изменения климата, в том числе ключевых районов Мирового океана, морей России, Арктики и Антарктики, технологии предупреждения и снижения рисков чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера, негативных социально-экономических последствий), утвержденных Указом Президента Российской Федерации № 529 от 18.06.2024.

Научная новизна.

Новизна исследования состоит в создании нового, в значительной степени формализованного, методического подхода¹ выделения зон ВОЗ на основе анализа

¹ В настоящей работе термины «методический подход», «методика» и «метод» являются взаимозаменяемыми.

рельефа и современного напряженно-деформированного состояния. Методика апробирована на примере ряда сейсмоактивных регионов. В рамках исследования получил развитие метод интерпретации величины тектонической раздробленности, первоначально предложенный Ю.В. Нечаевым. Выделены зоны потенциально активных разломов и пликативных морфоструктур (поднятий и впадин) на основе анализа удельной длины линементов (УДЛ).

На основе предлагаемого подхода построены новые сеймотектонические модели для Большого Кавказа, о. Сахалин, Алтае-Саянской складчатой области (входят в настоящую работу), а также для территорий дружественных стран: Республики Союз Мьянма.

Теоретическая и практическая значимость.

Теоретическая значимость исследования связана с разработкой нового, в значительной степени формализованного, методического подхода к построению сейсмогеодинамических моделей в областях активного тектоногенеза.

Выделены новые и подтверждены ранее известные зоны ВОЗ для Большого Кавказа, о. Сахалин и Алтае-Саянской области, проведена оценка M_{max} выделенных зон ВОЗ на основе эмпирических формул для обеспечения сейсмобезопасности территорий с высокой степенью новейшей геодинамической активности.

Цель – решение крупной научной проблемы, связанной с развитием междисциплинарного подхода изучения сейсмогеодинамических условий формирования зон ВОЗ для обеспечения сейсмобезопасности на горизонте долгосрочного прогнозирования.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**.

1. Построение схем различных морфометрических характеристик рельефа по цифровой модели рельефа (ЦМР). Установление количественной взаимосвязи между рядом расчетных параметров, землетрясениями и активными разломами.

2. Создание сеймотектонических моделей на основе сопоставления морфометрических параметров рельефа с эпицентрами землетрясений с $M \geq 5,5$ и проведена оценка их достоверности.

3. Разработка методики сейсмогеодинамических исследований на основе анализа комплекса геоморфологических, тектонофизических и геодезических данных для ЛДФ-моделей нового поколения.

4. Выделение зон потенциально активных разломов по градиентным изменениям величины тектонической раздробленности верхней части литосферы.

Методология и методы диссертационного исследования.

В основу работы положены три основные группы методов – геоморфологические, геодезические и тектонофизические, успешно применяемые в настоящее время для решения достаточно широкого круга сеймотектонических задач. К геоморфологической группе относятся структурно-геоморфологический и морфометрический анализ рельефа. Они позволяют дать качественное и количественное описание интенсивности и направленности неотектонических движений. Применение нечетких множеств и операций над ними, математической статистики при сопоставлении с пространственным положением эпицентров землетрясений позволяет выделять сейсмоактивные участки. Использование данных о площадной деформации по анализу перемещения стационарных пунктов ГНСС и решения механизмов очагов землетрясений позволяет установить тип напряженно-деформированного состояния исследуемых регионов, которое используется при выделении зон ВОЗ совместно с результатами анализа рельефа. Большинство расчетов выполнено в современных ГИС-системах. Более подробно методическим основам посвящена Глава 1 диссертации.

Научные положения, выносимые на защиту.

1. Разработан формализованный методический подход, основанный на анализе геолого-геоморфологических, тектонофизических и геодезических пространственных данных с применением аппарата нечёткой логики и методов математической статистики, который позволяет на количественном уровне

выделять зоны возникновения очагов землетрясений для сейсмических событий с магнитудой $M \geq 5,5$.

2. Новые объёмные сейсмотектонические модели земной коры областей активного тектоногенеза: Большого Кавказа, Сахалина и Алтае-Саянской области, построенные на основе предлагаемого методического подхода, позволяют выделять зоны возникновения очагов землетрясений в областях активного тектоногенеза.

3. Результаты анализа удельной длины линеаментов количественно (более 70%) подтверждают приуроченность зон активных разломов к градиентам данного параметра. Качественно подтверждена приуроченность локальных и региональных пликативных морфоструктур к экстремумам удельной длины линеаментов на глубинных уровнях до 40 км.

Степень достоверности полученных результатов и их апробация.

На количественном уровне показана достоверность построенных сейсмотектонических моделей исследуемых регионов с учетом использования инструментов математической статистики и нечеткой логики. Корректность построения моделей обусловлена непротиворечивыми результатами анализа геоморфологических, тектонофизических, сейсмологических, геодезических и геологических данных.

Основные выводы и положения диссертации обсуждались на ряде всероссийских научных конференций, профильных семинарах ИФЗ РАН, среди которых «ГеоЕвразия» (2025), «Добрецовские чтения» (2022, 2024), «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов» (2022, 2024) и др., а также доклады в профильных организациях: ИТПЗ РАН, ГЦ РАН, ИГЕМ РАН и ИЗК СО РАН. По теме диссертации опубликована **21** статья в журналах, входящих в перечень ВАК, сделано **50** докладов. Общее количество опубликованных работ составляет **50**.

Структура и объем работы.

Работа состоит из введения, трех основных глав, заключения и списка литературы. Объем работы – 230 страниц, включая 17 таблиц и 116 рисунков.

Благодарности.

Автор выражает благодарность научным консультантам – члену-корреспонденту РАН д.ф.-м.н. Алексею Леонидовичу Собисевичу (ИФЗ РАН) и д.г.-м.н. Владимиру Михайловичу Макееву (ИГЭ РАН) за всестороннюю поддержку от момента идеи данной работы до ее реализации. Искренне благодарен моему другу и соавтору к.г.-м.н. А.О. Агибалову (МГУ имени М.В. Ломоносова, ИФЗ РАН). Огромную признательность выражаю академику РАН д.ф.-м.н. В.О. Михайлову (ИФЗ РАН), академику РАН д.ф.-м.н. С.А. Тихоцкому (ИФЗ РАН), члену-корреспонденту РАН д.ф.-м.н. П.Н. Шебалину (ИТПЗ РАН), профессору РАН д.ф.-м.н. Г.М. Стеблову (ИТПЗ РАН, ИФЗ РАН), д.ф.-м.н. профессору Ю.О. Кузьмину (ИФЗ РАН), д.ф.-м.н. Б.А. Дзедобоеву (ГЦ РАН), д.ф.-м.н. А.Д. Завьялову (ИФЗ РАН), д.г.-м.н. А.М. Корженкову (ИФЗ РАН), д.г.-м.н. Ф.Л. Яковлеву (ИФЗ РАН), д.т.н. А.Н. Морозову (ИФЗ РАН), к.ф.-м.н. И.М. Алёшину (ИФЗ РАН), к.ф.-м.н. Р.А. Жосткову (ИФЗ РАН), к.ф.-м.н. Д.А. Преснову (ИФЗ РАН), к.т.н. К.И. Холодкову (ИФЗ РАН), Ф.В. Передерину (ИФЗ РАН) за помощь, поддержку и консультирование при подготовке материала диссертационной работы к защите. Большое спасибо к.г.-м.н. В.А. Зайцеву, к.г.-м.н. Л.В. Паниной, к.г.-м.н. Н.С. Фроловой и д.г.-м.н. В.С. Захарову (МГУ имени М.В. Ломоносова) за полученные во время обучения навыки и поддержку. Отдельная благодарность моим дорогим коллегам и друзьям: чл.-корр. РАН д.ф.-м.н. В.В. Жмуру, к.т.н. Е.Р. Рудцкой, к.г.-м.н. Е.А. Маниуловой, С.А. Дмитриеву, О.А. Изотову, К.С. Конову. Трудно оценить степень благодарности моим самым дорогим и близким людям, которые поддерживали меня на всем научном пути: родителям И.А. Сенцовой и А.В. Сенцову, моему самому замечательному брату А.Ю. Сенцову и дорогой жене Д.В. Гринёвой.

Автор хранит самые теплые воспоминания о человеке, первым поверившим в него как в ученого – д.г.-м.н. Евгении Александровиче Рогожине.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН и гранта Минобрнауки России № 075-15-2024-642.

Глава 1. Материал и методы исследования

1.1. Используемые данные

Основными источниками данных при проведении исследования послужили цифровые ЦМР ASTER GDEM с разрешением 1-arc секунда (~30 м), база данных активных разломов Северной Евразии [Zelenin et al., 2022], каталоги землетрясений ISC, USGS и ФИЦ ЕГС РАН [International...,2024; United States...,2024; Сейсмический ..., 2024], база данных водотоков [Lehner, Grill; 2013], а также информация о современных движениях станций Глобальной навигационной спутниковой системы (ГНСС) и результаты палеосейсмологических исследований. Выбор данных обусловлен их открытостью и одинаковой представительностью для исследуемых регионов.

1.1.1. Цифровые модели рельефа

На сегодняшний день существуют различные цифровые модели рельефа: полученные по данным дистанционного зондирования Земли из космоса, построенные в результате использования беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) и путем векторизации топографических карт. К первой группе можно отнести такие модели, как SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), ASTER GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model), FABGDEM (Forest And Buildings removed Copernicus GDEM) и ArcticDEM. Модель SRTM была получена радиолокационным способом в 2000 г. на основе сочетания каналов C и X, ее горизонтальная разрешающая способность варьировалась от 90 до 30 м, однако эта ЦМР не охватывала полярные широты [Van Zyl, 2001]. Более поздней моделью является ASTER GDEM (2009 год), построенная путем комбинирования стереопар. Ее горизонтальное разрешение составляет порядка 30 м, но она уже охватывала полярные широты, в которых имеются определенные «артефакты» съемки [Guth, 2010]. В обеих моделях присутствуют высотные данные для залесенных и урбанизированных районов. Третья, самая поздняя версия модели ASTER GDEM была создана в 2019 году.

В модели FABGDEM, выпущенной в 2020 году, методом машинного обучения удалены высоты деревьев и зданий. Таким образом была получена первая ЦМР,

отражающая реальный рельеф с горизонтальным разрешением порядка 30 м. Вертикальная точность в застроенных регионах составляет от 1,61 м до 1,24 м, а в залесенных районах – от 5,15 до 2,88 м [Hawker et al., 2022]. Недостатком модели является отсутствие данных по некоторым регионам.

ArcticDEM является наиболее точной ЦМР для полярных широт, в которой величина ошибки по вертикали составляет 0,5-0,32 м при горизонтальном разрешении снимка 2 м [Huang et al., 2023]. Модель получена путем повторных съемок в сезоны оттаивания ледников. К недостаткам можно отнести большой объем памяти (несколько Гб), занимаемый данными снимками.

Применение БПЛА позволяет достичь точности порядка первых сантиметров [Холодков и др., 2023], но из-за длительности обследования и зависимости от погодных условий съемка относительно небольшого по площади участка занимает длительное время. В связи с чем такие работы можно использовать только для детальных исследований.

Наиболее достоверным, на наш взгляд, являются векторизованные крупномасштабные топографические карты, в которых изначально не учитывается степень залесенности или застроенности территории. Такие карты не всегда находятся в открытом доступе, а их векторизация для больших участков трудозатратна и целесообразна также только для детальных исследований. Мелкомасштабные карты можно заменить данными SRTM или ASTER, т. к. ошибки с учетом степени залесенности/застройки незначительно влияют на результаты анализа рельефа.

Так, на примере массива Вялимяки (Северное Приладожье) [Сенцов и др., 2023] нами сопоставлены морфометрические характеристики рельефа, рассчитанные по ЦМР ArcticDEM, векторизованным топографическим картам и ЦМР, полученной с использованием БПЛА. В целом для структурно-геоморфологических и морфометрических исследований ЦМР ArcticDEM и построенная с использованием БПЛА представляются оптимальными. Достоинством первой является размещение в открытом доступе, второй – высокая

точность, позволяющая анализировать микроформы рельефа, в том числе небольшие вертикальные стенки и уступы.

Таким образом, использование в диссертационной работе ЦМР ASTER GDEM в качестве исходных материалов обосновано, поскольку ее точность достаточна для проведения региональных исследований.

1.1.2. Сейсмические каталоги

Используемые в настоящей работе сейсмические каталоги находятся в открытом доступе, но различаются по степени достоверности: в ряде случаев в них встречаются повторные записи или отсутствуют данные о некоторых землетрясениях. Магнитуды землетрясений не всегда рассчитаны в единой шкале, поэтому во многих случаях необходим пересчет разных типов магнитуд в общепринятые единицы – моментные магнитуды (M_w) и магнитуды по поверхностным волнам (M_s). В работе использованы данные каталогов ISC, USGS и ФИЦ ЕГС РАН за весь доступный на каждый из исследуемых районов (Большой Кавказ, о. Сахалин, Алтае-Саянская область) период наблюдений. Исходя из мощности земной коры [Павленкова, 2019], рассмотрены только малоглубинные землетрясения (глубина очага ≥ 45 км). Кроме того, по данным каталогов ISC и USGS, а также литературным источникам проанализированы механизмы очагов землетрясений. Более подробная информация о унификации каталогов приведена в параграфе 1.2.5.

1.1.3. Данные стационарных станций ГНСС

История использования станций глобальной системы позиционирования (GPS) для геодинимических исследований началось в конце 80-х годов XX века. До середины 90-х годов GPS-станциями была покрыта только европейская часть Северной Евразии (на постсоветском пространстве). Однако усилиями М.Г. Когана и Г.М. Стеблова началась активная работа по развертыванию стационарных станций в пределах восточной части России и ближнего зарубежья [Kogan et al., 2000], а в 1997 году на базе опорных сейсмических станций Единой геофизической службы РАН (ныне – ФИЦ ЕГС РАН) была создана система NEDA (North Eurasia Deformation Array), охватывающая весь Евразийский континент [Стеблов, 2004;

Стеблов и др., 2005]. Для того чтобы можно было достоверно судить о характере перемещения литосферных плит, требуются результаты многолетних GPS-наблюдений. В настоящее время, помимо GPS, существуют другие ГНСС. В 2017 г. на постсоветском пространстве Северной Евразии функционировали 1 035 базовые станции (рисунок 1.1), координаты которых определены в разных системах и с разной точностью [Вдовин и др., 2018] (рис. 1.1). Согласно [Altamimi et al., 2016], наиболее передовой координатной системой является ITRF2014 на базе датума WGS84 (World Geodetic System of 1984), которая используется в Международной ГНСС-службе IGS (International GNSS Service). В настоящее время идет интеграция отечественных станций в данную систему, что позволит на глобальном уровне производить анализ данных ГНСС в единой системе координат и повысить точность получаемых результатов. На сегодняшний день меньше 10 станций входят в систему IGS, а большинство отечественных станций находится в национальной системе координат ГСК-2011. Тем не менее, независимо от используемой системы отсчета, каждая стационарная станция ГНСС проводит измерения в трех направлениях – по широте, долготе и вертикали. Последняя компонента перемещения определяется с наименьшей точностью. Скорости перемещений станций составляют первые миллиметры в год, т. е. позволяют при длительном цикле наблюдений фиксировать медленные деформации верхней части земной коры. В рамках диссертационной работы использованы литературные данные о скоростях стационарных станций ГНСС для каждого рассматриваемого региона, что позволило рассчитать величины современной площадной деформации. Более подробное описание методики расчета приведено в параграфе 1.2.2.



Рисунок 1.1. – Схема расположения постоянно действующих базовых станций [Вдовин и др., 2018].

1.1.4. Понятийная база

Для того, чтобы избежать разночтений в понимании основных терминов, использованных в диссертационной работе, ниже приведены их определения

Активный разлом – разрывное нарушение, по которому происходило смещение за последние 10 000 лет (голоценовое время) [Wallace, 1949; Геологический..., 2025].

Линеамент – линейная структура на земной поверхности, которая может соответствовать хребтам, границам возвышенных участков, прямолинейным сегментам эрозионной сети береговых линий, геологическим границам и разрывным нарушениям [Hobbs, 1904; Геологический ..., 2025].

Согласно этим определениям, нельзя отождествлять линеаменты и активные разломы. Активный разлом, в большинстве случаев, будет являться линеаментом, но не каждый линеамент – разлом.

«Слабые» зоны – спрямленные участки эрозионной сети [Костенко, 1999].

Сейсмотектоника – раздел тектоники, изучающий тектонические условия возникновения землетрясений для прогнозирования их места и энергии [Геологический ..., 2025].

Неотектоника – раздел тектоники, изучающий закономерности формирования тектонических явлений, в результате которых возникли основные черты современного рельефа [Обручев, 1948]. За новейший этап принято принимать, в планетарном масштабе, олигоцен – четвертичное время (приблизительно последние 30 млн. лет) [Шульц, 1948; Николаев, 1988; Неотектоника ..., 2012].

Орогенез – горообразование. Впервые термин предложен Г. Гилбертом [Gilbert, 1890] в конце XIX века. Согласно этому пониманию, горообразованию предшествуют сжатие и складчатость. Во время складчатости формируется относительно неконтрастный и маловысотный рельеф, который существует непродолжительное (~1 млн. лет) время, в то время как горообразование образует сводово-блоковые поднятия высотой несколько километров, существующие десятки миллионов лет [Артюшков, 1993; Корчуганова, 2007]. Исходя из

вышеизложенного, под орогенезом в диссертационной работе понимается этап горообразования.

Модель – аналог природной реальности [Бирюков, 2017]. В контексте данной работы под сейсмотектонической моделью понимается общее представление о взаимосвязи неотектонической активности с инструментальной сейсмичностью.

ROC-кривая – кривая, позволяющая оценить качество бинарной классификации, которая строится в координатах «чувствительность; 1-специфичность». Чувствительность отражает долю верно распознанных (правильно классифицированных) объектов, а специфичность определяет долю, верно, распознанных ошибочных результатов. Чем выше значение чувствительности, тем выше прогностическая способность модели. Количественно корректность модели определяется площадью под кривой (AUC, area under curve). Значение AUC может быть как положительным (прямая взаимосвязь), так и отрицательным, если взаимосвязь обратная.

1.2. Используемые методы

В основу работы положены три большие группы методов: геоморфологические, геодезические и тектонофизические. Они широко используются достаточно длительное время для решения широкого круга сеймотектонических задач. Все построения выполнены в системе координат WGS 1984 в проекции World Mercator.

*«Земля охватывает близкое и далекое, легко преодолимое и препятствия,
широкие равнины и узкие ущелья – сущность жизни и смерти»*

Сунь-цзы, VI в.д.н.э

1.2.1. Геоморфологические методы

К этой группе методов относятся структурно-геоморфологический анализ [Костенко, 1999; Корчуганова, 2007; Несмеянов, 2012] и морфометрические исследования рельефа [Философов, 1960; Философов, 1967; Николаев, 1988; Голодовкин, 1966; Симонов, 1999; Трегуб, 2010; Нетребин, 2012], на основе которых строятся карты неотектоники. Выбор этих методов обусловлен тем, что они помогают оценить степень новейшей тектонической активности при средне- и мелкомасштабных исследованиях, но с использованием новых высокоточных моделей местности их детальность значительно увеличивается, что делает их более актуальными, по сравнению с обзорными картами амплитуд новейших движений [Национальный атлас..., 2007] и новейшей тектоники [Карта новейшей..., 1997]. Кроме того, на наш взгляд, именно тектоническая составляющая вносит больший вклад в формирование рельефа, нежели экзогенный компонент.

Структурно-геоморфологический метод направлен на выделение новейших поднятий и впадин, сформировавшихся за конэрозионный этап развития. Как правило, они нарушены многочисленными «слабыми» зонами, фрагментирующими территорию на отдельные блоки. В качестве основных исходных материалов для составления структурно-геоморфологических карт служат ЦМР, радарные изображения и космические снимки. В диссертационной работе основное внимание сосредоточено на выделении «слабых» зон в масштабе

1:500 000. С помощью стандартных инструментов геоинформационных систем (ГИС) рассчитана их плотность, в определенном приближении отражающая степень раздробленности верхней части геосреды. На сегодняшний день существуют различные варианты (школы) проведения структурно-геоморфологического анализа рельефа, среди которых, наиболее близким итоговым результатом являются схемы морфоструктурного районирования с градацией линеаментов на ранги [Гвишиани и др., 1988; Горшков и др., 2018,]. По своей сути эти схемы являются частным случаем схемы блоковой делимости, аналогично [Зайцев и др, 2017], но регионального масштаба.

Анализ разности базисных поверхностей водотоков разных порядков позволяет оценить направленность неотектонических движений [Философов, 1960]. Схемы базисных поверхностей строятся следующим способом: сначала выделяются водотоки и им присваивается определенный порядок. Наименьшим порядком (первым) считаются водотоки, у которых отсутствуют притоки. Слияние однопорядковых водотоков приводит к формированию водотока более высокого порядка (рисунок 1.2). При этом впадение водотока меньшего порядка в водоток большего порядка не приводит к изменению порядка последнего. Далее базисам эрозии водотоков каждого порядка присваиваются абсолютные высотные отметки, по которым строятся базисные поверхности. Для оценки направленности новейших движений производится вычитание базисной поверхности более высокого (N+1) порядка из поверхности более низкого (N) порядка. Полученные таким образом схемы разности базисных поверхностей отражают тенденции новейших движений за определенный этап развития рельефа. Наибольшие значения разности базисных поверхностей связаны с областями тектонических поднятий [Философов, 1960]. К недостаткам метода относятся: 1) невозможность точного определения временного интервала, за которое произошли те или иные тектонические движения из-за отсутствия датировок базисов эрозии во многих регионах; 2) неприменимость методики для анализа территорий с вулканическими формами рельефа, например Камчатки. Отметим, что порядки водотоков для всей территории суши приведены в базе данных [Lehner, Grill; 2013], использованной в диссертационной работе.

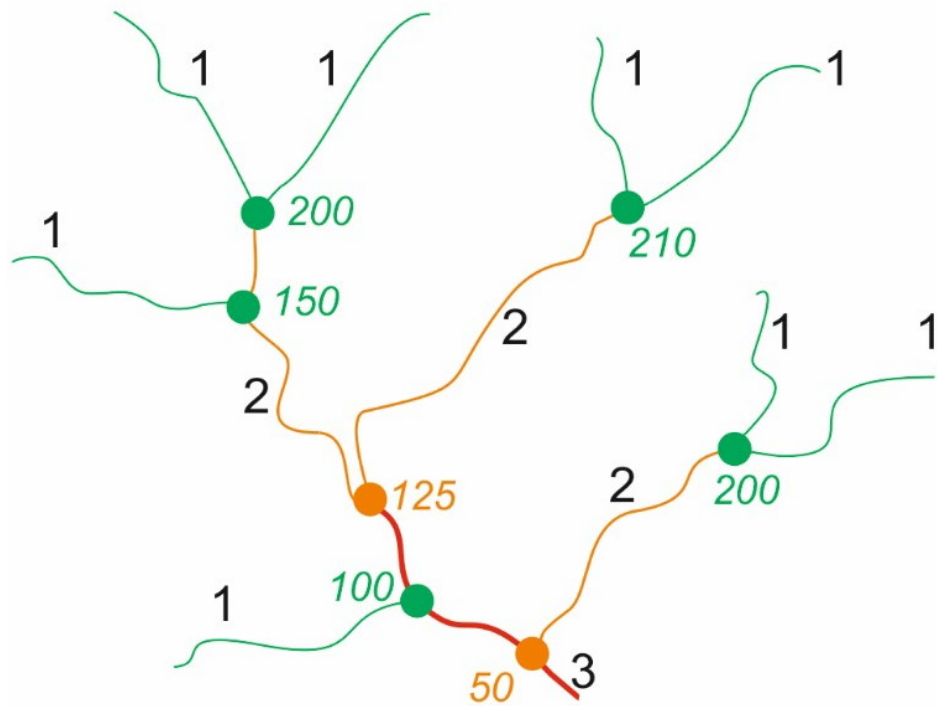


Рисунок 1.2. – Схема порядков речных долин (по [Философов, 1960]). Линиями показаны водотоки разного порядка: зеленые – первого, оранжевые – второго, красными – третьего. Кружками и цветными цифрами показаны базисы эрозии соответствующего порядка и их абсолютная высотная отметка.

Для оценки направленности неотектонических движений применялся также анализ глубины вертикального расчленения рельефа (J), рассчитанной как разность максимальной и минимальной высот в пределах ячейки размером 15×15 км [Голодовкин, 1966; Философов, 1967; Симонов, 1999; Нетребин, 2012].

$$J = Z_{max} - Z_{min}, \quad (1.1)$$

где Z_{max} и Z_{min} - максимальная и минимальная высоты в ячейке, J – глубина вертикального расчленения.

Интерполяция полученных значений позволила построить схемы этого параметра с размером пикселя 1,5–3,0 км. Они сопоставлены с картами крутизны склонов и кривизны рельефа. Участки с наиболее расчлененным рельефом могут рассматриваться как наиболее вероятные индикаторы неотектонических поднятий.

Расчеты асимметрии высот рельефа, их дисперсии и математического ожидания (средние высоты) также производились по сетке 15×15 км. Асимметрия описывает распределение больших и меньших высот относительно средних, что дает представления о тенденции развития рельефа за весь этап его формирования

[Трегуб, 2010]. Значения этого показателя бывают положительными, нулевыми и отрицательными. Положительные значения асимметрии указывают на преобладание в рельефе высот меньших, чем средние, над высотами большими, чем средние. Такое соотношение характерно для этапа выравнивания рельефа, снижения запасов его потенциальной энергии. Отрицательные значения асимметрии свидетельствуют об увеличении вертикального расчленения и роста потенциальной энергии, а нулевые значения – о равновесном состоянии морфогенеза [Трегуб, Жаворонкин, 2000]. Схемы дисперсии высот рельефа также позволяют оценить потенциальную энергию рельефа и суммарную интенсивность неотектонических движений с начала этапа рельефообразования [Спиридонов, 1975]. Схемы математического ожидания служат для выделения основных элементов морфоструктуры. Последние два параметра также рассчитываются на основе инструментов ГИС-программ. Расчет асимметрии рельефа выполнен с использованием программного кода на базе Phyton, авторы К.И. Холодков и А.Д. Кондратов (лаборатория геоинформатики ИФЗ РАН), соответствующего функции «СКОС» в MS Excel.

Кроме того, была проведена оценка степени тектонической раздробленности территории по методике, предложенной Ю.В. Нечаевым [2010]. Суть метода заключается в том, что степень тектонической раздробленности на глубине $a/2$ оценивается по удельной длине линеаментов, равной отношению суммарной протяженности линеаментов ($\sum L$) в расчетной ячейке к ее площади (a^2). Варьируя размер расчетной ячейки, мы оценили степень тектонической раздробленности для глубин верхней части литосферы ($\geq 40-45$ км). По аномалиям удельной длины линеаментов можно выделять контуры новейших поднятий, зоны трещиноватости, предполагаемые разломы или области, отличающиеся реологическими свойствами.

Для всех упомянутых морфометрических параметров рассчитаны квартильные значения по точечным шейп-файлам с шагом точек от 750 до 3 000 м (в зависимости от размера территории). Это позволило получить большие выборки, состоящие не менее чем из 50 000 элементов. Кроме того, оценена доля эпицентров малоглубинных землетрясений, эпицентры которых попадают в области, где

значения определенного морфометрического параметра превышают медиану или третий квартиль. Наиболее информативными для оконтуривания сейсмоактивных участков считались те параметры, в области положительных аномалий которых, оконтуренных по медианным значениям, попадает более половины эпицентров сейсмических событий. Отметим, что рельеф в целом сформировался за достаточно длительный неотектонический этап, в то время как каталоги землетрясений охватывают небольшой период инструментальных наблюдений, поэтому для выделения зон ВОЗ необходимо привлечение данных о современном поле напряжений.

1.2.2. Анализ геодезических данных

В ходе работы произведен расчет площадной деформации (дилатации) (ε_s) на основе анализа перемещения пунктов глобальной навигационной спутниковой системы (ГНСС). Данные о положении и скоростях перемещения этих пунктов приведены в литературных источниках. Расчет дилатации производился по формуле:

$$\varepsilon_s = \frac{(S_2 - S_1)}{S_1}, \quad (1.2)$$

где S_1 – площадь элемента покрытия; S_2 – площадь того же элемента с учетом смещения его вершин за 1 год. Элементы покрытия построены методом триангуляции Делоне [1934] и представляют собой треугольники, вершины которых соответствуют пунктам ГНСС

1.2.3. Анализ расчетных параметров нечеткой логикой на основе гамма-оператора

Использование нечеткой логики для выделения зон ВОЗ является относительно новым и не очень широко распространенным алгоритмом. Теория нечетких множеств впервые рассмотрена в [Заде, 1976]. Среди отечественных исследований в этой области можно выделить работы А.Д. Гвишиани и Б.А. Дзедоева [Дзедоев и др., 2019; Гвишиани и др., 2021; Гвишиани и др., 2024], которые использовали для выделения зон ВОЗ в т. ч. геоморфологические данные. В диссертационной работе применена обработка морфометрических и

геодезических данных гамма-оператором нечеткой логики, предложенная Циммерманом [1996]. Для этого исходные растры преобразованы в нечеткие линейные множества. Это преобразование заключается в расчете степени принадлежности, которая варьируется от 0 до 1 (0 – значение не принадлежит множеству, 1 – принадлежит множеству). Трансформация к нечеткому линейному множеству производится на основе линейной функции трапецеидального вида между минимальным и максимальным значениями в выборке [Tanaka, Asai, 1984; Демидова, Лукичев, 2017]. В общем виде функция имеет следующий вид:

$$\mu_A(x) = \begin{cases} 0, & x < x_0 \\ \frac{x-x_0}{x_{m1}-x_0}, & x_0 \leq x < x_{m1} \\ 1, & x_{m1} \leq x \leq x_{m2} \\ \frac{x_n-x}{x_n-x_{m2}}, & x_{m2} < x \leq x_n \\ 0, & x > x_n \end{cases}, \quad (1.3)$$

где x – значение функции принадлежности μ , x_0 – начальное значение диапазона, x_n – конечное значение диапазона, x_m – значение, при котором значение функции принадлежности максимально [Демидова, Лукичев, 2017; Tanaka, Asai, 1984]. В диссертационной работе рассмотрен частный случай этой функции, когда были заданы только 2 значения: x_0 , соответствующее минимальному значению морфометрического параметра и x_m , соответствующее его максимальному значению. Тогда на графике $\mu_A(x)$ (по оси ординат) – x (по оси абсцисс) форма функции принадлежности выглядит как левая часть описанной формулой (1.3) трапеции, а сама формула приобретает вид:

$$\mu_A(x) = \frac{x-x_0}{x_m-x_0}, \quad x_0 \leq x \leq x_m \quad (1.4)$$

Такой подход был выбран как наиболее простой математический вид функции, а также ввиду того, что именно максимальные значения большинства морфометрических характеристик рельефа отражают области локализации наиболее интенсивных новейших движений.

Отметим, что в качестве исходных морфометрических параметров, преобразованных в нечеткие множества, выбраны только те, которые наилучшим образом связана с сейсмичностью. В пределах их положительных аномалий,

оконтуренных по значениям, превышающим медиану или 3-ий квартиль, расположено более половины (или более четверти для 3 квартиля) эпицентров землетрясений. При этом при переходе от медианы к 3 квартилю доля эпицентров сокращается менее, чем в 2 раза.

К нечеткому множеству приводились только те три параметра, для которых верно следующее утверждение: *при переходе от медианного значения (Q_2) в область четвертого квартиля (Q_4) количество попадающих землетрясений изменяется менее, чем в 2 раза, выбираются параметры с минимальным отношением Q_2/Q_4 (в случае значений доли эпицентров землетрясений в области медианы менее 0,7). В случаях, когда доля эпицентров в области медианного значения превышает 0,7, а отношение $Q_2/Q_4 < 2$, параметры выбираются по максимальным значениям Q_2 . Значения долей эпицентров в 0,5 и 0,7 обусловлены шкалой Чеддока. Пример: 70% землетрясений расположены в области, превышающей значения медианы параметра А и 50% в области, превышавшей значения третьего квартиля (Q_3), в то время как для параметра В для аналогичных интервалов (Q_2 и Q_3) доля землетрясений составляет 60 и 30% соответственно. Из приведенного примера следует, что параметр А может быть использован в качестве входных данных для обработки нечеткой логикой, а параметр В – нет.*

Обработка нечетких множеств выполнена с помощью γ -оператора [Zimmerman, 1996], который ранее применялся для прогноза мест образования оползней в Индии и Нигерии [Abdulrazzaq et al., 2020; Balamurugan et al., 2016; Sema et al., 2017; Tangestani, 2004]. В упомянутых работах, помимо геологических характеристик, в большом количестве используются морфометрические параметры рельефа, преобразованные в нечеткие множества. Для их анализа γ -оператором использованы формулы расчета нечеткой суммы:

$$\mu_{Summ} = 1 - \prod_{i=1}^n (1 - \mu_i) \quad (1.5)$$

и нечеткого произведения:

$$\mu_{Prod} = \prod_{i=1}^n \mu_i. \quad (1.6)$$

С их помощью рассчитывается

$$\mu(x) = (\mu_{Summ})^\gamma \times (\mu_{Prod})^{(1-\gamma)}, \quad (1.7)$$

где γ – параметр, варьирующий от 0 до 1. Если значение γ стремится к 0, то результат обработки будет стремиться к нечеткому произведению, а если γ стремится к 1, то выражение (1.7) будет приближаться к нечеткой сумме (1.5). Нами были апробированы разные значения $\gamma=0,25, 0,5, 0,75$ и $0,9$. Эмпирически установлено, что во всех изученных регионах при $\gamma=0,9$ схема степени принадлежности, которую можно обозначить как схему индекса неотектонической активности (F), наилучшим образом согласуется с данными о распределении эпицентров землетрясений по площади, в том числе высокомагнитудных ($M \geq 5,5$). Для оценки прогностичности (качества) полученного параметра была произведена оценка ROC-AUC методом. Если построенная ROC-кривая расположена выше значения случайного распределения (диагональ квадрата на диаграмме), то имеет смысл расчет площади под этой кривой (AUC). Чем больше значение AUC, тем сильнее взаимосвязь между сравниваемыми параметрами. Таким параметром послужила величина индекса неотектонической активности и значения 0 или 1, присвоенные расчетной ячейке в зависимости от того, попадает ли в нее хотя бы 1 эпицентр землетрясения. Нами были рассчитаны значения AUC как для всех эпицентров землетрясений, так и отдельно для высокомагнитудных ($M \geq 5,5$) событий. Для проверки качества получившихся моделей кроме ROC-анализа применялись диаграммы Молчана, которые учитывают неоднородность сейсмического процесса [Molchan, 1991; Kossobokov, Shebalin, 2003; Zechar, 2010; Салтыков, 2022], которая применима для оценки эффективности модели (прогноза землетрясений, в контексте работы – по месту). Данная диаграмма строится в координатах τ (по оси абсцисс) – мера «тревоги», показывающая, какую долю территории (в контексте настоящей диссертации) стоит считать опасной и ν (по оси ординат) – доля пропущенных целей. Идеальная модель получается, когда τ и ν стремятся к 0 (меньшая доля площади при минимальных пропусках). Критерием эффективности модели при анализе является сумма минимальных значений $\tau + \nu$ ($\sum \min(\tau; \nu)$), которая дает характеристику пространственной эффективности модели (мера ошибки), который зависит от количества событий (N). В отличие от ROC-кривых, для построения данных диаграмм использовалась не вся выборка

землетрясений, а только начиная от значения представительности каталога на регион. Полученные результаты были сопоставлены с данными тектонофизических исследований.

На примере Республики Союз Мьянма показано [Сенцов и др., 2025], что при использовании аппарата нечеткой логики не всегда получается достичь высоких значений F . В таких случаях правомерно использовать метод равнозначных градаций, рассмотренный в [Копылов, 2019]. Его суть заключается в пересчете морфометрических параметров в баллы: 1 балл соответствует значениям (Z) меньшим 1-го квартиля (Q_1), 2 балла – $Q_1 \leq Z < Q_2$, 3 балла – $Q_2 \leq Z < Q_3$, 4 балла – $Z \geq Q_3$. Индекс неотектонической активности равен отношению суммы баллов к количеству использованных морфометрических параметров. При этом коэффициент корреляции Пирсона между полученными значениями индекса неотектонической активности, рассчитанными методом равнозначных градаций и с использованием нечеткой логики, составляет 0,88, что свидетельствует о схожести полученных результатов.

1.2.4. Тектонофизическое моделирование

Одним из перспективных методов изучения новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность, является моделирование. Существенный вклад в его развитие внесли М.В. Гзовский, М.А. Гончаров, О.И. Гущенко, Ю.Л. Ребецкий и другие. Компьютерное моделирование позволяет проводить геодинамические построения с большей скоростью по сравнению с аналоговым моделированием, что помогает существенно увеличить объем обрабатываемого материала и количество построенных моделей.

Существует несколько вариантов моделей среды: упругая, пластичная и упруго-пластичная. Нами была выбрана упругая модель, поскольку время накопления напряжений, вызывающих землетрясение, намного меньше времени релаксации напряжений [Кузьмин, 2023]. Например, время подготовки Ассамского землетрясения 1950 г. с $M=8,6$ составляло 20 лет [Кейлис-Борок, Малиновская, 1966], а время релаксации напряжений после землетрясений в целом оценивается приблизительно в 10^3-10^5 лет [Кузьмин, 2023]. Описанное в диссертационной

работе компьютерное геодинамическое моделирование проведено на базе специального программного обеспечения [Сенцов, 2022]. Моделирование предполагает создание трехмерной модели исследуемой области, на которую наносится сетка новейших неоднородностей и задается внешнее (региональное) поле напряжений.

Методика расчета относительных величин напряжений базируется на том, что модель состоит из упругого однородного материала [Крауч, Старфилд, 1987; Oda, 1985; Becker, 1992; Daly, Mueller, 2004], для которого известны осредненные коэффициенты Пуассона и внутреннего трения. Под действием регионального поля напряжений, величина которого достаточна для возникновения новых трещин или малых разрывных нарушений, происходит перераспределение локального поля напряжения. Физической основой определения областей нового разломообразования служит закон Кулона-Мора, описывающий зависимость касательных напряжений (τ) от величины приложенных нормальных напряжений (σ):

$$\tau = C + \sigma_n \tan \varphi \quad (1.8)$$

где τ – касательные напряжения, σ_n – нормальные напряжения, φ – угол внутреннего трения, C – сцепление ($C=2T$, где T – предел прочности породы).

Так, близость предела на разрыв в кулоновой среде (которой являются горные породы) определяется кулоновским напряжением τ_c . Оно определяется как разность между касательными напряжениями и напряжением «сухого» трения, вызванным суммарным воздействием нормального напряжения к трещине и флюидного давления ($p(fl)$) внутри самой трещины (эффективного нормального напряжения (σ^*)):

$$\tau_c = \tau_n + k * \sigma_{nn}^* \quad (1.9)$$

$$k=ks, kf, \quad (1.10)$$

где $\sigma_{nn}^* = \sigma + p(fl) \leq 0$, $p(fl) \geq 0$, $\tau_n \geq 0$, kf и ks – коэффициенты внутреннего трения эффективно сплошной породы [Терцаги, 1961; Terzaghi, 1965] и статического поверхностного трения трещины, используемые при оценке кулоновских напряжений, в результате воздействия которых происходит образование новых

трещин или реактивизация уже имеющихся. Тогда положительным значениям эффективного нормального напряжения отвечает растяжение, а положительные значения давления порового флюида соответствуют сжатию. Разрушение горных пород посредством образования новых трещин возможно из-за 1) повышения уровня максимальных касательных напряжений (начальная фаза дилатансионно-диффузионной модели), 2) понижения эффективного всестороннего давления, 3) снижения прочности пород на завершающей стадии модели лавинного неустойчивого трещинообразования [Ребецкий, 2008].

В рамках данного исследования методика компьютерного моделирования имеет свои особенности: 1) одна из нормальных осей действует вертикально; 2) промежуточное напряжение (σ_2) равно среднему, 3) перемещения по заданной сетке активных разломов происходит до полной релаксации напряжений; 4) приложенное к модели внешнее напряжение является региональным и достаточным для разрушения пород по теории Кулона-Мора ($\sigma_2 = \sigma + \alpha\tau$, где σ – вертикальное напряжение,

$$\alpha = \begin{cases} -1, & \text{обстановка растяжения} \\ 0, & \text{обстановка сдвига} \\ 1, & \text{обстановка сжатия} \end{cases}.$$

Тензор напряжений полностью определен ($\tau = \sigma_2 \sin \varphi + C \cos \varphi$), поскольку значения σ_2 , C и φ известны. Тензор напряжений, связанный с кругом Мора, фиксируется до целого значения. Смещение σ_2 вдоль оси абсцисс приводит к изменению масштаба тензора напряжений.

Программное обеспечение при проведении расчетов использует величины деформаций, что позволяет ему произвольно выбирать значение нормальных напряжений σ . Разломы разделяются на сегменты, для каждого из которых рассчитываются относительные амплитуды перемещений. Они определяются с помощью коэффициента Пуассона и модуля Юнга посредством системы дифференциальных уравнений [Руководство..., 2020; Агибалов и др., 2017; Агибалов, 2019; Сенцов, 2022]. Для сопоставления с современной сейсмичностью нами были выбраны относительные величины горизонтальных напряжений. При

этом значения этого параметра, превышающие медиану, использовались в обстановках сжатия, а меньше медианы – в обстановках сдвига.

Для определения типа напряженно-деформированного состояния в исследуемых регионах использовался метод катакластического анализа Ю.Л. Ребецкого (МКА) [Ребецкий и др., 2017]. Он позволяет в автоматизированном режиме с помощью программы StressGeol разделить множество решений фокальных механизмов очагов землетрясений на несколько кинематических групп, каждой из которых соответствует определенный тип напряженного состояния. Результаты анализа для наиболее представительной группы использовались как исходные данные при геодинамическом моделировании. Графическое представление результатов обработки реализовано в программе FaultKin [Allmendinger, 2023].

Основные результаты моделирования – схемы вероятности трещинообразования и относительных величин напряжений. Они сопоставлены с пространственным распределением эпицентров современных землетрясений и данными морфометрического анализа рельефа.

1.2.5. Выделение зон возможных очагов землетрясений и оценка максимальных магнитуд зон возможных очагов землетрясений

В настоящее время алгоритм выделения зон ВОЗ не в полной мере формализован из-за сложности учета геологических факторов. Например, по уравнению макросейсмического поля [Шебалин, 1997] возможно рассчитать интенсивность сотрясений вокруг эпицентра землетрясения. Однако сокращение площади областей, где интенсивность сотрясений превышает 5 баллов, на основе полученных результатов анализа рельефа и компьютерного моделирования, оказалось малоинформативным. В связи с этим предложено выделять зоны ВОЗ в 2 этапа: 1) на основании значений $F \geq 0,6$ и $M \geq 5,5$ и 2) на основе наличия сейсмических событий с $M \geq 5,5$, $0,4 \leq F < 0,6$ и относительной величины горизонтальных напряжений (в обстановке сжатия – превышающих медиану, в обстановках сдвига и растяжения – меньше медианы) в пределах единой площади. Этот подход также формализован не в полной мере, однако он позволяет

существенно снизить роль субъективной оценки границ зон ВОЗ и учитывать геолого-геоморфологические данные.

Для того чтобы оценить максимальную магнитуду землетрясений (M_{max}), было произведено объединение данных каталогов (ISC, USGS, ФИЦ ЕГС РАН), а магнитуды по объемным волнам (m_b) пересчитаны в M_s по формуле [Fowler, 2005; Захаров, Смирнов, 2016]:

$$M_s = 1,59m_b - 4 \quad (1.11).$$

Пересчет M_s в M_w выполнен с использованием следующих преобразований [Hanks, Kanamori, 1979; Lolli et al., 2014; Носов, Большакова, 2020]:

$$\lg(E) = A + 1,5M_s \quad (1.12)$$

$$\begin{cases} M_w = \exp(2,133 + 0,063M_s) - 6,205, \text{ если } M_s \leq 5,5 \\ M_w = \exp(-0,109 + 0,229M_s) + 2,586, \text{ если } M_s > 5,5 \end{cases} \quad (1.13)$$

$$\lg(E) = 4,8 + 1,5M_w, \quad (1.14)$$

где E – энергия (Дж), A – эмпирическая константа в интервале от 4,4 до 4,8 (принято $A=4,4$) [Носов, Большакова, 2020]. Формулы 1.12 и 1.14 использованы для анализа сейсмичности о. Сахалин. Для территории Алтае-Саянской складчатой области использовалась формула пересчета локальной магнитуды ($M_{L_{alt}}$) в энергию [Петрова, Курова, 2023]:

$$\lg(E) = K_p = 1,7M_{L_{alt}} + 2,5 \quad (1.15).$$

В тех случаях, когда объединить каталоги было невозможно (из-за отсутствует указание на тип магнитуды, использовалось значение магнитуды (M) без привязки к конкретному типу. Этот подход применен при анализе сейсмичности Большого Кавказа из-за отсутствия для большинства сейсмических событий значений магнитуд в каталоге ISC.

По полученному сводному каталогу построены графики повторяемости землетрясений, при этом уравнения регрессии проверялись t (критерий Стьюдента) и F (критерий Фишера) критериями. Для построения графика повторяемости использовался следующий подход: временной интервал от даты последнего сейсмического события разбивался на равные временные отрезки: группы из четырех интервалов по 5, четырех интервалов по 10 и 20 лет. Например, если

продолжительность инструментальных наблюдений составляет 100 лет, то интервалы выглядят следующим образом (от самого последнего к самому раннему сейсмическому событию): 5→5→5→5→10→10→10→10→20→20 лет. Отметим, что в рамках диссертационной работы построение графиков повторяемости и кумулятивных кривых землетрясений проведено не для оценки повторяемости сейсмических событий, а для того, чтобы на основе анализа полученных кривых выделить магнитудные интервалы, где происходит изменение наклона регрессионных кривых. Эти места перегибов часто позволяют выделить группы землетрясений с высокими магнитудами, которые заслуживают отдельного рассмотрения.

После этого данные каталога были сопоставлены с результатами расчета максимальной магнитуды ожидаемого землетрясения (M_{max}). Нами были использованы следующие формулы:

$$M_{max}(\text{по } M_W) = 0,5 + M_{Wmax}, \quad (1.16)$$

где M_{max} (по M_W) – максимальная моментная магнитуда ожидаемого землетрясения; M_{Wmax} – максимальная зарегистрированная M_W [Приказ..., 2018];

$$\lg(L) = 0,5M_W - 1,92, \quad (1.17)$$

где L – длина разлома, км [Kanamori, Anderson, 1975];

$$M_W = (1,16 \pm 0,07) \lg(L) + 5,08 (\pm 0,1), \quad (1.18)$$

где L – длина разлома, км [Wells, Coppersmith, 1994];

$$\lg(L) = 0,43M - 1,27, \quad (1.19)$$

где L – длина разлома, км [Завьялов, Зотов, 2021].

Использование формулы (1.20) оправдано тем, что наибольшая корреляция достигается между магнитудой и 3 параметрами – длиной разрыва на поверхности, его площадью и длиной разлома на глубине [Wells, Coppersmith, 1994]. Значения коэффициента корреляции варьируют от 0,84 до 0,95, в то время как степень корреляции между магнитудой и амплитудой смещения значительно зависит от кинематики разломов. Наилучшая корреляция достигнута для сдвигов.

Полученные значения были нами сопоставлены с региональными линеаментно-доменно-фокальными (ЛДФ) моделями для конкретных территорий,

ЛДФ-моделями к комплекту карт ОСР–97, ОСР–2016 и результатами палеосейсмологических исследований из литературных источников. Подобный подход к оценке M_{max} был рассмотрен нами в работе [Стеблов и др., 2023].

1.2.6. Пример использования предлагаемого методического подхода

Для того, чтобы продемонстрировать возможности предлагаемого подхода нами проанализирована территория Республики Союз Мьянма, где 28 марта 2025 г. произошло землетрясение с $M_w=7,7$. Этот регион также интересен тем, что он расположен в пределах 2 разновозрастных блоков, разделенных трансформным разломом Сагайн – альпийского на западе и герцинского – на востоке.

Нами рассчитаны 18 морфометрических характеристик рельефа: дисперсия высот, асимметрия высот и их математическое ожидание, глубина вертикального расчленения, наклон и кривизна рельефа, разности базисных поверхностей разных порядков, плотности рек. В этом регионе за инструментальный период наблюдений известно 960 коровых землетрясений, гипоцентры которых расположены на глубине ≤ 35 км. Моментная магнитуда 122 сейсмических событий превышает $\geq 5,5$.

На первом этапе был построен график повторяемости (рисунок 1.3) землетрясений. Представительность каталога определяется пороговым значением $M_w=4$. Данная регрессия описывается следующим уравнением:

$$\lg \frac{N}{T} = -0,71(\pm 0,05)M_w + 3,79(\pm 0,28) \quad (1.20)$$

Эта регрессионная модель и ее параметры значимы, поскольку значения критериев Фишера и Стьюдента превышают критические для $\alpha = 0,05$, а коэффициент корреляции Пирсона составляет 0,986 [Сенцов и др., 2025]. Далее анализировались две модели: построенная на всю территорию Республики Союз Мьянма и отдельно для 2 расположенных в ее пределах ранее упомянутых блоков [Карта..., 1983]. В первом случае для выделения зон ВОЗ информативны 3 морфометрических параметра рельефа: плотность водотоков, плотность их базисов и асимметрия высот. Во втором случае для западной и восточной частей Мьянмы выбраны приведенные в таблице 1.1 параметры.

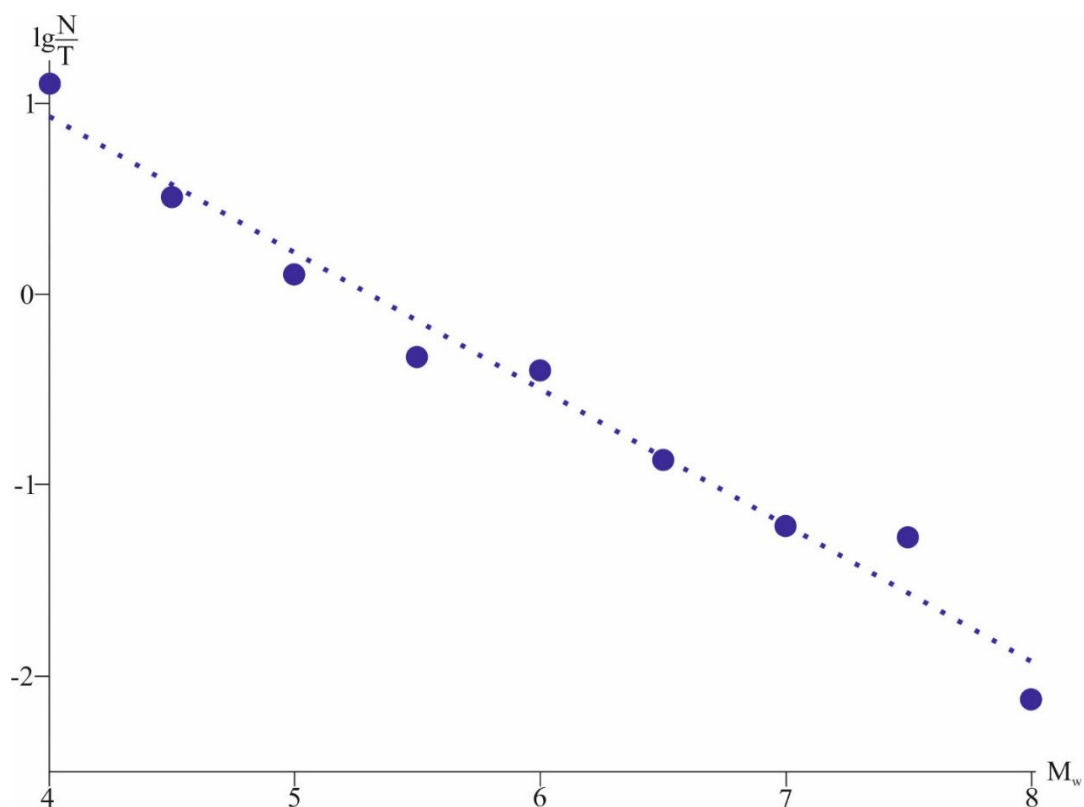


Рисунок 1.3. – График повторяемости землетрясений Республики Союз Мьянма [Сенцов и др., 2025]: N – количество землетрясений, T – время (в годах), M_w – моментная магнитуда.

Для Западной Мьянмы представительными являются асимметрия высот рельефа и плотность водотоков, а для Восточной – высоты остаточного рельефа (разность гипсометрической и базисной поверхности шестого порядка), разность базисных поверхностей 1 и 2 и 3 и 4 порядков. Индекс неотектонической активности (F) на основе морфометрических характеристик рельефа был рассчитан в пределах каждого блока как с использованием нечеткой логики, так и методом равнозначных градаций.

Корректность полученных моделей подтверждена результатами ROC-анализа (таблица 1.2). Значения F в случае использования нечеткой логики варьируются от 0 до 1, а метода равнозначных градаций – от 1 до 4. Коэффициент корреляции Пирсона между значениями F, рассчитанными разными способами составляет 0.88. Похожие значения коэффициента корреляции получены для значений аналогичного параметра, рассчитанного в районе Северомуйского тоннеля Байкало-Амурской магистрали [Агибалов и др., 2025].

Таблица 1.1. – Взаимосвязь сейсмичности и морфометрических параметров рельефа Республики Союз Мьянма [Сенцов и др., 2025]

Регион	Морфометрические параметры рельефа	Доля эпицентров землетрясений			
		всего диапазона значений Mw		с Mw ≥ 5, 5	
		расположенных в областях, где значения морфометрических параметров рельефа превышают			
		Q ₂	Q ₃	Q ₂	Q ₃
Западная Мьянма	Асимметрия высот	0,51	0,28	0,62	0,36
	Плотность водотоков, м ⁻¹	0,51	0,28	0,72	0,41
	Индекс неотектонической активности	0,59	0,31	0,71	0,45
Восточная Мьянма	Высоты остаточного рельефа, м	0,54	0,30	0,65	0,43
	Разность базисных поверхностей 1–2 порядков, м	0,57	0,32	0,76	0,51
	Разность базисных поверхностей 3–4 порядков, м	0,55	0,31	0,46	0,30
	Индекс неотектонической активности	0,60	0,32	0,76	0,46
Вся рассмотренная территория	Индекс неотектонической активности	0,59	0,30	0,71	0,47

Примечание: Q₂ – медиана, Q₃ – 3-ий квартиль

Анализ решений механизмов фокальных очагов землетрясений МКА показал, что в пределах Мьянмы преобладает сдвиговый тип напряженно-деформированного состояния с осью сжатия, простирающейся по азимуту 225°. Сопоставление результатов морфометрических и тектонофизических исследований

приведено на **рисунке 1.4**. В области значений $F \geq 2$ (расчет выполнен методом равнозначных градаций, сумма баллов не разделена на количество исходных параметров) расположено 59% эпицентров всех землетрясений и 71% эпицентров сейсмических событий с $M_w \geq 5,5$, а в области, где $F \geq 3$, соответствующие значения составляют 30% и 47% соответственно. В областях, где относительные величины горизонтальных напряжений (Sh) меньше медианы, попадает 51% всех землетрясений и 65% – с $M_w \geq 5,5$. Выбор значений Sh меньше медианы обусловлен наличием областей растяжения, характерных для сдвиговых обстановок. В случае обстановки сжатия выбираются значения Sh , превышающие медиану. На основе комплексирования результатов анализа рельефа и компьютерного моделирования выделены зоны ВОЗ, занимающие 27% площади территории государства (**рисунок 1.5**). Для четырех наиболее крупных зон были рассчитаны значения M_{max} по формуле (1.18). Они составляют 8,7, 7,5, 8,1 и 7,6 для ВОЗ № I, II, III и IV, соответственно.

Таблица 1.2. – Сопоставление значений индекса F , полученных с использованием нечеткой логики и методом равнозначных градаций.

Тип модели	Значение AUC		Значение AUC	
	Для всех диапазонов F		Для всех диапазонов $F \geq 0,6$ (3)	
	Все магнитуды	$M_w \geq 5,5$	Все магнитуды	$M_w \geq 5,5$
Вся территория по трем параметрам с использованием нечеткой логики	54%	61%	54%	61%
Вся территория по трем параметрам с использованием метода равнозначной градации,	54%	60%	52%	54%
Вся территория с использованием нечеткой логики, рассчитанная по блокам	58%	68%	51%	58%
Вся территория с использованием метода равнозначной градации, рассчитанная по блокам	57%	68%	51%	60%

Примечание: цветом выделена наиболее представительная модель, исходя из численных показателей значения AUC.

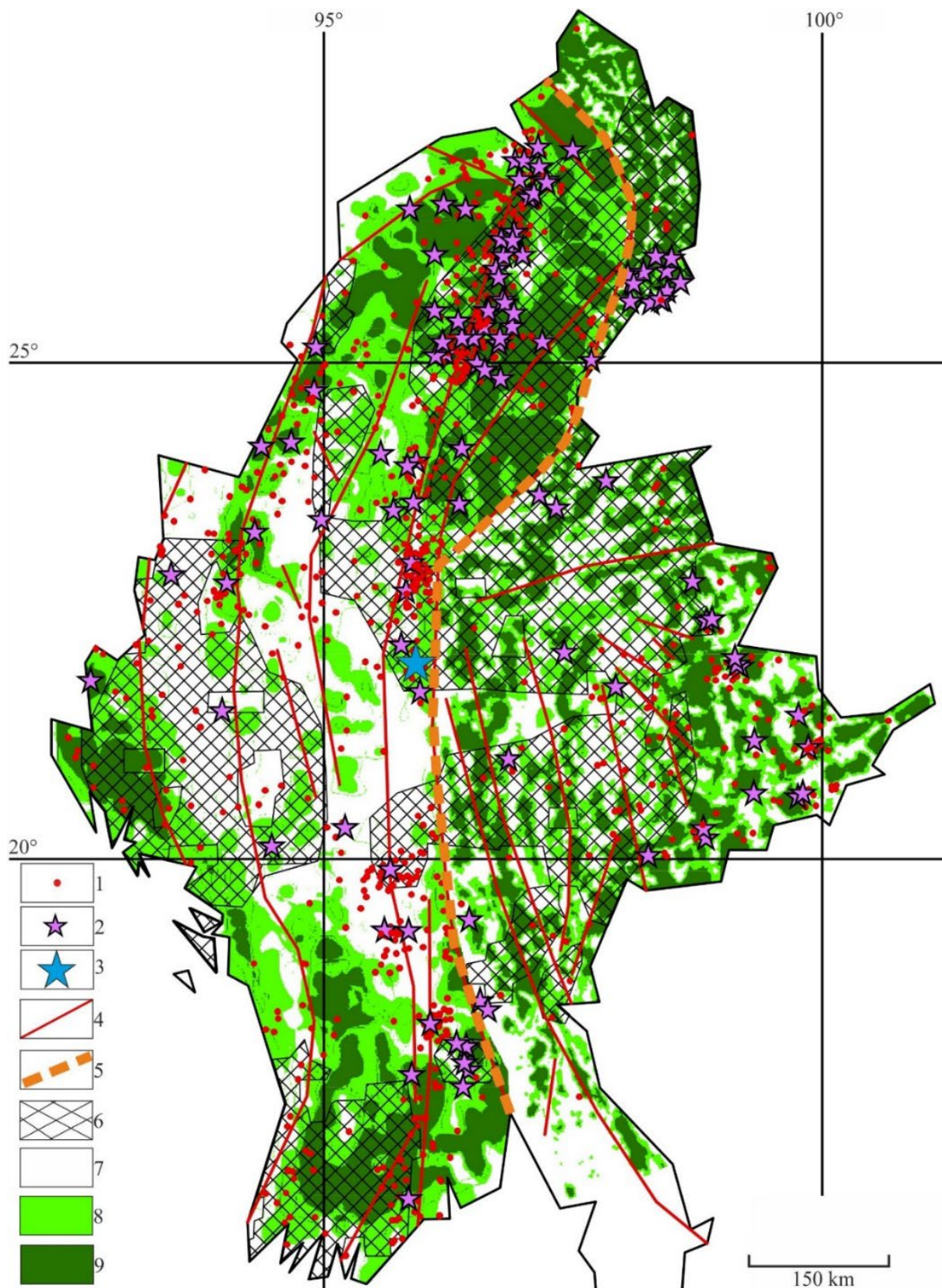


Рисунок 1.4. – Схема индекса неотектонической активности (F) центральной части территории Республики Союз Мьянма [Сенцов и др., 2025]: 1–3 – эпицентры землетрясений по данным каталога USGS: 1 – с $M_w < 5,5$, 2 – с $M_w \geq 5,5$; 3 – эпицентр землетрясения Мандалай (28.03. 2025, $M_w = 7,7$); 4 – разрывные нарушения, по [Карта разломной..., 1983]; 5 – трансформный разлом Сагайн [Карта разломной..., 1983]; 6 – области пониженных (меньше медианы) относительных значений горизонтальных напряжений; 7– 9– области, где F варьирует в интервале: 7 – $1 \leq F < 2$; 8 – $2 \leq F < 3$; 9 – $3 \leq F \leq 4$.

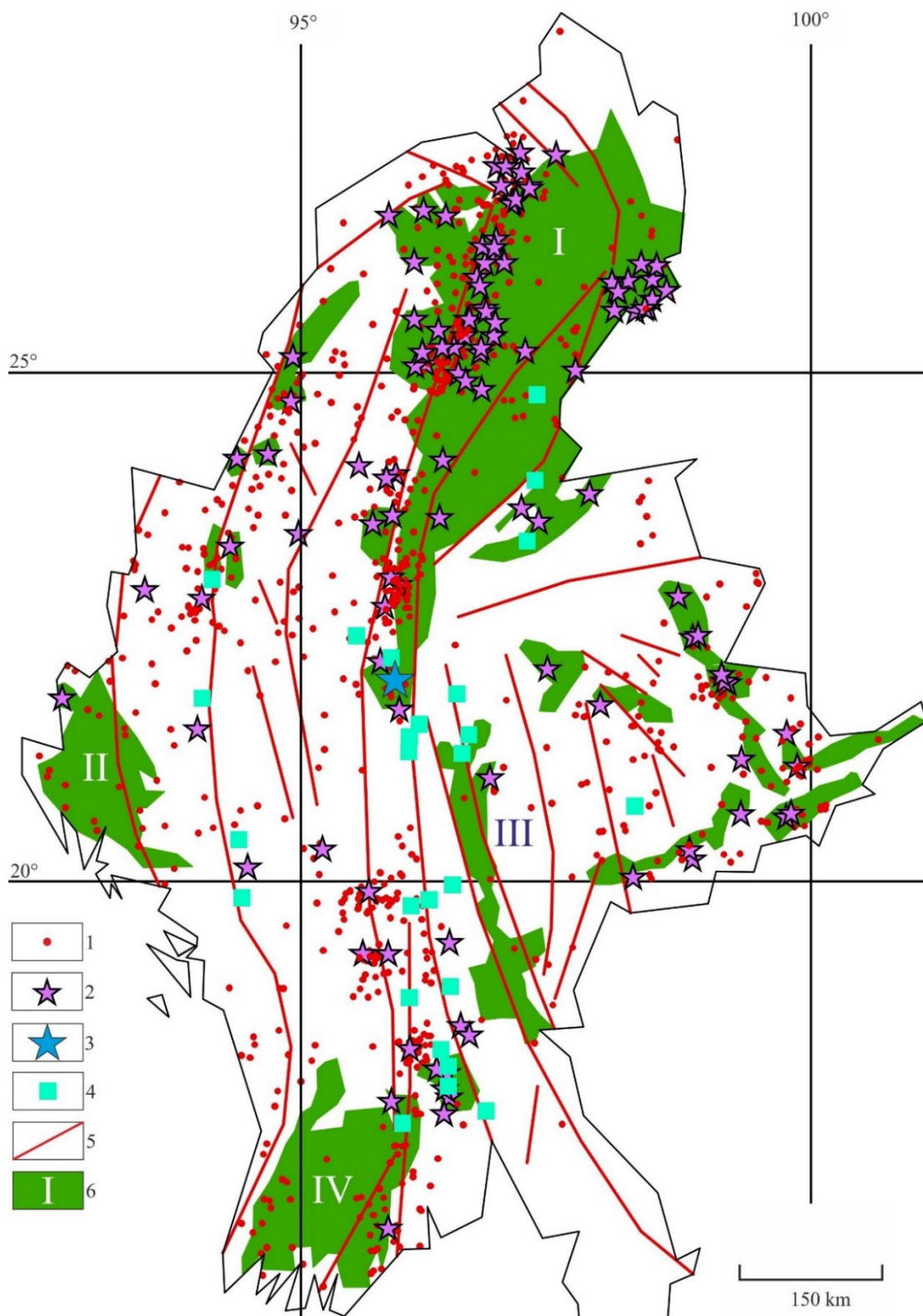


Рисунок 1.5. – Схема зон возникновения очагов коровых землетрясений центральной части Республики Союз Мьянма [Сенцов и др., 2025: 1–3 – эпицентры землетрясений по данным каталога USGS: 1 – с $M_w < 5,5$, 2 – с $M_w \geq 5,5$; 3 – эпицентр землетрясения Мандалай (28.03. 2025, $M_w = 7.7$); 4 – гидроэлектростанции, по [Saw, Ji-Qing, 2019]; 5 – разрывные нарушения, по [Карта разломной..., 1983]; 6 – зоны ВОЗ и номера наиболее крупных из них.

В пределах выделенных зон ВОЗ локализовано 12% эпицентров всех землетрясений и 75% – с $M_w \geq 5,5$. Учитывая приведенные количественные

результаты, можно сделать вывод о том, что проведенные исследования имеют поисковый характер и должны дополняться геолого-геофизическими данными. В то же время результаты представительны, а методика их получения в значительной степени формализована, что снижает экспертную роль при выделении зон ВОЗ.

Выводы по главе 1

На основе приведенного описания разработанного методического подхода можно сделать следующие выводы.

1. Предлагаемый подход основан на комплексном количественном анализе геоморфологических, геодезических и тектонофизических данных.

2. Схемы индекса неотектонической активности, полученные с использованием алгоритмов нечеткой логики, имеют большую разрешающую способность (детальность) и согласуются с закономерностями распределения эпицентров современных землетрясений по площади.

3. Данный подход является развитием идей Г.И. Рейснера о формализованном сейсмостектоническом методе [Буне и др., 1974; Борисов и др., 1976; Рейснер, Чичагов, 1991; Рейснер, 2003], который направлен на оценку M_{max} и предполагает разделение земной коры на блоки, отличающиеся геолого-геофизическим строением. В случае слабой изученности территории, Г.И. Рейснер предлагал использовать данные о рельефе и мощности земной коры, что и было реализовано в диссертационной работе.

Отметим, что для предлагаемого подхода характерна ошибка второго рода (пропуск цели), в связи с чем важно использовать его в комбинации с другими методами.

Таким образом, представленные результаты обосновывают **первое защищаемое положение**: *разработан формализованный методический подход, основанный на анализе геолого-геоморфологических, тектонофизических и геодезических пространственных данных с применением аппарата нечёткой логики и методов математической статистики, который позволяет на количественном уровне выделять зоны возникновения очагов землетрясений для сейсмических событий с магнитудой $M \geq 5,5$.*

Глава 2. Сейсмотектонические модели областей активного тектоногенеза

В этой главе рассмотрена проблема проверки достоверности предлагаемого методического подхода к выделению зон ВОЗ с $M \geq 5,5$. Для ее решения на примере 3-х достаточно хорошо изученных в сейсмотектоническом отношении территорий (Большого Кавказа, Сахалина и Алтае-Саянской складчатой области), развивающихся в разных геодинамических обстановках, составлены сводные сейсмические каталоги каждого региона с единым типом магнитуды; рассчитаны морфометрические характеристики рельефа, оценена их пространственная взаимосвязь с современной сейсмичностью и палеосейсмологическими данными; определен тип напряженно-деформированного состояния среды по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений и данных о современной площадной деформации; построены компьютерные геодинамические модели, объясняющие коровую сейсмичность; рассчитан индекс неотектонической активности (F) с использованием нечеткой логики; выделены зоны ВОЗ и оценена M_{\max} в их пределах.

2.1. Альпийский ороген Большого Кавказа

Большой вклад в изучение геологического строения Большого Кавказа внесли Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин, В.В. Белоусов, В.М. Муратов, Н.И. Николаев, В.М. Макаров, В.Н. Шолпо, Н.В. Короновский, М.Л. Копп, Е.А. Рогожин, В.Г. Трифонов, Ф.Л. Яковлев, Л.В. Панина, С.А. Несмеянов, А.Н. Овсяченко, Ю.Л. Ребецкий и многие другие.

Геологический очерк

Большой Кавказ представляет собой обширный горно-складчатый сегмент Альпийско-Гималайского пояса длиной свыше 1150 километров, протянувшийся с северо-запада на юго-восток от окрестностей Анапы и Тамани до Апшерона близ берегов Каспия возле Баку. Его ширина колеблется от 32 километров вблизи Новороссийска до ~180 километров в области Эльбруса и около 160 километров в пределах Дагестана. С севера он ограничен Скифской плитой, а с юга – Малым Кавказом [Короновский, 2011] (рисунок 2.1.1).

В структуре Большого Кавказа отчетливо выражена осевая зона мегаантиклинория, разделяющая его на северный и южный склоны. Строение северного широкого полого крыла Большого Кавказа является относительно простым, в то время как южное более сложнодислоцированное. Оно представлено сильно смятыми отложениями палеозойского, мезозойского и палеогенового возраста [Короновский, Милановский, 1973; Кузнецов, Романюк, 2025]. В современной структуре эти два крыла разделены зоной Главного Кавказского разлома. Наиболее древними породами в пределах исследуемой территории являются докембрийские отложения. Кроме продольной сегментации, в структуре присутствует и поперечная, разделяющая его на Северо-Западный, Центральный и Восточный Кавказ. Кратко рассмотрим их геологическое строение.

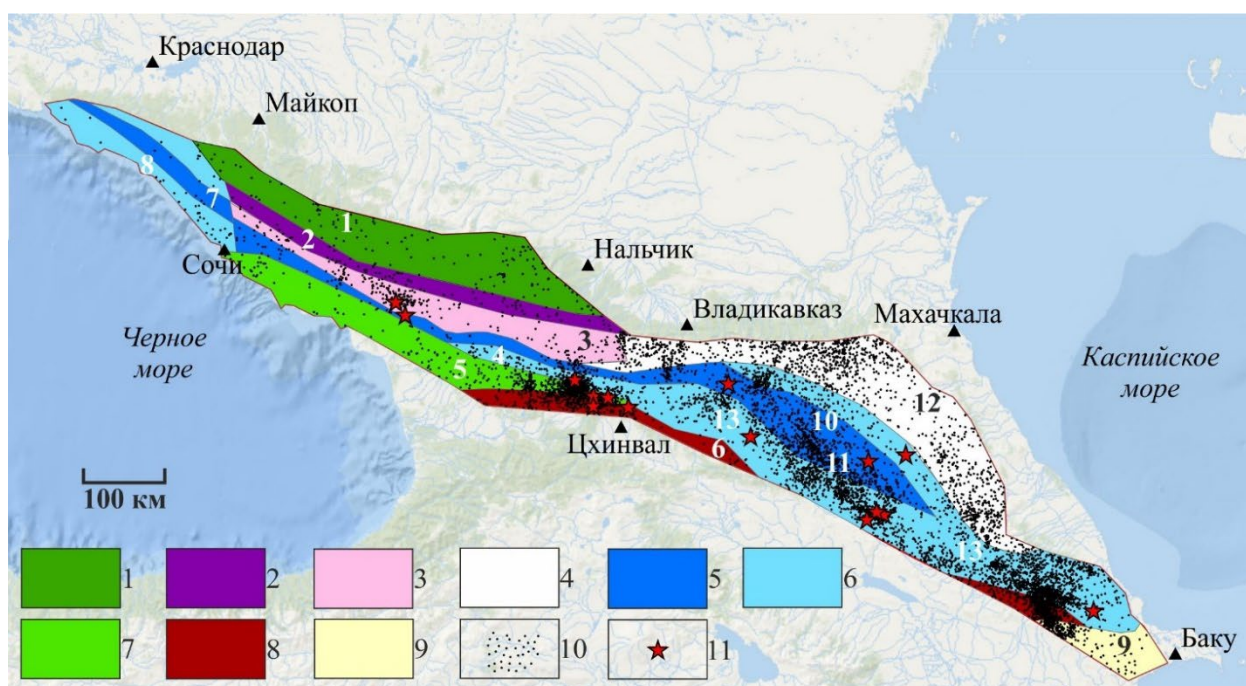


Рисунок 2.1.1. – Схема основных структур Большого Кавказа, по [Короновский, 2011].
 1 – Лабино-Малкинская зона; 2 – зона Передового хребта, сложенного палеозоем; 3 – метаморфические палеозойские породы Главного хребта; 4 – северное пологоскладчатое крыло, сложенное мезозоем; 5 – сланцевые толщи нижней – средней юры; 6 – верхнеюрско-меловые, местами флишевые, сложенные умеренно складчатыми вулканогенно-осадочными отложениями мезозоя; 7 – зона, сложенная терригенным лейасом и вулканогенным байосом; 8 – шовная и надвиговая зоны, сложенные сильно дислоцированным мезозоем и кайнозоем; 9 – кайнозойские отложения периклинальных прогибов; 10 – эпицентры современных землетрясений; 11 – эпицентры современных землетрясений с магнитудой ≥ 5.5 . Цифрами обозначены основные структуры: 1 – Лабино-Малкинская зона; 2 – зона Передового хребта; 3 – палеозойская структура Главного хребта; 4 – Сванетский антиклинорий, сложенный силуром – триасом; 5 – Гагроджавская зона; 6 – шовная и надвиговая Кахетино-Лечхумская зоны; 7 – Гойтхский

антиклинорий; 8 – Новороссийско-Сочинский антиклинорий; 9 – Апшероно-Кобыстанский передовой прогиб; 10 – структуры Главного (осевого) хребта; 11 – структуры Бокового хребта; 12 – известняковый Дагестан; 13 – Чиауро–Дибрарский синклинорий.

К наиболее крупным структурам северного крыла относятся Лабино-Малкинская моноклиральная зона и известняковый Дагестан. Первая сложена преимущественно мелководно-морскими и субконтинентальными породами позднемезозойского времени, которые падают моноклиально на север [Кузнецов, Романюк, 2025]. Эти отложения несогласно перекрывают кристаллический фундамент, представленный метаморфическими комплексами докембрийского возраста и нижнего палеозоя [Анисимов и др., 1962]. Известняковый Дагестан (Внутригорный Дагестан) сложен преимущественно терригенно-карбонатными толщами позднеюрского-эоценового времени, представленными глинами, известняками, мергелями и песчаниками [Короновский, 2011]. Пласты деформированы с образованием в основном коробчатых складок.

Южнее северного крыла расположена зона Главного Кавказского хребта (антиклинорий). Ее осевая часть сложена гранитами, гнейсами и кристаллическими сланцами протерозойского и палеозойского времени. В герцинское время эта зона была вовлечена в поднятие. Сам антиклинорий разбит разрывными нарушениями субширотного и северо-западного простираний. По Главному Кавказскому разлому, который представлен системой взбросов и надвигов, он надвинут на складчатую зону Южного склона [Короновский, Милановский, 1973]. В новейшее время Главный Кавказский хребет наследовал антиклинорий с образованием сбросовых зон.

Южный склон Большого Кавказа сложен юрско-меловыми и кайнозойскими отложениями, преимущественно флишевыми, реже карбонатными породами. Наиболее крупными структурными единицами являются Гагро-Джавская и Кахетино-Лечхумская зоны. Гагро-Джавская зона является переходной структурой между Большим Кавказом и Закавказским массивом. Она сложена флишевыми толщами ранней юры и породами ааленского яруса средней юры. Эти отложения перекрыты вулканическими породами основного состава байосского яруса.

Складчатая структура характеризуется преобладанием антиклинальных складок, которые имеют сложное строение из-за наличия надвиговых дислокаций с различной вергентностью. Все вместе создает многоярусную и ассиметричную структуру данной области, что свидетельствует о многоэтапном процессе складчатости [Короновский, 2011]. Кахетино-Лечхумская шовная зона сложена мощными осадочными толщами мезозойско-кайнозойского времени (от J_3 до P) и входит в состав Осетино-Рачино-Лечхумской зоны, к которой, в т. ч., приурочен очаг Рачинского землетрясения 1991 г. [Рогожин и др., 2015].

Таким образом, структура Большого Кавказа сформировалась в различных обстановках осадконакопления, которые завершились процессами складко- и разрывообразования. До начала альпийского этапа выделены герцинский и киммерийский тектоно-магматические циклы. К крупным разломным зонам приурочен ряд магматических комплексов, в т. ч. коллизионные граниты, связанные с закрытием океанического бассейна Тетис. Мощность земной коры составляет около 45 км [Павленкова, 2019]. В новейшее время Большой Кавказ является крупным сегментом Альпийско-Гималайского подвижного пояса.

Неотектоника

Горная система Большого Кавказа состоит из многочисленных хребтов, среди которых Главный Кавказский, Передовой, Пастбищный, Боковой, Рачинский и др. На юге за Большим Кавказом расположена система межгорных депрессий бассейнов рек Риони и Куры, разделённых Дзирульским выступом Закавказского поднятия [Рогожин, 2012]. На севере горное поднятие сопряжено с предгорными прогибами, наследуемыми реками Кубань (Индо-Кубанский) и Терек (Терско-Каспийский) и разделенными Ставропольским поперечным поднятием.

Существует несколько концепций, объясняющих формирование орогенной структуры Крымско-Кавказского региона [Патина и др., 2017]: а) покровно-складчатая, б) содвиговая, в) сдвиговая. Первые две применимы ко всему Большому Кавказу, в то время как третья – преимущественно к Копетдагу, Восточному и Центральному Кавказу. На сегодняшний день есть несколько точек зрения о начале орогенного этапа Большого Кавказа. Традиционный [Милановский, Хаин, 1963;

Милановский, 1968; Карта поверхностей..., 1971; Гроссгейм, 1972; Панина и др., 2019; Ломов и др., 2025] подход основывается на анализе возрастов поверхностей выравнивания и корреляции отложений в смежных краевых прогибах. В приведенных работах отмечается, что в миоценовое время на территории Большого Кавказа уже существовали отдельные острова (особенно в районе Центрального Кавказа), а отправной точкой начала неотектонического этапа принято сарматское время, когда сформировалась поверхность выравнивания. Существует также точка зрения о более молодом возрасте данного орогена (~3 млн. лет) [Кузнецов, Романюк; 2025]. Детальный анализ упомянутых точек зрения выходит за рамки диссертационной работы и требует отдельного рассмотрения, поэтому в диссертации неотектонический этап развития Большого Кавказа рассмотрен с позиции наиболее распространенной точки зрения [Большой..., 2007; Милановский, 1968].

По характеру движений и типам отложений неотектонический этап разделен на две стадии: раннюю и позднюю [Милановский, 1968]. Ранняя стадия в Альпийско-Гималайском поясе приходится на границу олигоцена и раннего миоцена [Трифонов, 2017]. Поздняя отвечает плиоцен-четвертичному времени. Границей стадий является сарматское время.

Ранняя стадия состоит из трех фаз, различающихся интенсивностью горообразования (вертикальных движений). Первая фаза ознаменовалась интенсивным поперечным сжатием (~23 млн. лет) с формированием позднеколлизийной складчатости и зон тектонических нарушений. Завершилась фаза образованием пологих поднятий и прогибов с накоплением в них тонкообломочных молассовых отложений, в т. ч. в смежных морских бассейнах, таких как впадина Черного моря, где, согласно [Баскакова и др., 2021], основным источником сноса служило зарождающееся поднятие Большого Кавказа и шло накопление майкопской серии. Во вторую фазу (в позднемиоценовое время) эти отложения испытали складкообразование, которое не привело к формированию высокогорного рельефа [Большой..., 2007]. В третью фазу (~10-4 млн. лет) возникла система южновергентных надвигов на южном склоне Большого Кавказа

[Трифонов, 2016]. С этой фазой связана вулканическая активность, в т. ч. формирование Эльбрусской магматической области с самыми ранними магматическими диапирами возрастом 7–8 млн. лет [Большой..., 2007].

Поздняя стадия ознаменовалась интенсивным ростом гор [Милановский, 1968], одновременно с которыми началось интенсивное осадконакопление в смежных впадинах, где мощность грубых молассовых отложений этого интервала времени достигает первых километров [Артюшков, 1993]. Важно, что сарматское время является репером, с которого начинается конэрозионный этап развития Большого Кавказа [Милановский, 1968; Панина и др., 2021]. Ему соответствует наиболее древняя из сохранившихся поверхностей выравнивания – предорогенная. Амплитуды новейших вертикальных движений в центральной части Большого Кавказа достигают 4-5 км [Карта..., 1997; Амплитуды..., 2007; Панина и др., 2021] в зоне осевого хребта, постепенно достигая первых сотен метров на западной оконечности и нулевых значений в районе предгорных прогибов на севере. Эти данные достаточно хорошо согласуются с результатами измерения скоростей современных вертикальных движений [Карта..., 1971], поскольку максимальные значения (14 мм/год) характерны для осевой части Большого Кавказа.

Разрывные нарушения относительно простирания горного сооружения разделены на две системы: продольные («кавказские») и поперечные («антикавказские»). Часть из них заложилась в герцинскую эпоху и была обновлена в альпийскую фазу тектоногенеза, однако преобладающее большинство активных разломов сформировалось на альпийском этапе, а нынешний вид разломов оформился на поздней стадии альпийского тектоногенеза [Рогожин, 2012]. Большая часть разрывных нарушений «кавказского» направления имеет взбросо-надвиговую, реже сдвиговую кинематику.

Данные о современных перемещениях земной поверхности, полученные с использованием ГНСС [База..., 2024; Милюков и др., 2022; Миронов и др., 2021], свидетельствуют о преобладании горизонтальных движений в северо-восточном направлении, что согласуется с представлениями о формировании структур Большого Кавказа в связи со сближением Аравийской и Евразийской

литосферных плит. В этих условиях происходит концентрация напряжений, вызывающих частичную активизацию поперечных и продольных позднеальпийских разломов и формирование новых разломов сдвиговой кинематики. Сейсмоактивная Крымско-Кавказско-Копетдагская разломная зона является правосдвиговой [Patina et al., 2017; Кузнецов, Романюк, 2025]. В целом на сегодняшний день различают 2 типа активных разломов: в одном почти не выражено «антикавказское» направление [Zelenin et al., 2022], а в другом это направление выражено отчетливо [Рогожин, 2012; Кенгерли и др., 2018]. В последнем случае преобладает сдвиговая компонента перемещения.

Обобщая данные о неотектонике региона, можно сделать вывод о том, что на новейшем этапе мегаантиклинорий Большого Кавказа представляет собой сводово-глыбовое поднятие, рассеченное сетью разрывных нарушений продольной и поперечной ориентировки, часть которых унаследована с более древних, доальпийских, деформационных этапов.

Анализ сейсмической активности региона

Согласно данным сейсмического каталога ISC, с октября 1905 по июнь 2023 гг. на данной территории произошло 8 077 землетрясений с глубиной очага $H \leq 45$ км в диапазоне магнитуд от 0,5 до 6,5. На основе анализа сейсмического каталога построен график повторяемости землетрясений (таблица 2.1.1, рисунок 2.1.2). На нем видно, что представительность каталога определяется значением $M \geq 3,5$. Регрессия на интервале $3,5 \leq M \leq 6,5$ описывается следующим уравнением:

$$\lg\left(\frac{N}{T}\right) = -1,24(\pm 0,08)M + 6,25(\pm 0,4), \quad (2.1.1)$$

где N – количество землетрясений с магнитудой M , произошедших за время T (в годах). Данная регрессия проходит проверку статистическими критериями Фишера и Стьюдента (F и t - критерии) для уровня статистической значимости $\alpha=0,01$ ($F=246,20$, $t=10,78$ при $F_{\text{крит}}=16,6$ и $t_{\text{крит}}=4,03$), коэффициенты корреляции (R_c) и детерминации (R^2) равны 0,99 и 0,98, соответственно.

Таблица 2.1.1. – Повторяемость коровых землетрясений Большого Кавказа по данным каталога ISC.

Года	Интервал времени (годы)	Магнитуды						
		0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5
		<0,8	[0,8-1,2)	[1,2-1,7)	[1,7-2,2)	[2,2-2,7)	[2,7-3,2)	[3,2-3,7)
2023-2019	5	394	747	694	283	107	127	355
2018-2014	5	97	259	274	178	90	213	397
2013-2009	5	19	20	57	143	236	564	296
2008-2004	5	31	47	39	62	31	38	224
2003-1994	10	6	6	18	8	55	169	379
1993-1984	10					4	2	10
1983-1974	10						1	2
1973-1964	10							4
1963-1944	20							
1943-1924	20							
1923-1904	20							
Года	Интервал времени (годы)	Магнитуды						
		4	4,5	5	5,5	6	6,5	
		[3,7-4,2)	[4,2-4,7)	[4,7-5,2)	[5,2-5,7)	[5,7-6,2)	[6,2-6,7)	
2023-2019	5	124	16	5				
2018-2014	5	161	21	5	3			
2013-2009	5	174	25	7	4			
2008-2004	5	264	34	3				
2003-1994	10	300	59	6				
1993-1984	10	22	53	23	6	3	1	
1983-1974	10	7	20	5	4			
1973-1964	10	5	16	8				
1963-1944	20			2	2	1	1	
1943-1924	20							
1923-1904	20						1	

*Примечание: цветом выделены временные интервалы, используемы для построения графика повторяемости.

При анализе кумулятивного графика (рисунок 2.1.3) можно заметить, что линейная зависимость сохраняется на интервале $M \in [3,5; 5,8]$ и описывается регрессией:

$$\lg(N) = -1,12(\pm 0,01)M + 7,36(\pm 0,04), \quad (2.1.2)$$

где N – количество землетрясений с магнитудой M . Данная зависимость также проходит проверку статистическими критериями Фишера и Стьюдента для уровня статистической значимости $\alpha=0,01$ ($F=153,26$, $t=14,50$ при $F_{\text{крит}}=7,95$ и $t_{\text{крит}}=2,80$), коэффициенты корреляции и детерминации равны 0,993 и 0,996, соответственно. Кроме того, в районе значения $M \approx 5,8-6,0$ виден небольшой изгиб кумулятивного графика, что может свидетельствовать об отклонении от закона Гутенберга-

Рихтера или, что более вероятно, о малой выборке сейсмических событий.

К наиболее разрушительным землетрясениям относится Рачинское (29.04.1991, $I_0=7-8$ баллов, глубина очага 6-14 км, $M_{S_{\text{ФИЦ ЕГС РАН}}}=7,2$, $M_{b_{\text{ISC}}}=6,3$). В тектоническом отношении оно приурочено к Рача-Лечхумской шовной зоне. Механизм очага взбросо-надвигового типа [Арефьев и др., 1993]. Согласно [Рогожин, 2012], все сейсмодислокации имели гравитационное и вибрационное происхождение. Среди них преобладали оползни и обвалы, каменные и грязекаменные лавины, развитые, преимущественно, на севере и юге относительно положения очаговой зоны. Непосредственного выхода очага на поверхность не произошло. Землетрясения подобной силы в районе Рача-Джавской зоны происходили и в историческом прошлом: согласно данным палеосейсмологических исследований [Овсюченко и др., 2011а, б; Рогожин, 2012], период повторяемости составляет около 2000–4000 лет. Рачинскому землетрясению в историческом прошлом предшествовали еще 2 землетрясения, произошедшие ~2000 и 6000 лет назад, соответственно.

Имеющиеся на сегодняшний день данные о доинструментальных землетрясениях Большого Кавказа [Никонов, 1991; Богатилов и др., 2003; Рогожин и др., 2020; Овсюченко и др., 2023; Овсюченко и др., 2024] свидетельствуют об активной тектонике региона. Применение георадарных методов исследования [Овсюченко и др., 2024] в Фиагдонской котловине Северо-Юрской депрессии позволило выделить ряд приповерхностных активных разрывных нарушений, по которым в недавнем геологическом прошлом происходили смещения, выраженные в рельефе, но не смещающие верхнюю часть разреза. Вместе с археосейсмологическими исследованиями авторами статьи были сделаны выводы о том, что в этом регионе за последние 600-700 лет произошло как минимум два землетрясения с $M>6,6$.

В районе северного Приэльбрусья сейсмическая активность происходила в несколько этапов: самый молодой – около 300-400 лет назад, а самый древний – 6300 лет назад [Рогожин и др., 2005].

В районе Центрального Кавказа, в особенности в пределах его северного

склона (в т. ч. г. Казбек), зафиксировано 9 палеоземлетрясений возрастом от 7000 до 600 лет. Одно из них ~6000 лет назад сопровождалось вулканической активностью [Гущенко, 1979; Катастрофические..., 2002; Рогожин, 2012]. Во всех случаях методом тренчинга были зафиксированы выходы сейсморазрыва на поверхность, что свидетельствует о $M > 5,5$. В рамках диссертационной работы эти материалы были сопоставлены с построенной автором схемой зон ВОЗ.

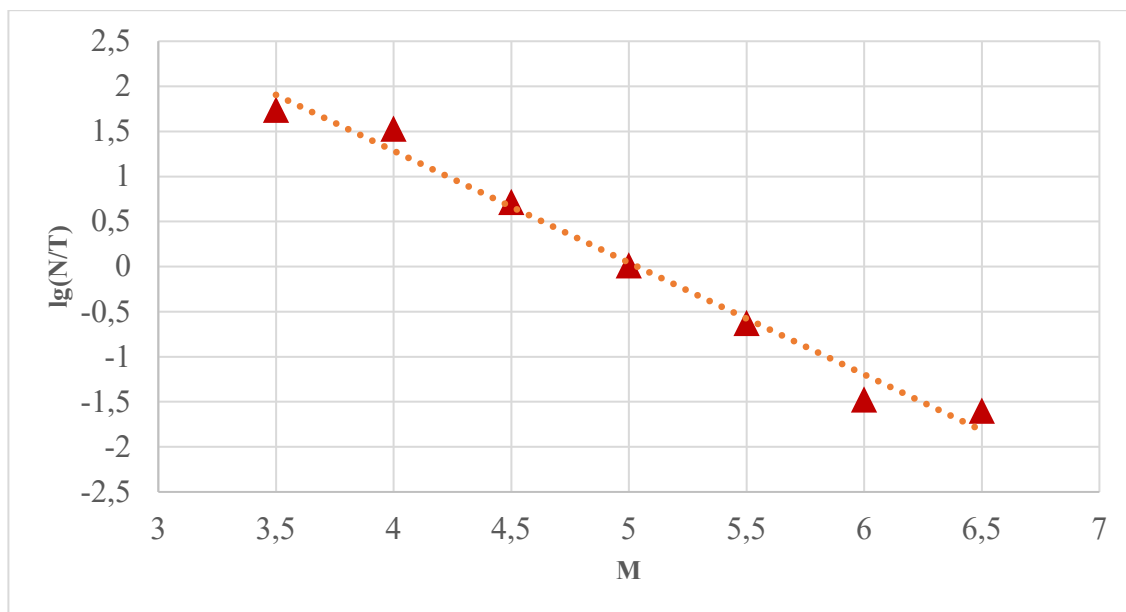


Рисунок 2.1.2. – График повторяемости землетрясений (с глубиной гипоцентра до 45 км) Большого Кавказа для событий с $M \geq 3,5$.

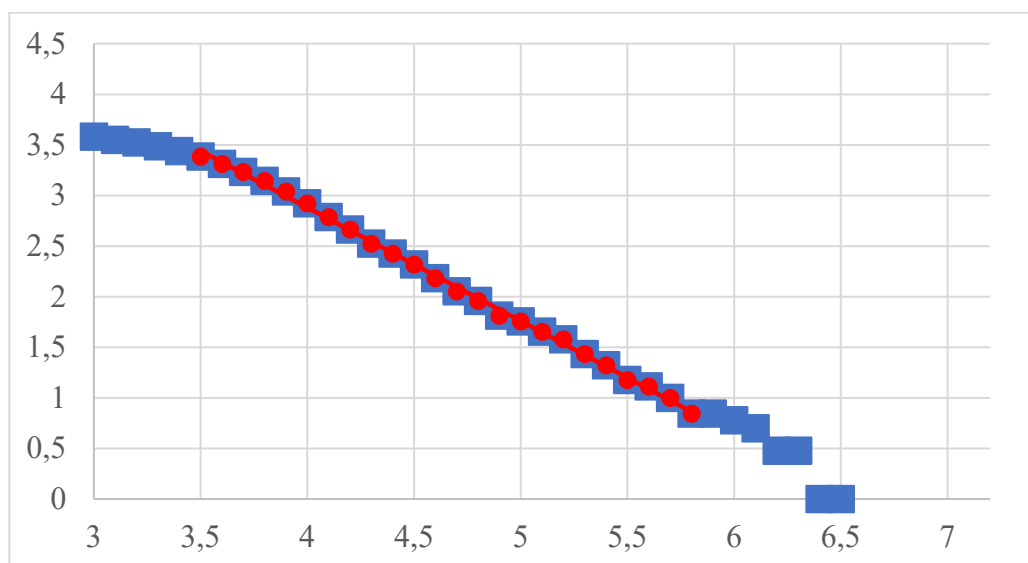


Рисунок 2.1.3. – Кумулятивный график землетрясений (с глубиной гипоцентра до 45 км) Большого Кавказа для интервалов магнитуд от 3 до 6,5 (синие маркеры) и в интервале $M \in [3,5; 5,8]$ (красные маркеры). По оси абсцисс отложена M , по оси ординат – $\lg(N)$. Линия тренда соответствует уравнению (2.1.2).

Морфометрические исследования

Для территории Большого Кавказа были проанализированы 16 морфометрических характеристик рельефа (таблица 2.1.2), рассчитанные с горизонтальным разрешением 750 м (количество анализируемых точек составляет 322 040). В целом эти параметры в определенной степени отражают характер неотектонической активности. Рассмотрим их более подробно.

Таблица 2.1.2. – Квартильные значения морфометрических характеристик рельефа Большого Кавказа

№	Параметр	Q1	медиана	Q3
1	Разность базисных поверхностей 1 и 2 порядков, м	15	109	271
2	Разность базисных поверхностей 2 и 3 порядков, м	27	157	371
3	Разность базисных поверхностей 3 и 4 порядков, м	124	414	700
4	Разность базисных поверхностей 4 и 5 порядков, м	46	198	348
5	Разность гипсометрической и базисной поверхности 4 порядка, м	630	1262	1910
6	Разность гипсометрической и базисной поверхности 5 порядка, м	792	1515	2165
7	Глубина вертикального расчленения рельефа, м	1201	1719	2108
8	Наклон рельефа, °	9,4	17	24,4
9	Кривизна рельефа, взятая по модулю, $\times 10^{-3} \text{ м}^{-1}$	96	224	444
10	Дисперсия глубины вертикального расчленения рельефа, м	77	113	161
11	Дисперсия наклона рельефа, °	6,5	7,5	8,5
12	Дисперсия кривизны рельефа, взятая по модулю, $\times 10^{-3} \text{ м}^{-1}$	216	318	391
13	Дисперсия высот, м	237	346	437
14	Средняя высота, м	1017	1718	2285
15	Плотность линеаментов, км^{-1}	0,21	0,24	0,27
16	Асимметрия высот	-0,05	0,18	0,45

На территории исследования распространены водотоки от 1 до 5 порядков. К последним относятся реки Белая, Бзыбь, Терек, Кубань. Возраст их заложения соотносится с началом неотектонического этапа. Наиболее интенсивные

амплитуды поднятий (до 740 м) на рубеже формирования водотоков 5 и 4 порядка происходили в известняковом Дагестане, центральной части Кавказа (от Цхинвала до Владикавказа) и в 2 районах Лабино-Малковской зоны (рисунок 2.1.4). В это же время опускание испытывали северо-западное и юго-восточное замыкания Большого Кавказа, а также его южный склон в пределах Северо-Западного Кавказа. Амплитуда опускания достигала 300 м (Гойтхский и Новороссийско-Сочинский антиклинории, Апшероно-Кобыстанский передовой прогиб). Таким образом, в пределах Северо-Западного Кавказа происходило инверсионное развитие складчатых структур. Для остальной части Большого Кавказа характерно общее воздымание с амплитудами от 45 до 350 м. При рассмотрении квартильных значений (таблица 2.1.2) можно заметить, что $\frac{3}{4}$ территории находилось в это время в состоянии поднятия.

На этапе, соответствующем времени формирования базисных поверхностей 3 и 4 порядков (рисунок 2.1.5), наиболее интенсивное поднятие происходило вдоль Главного Кавказского хребта, в т. ч. в районе развития флюидо-магматических систем Эльбруса и Казбека, где амплитуды вертикальных движений достигали 1323 м. Продолжалось опускание в краевых частях Новороссийско-Сочинского антиклинория амплитудой до 112 м, а сводовая часть Гойтхского антиклинория испытала положительные вертикальные движения с амплитудами до 300 м. Апшероно-Кобыстанский передовой прогиб продолжал углубляться в своей прикаспийской части. Квартильные значения разности базисных поверхностей 4-5 порядков почти в 2 раза превышают аналогичные значения для поверхностей 3-4 порядков, что, предположительно, может указывать на усиление неотектонической активности и горообразования. Исходя из возраста самых древних вулканических пород Эльбрусской магматической области – кислых диапиров Минераловодского района, составляющего 7–8 млн. лет [Большой..., 2007], можно предположить, что именно на этот период времени приходится формирование базисов водотоков 3-го порядка.

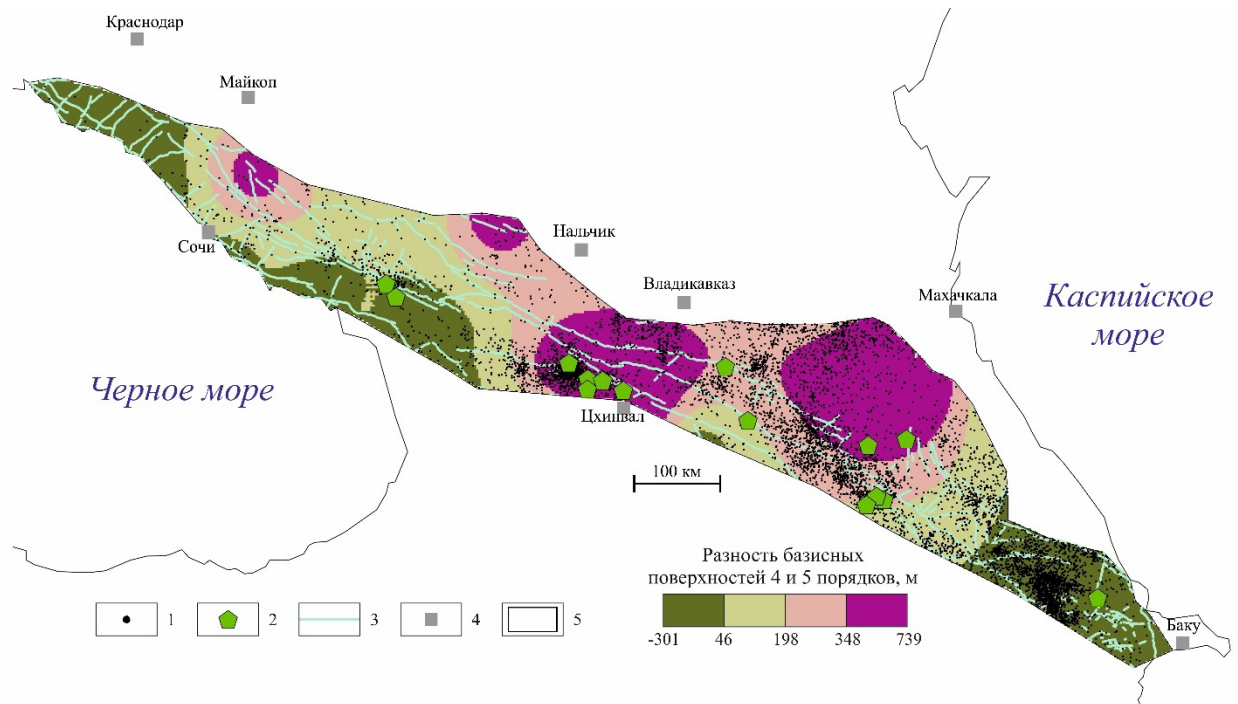


Рисунок 2.1.4. – Схема разности базисных поверхностей водотоков 4 и 5 порядков. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

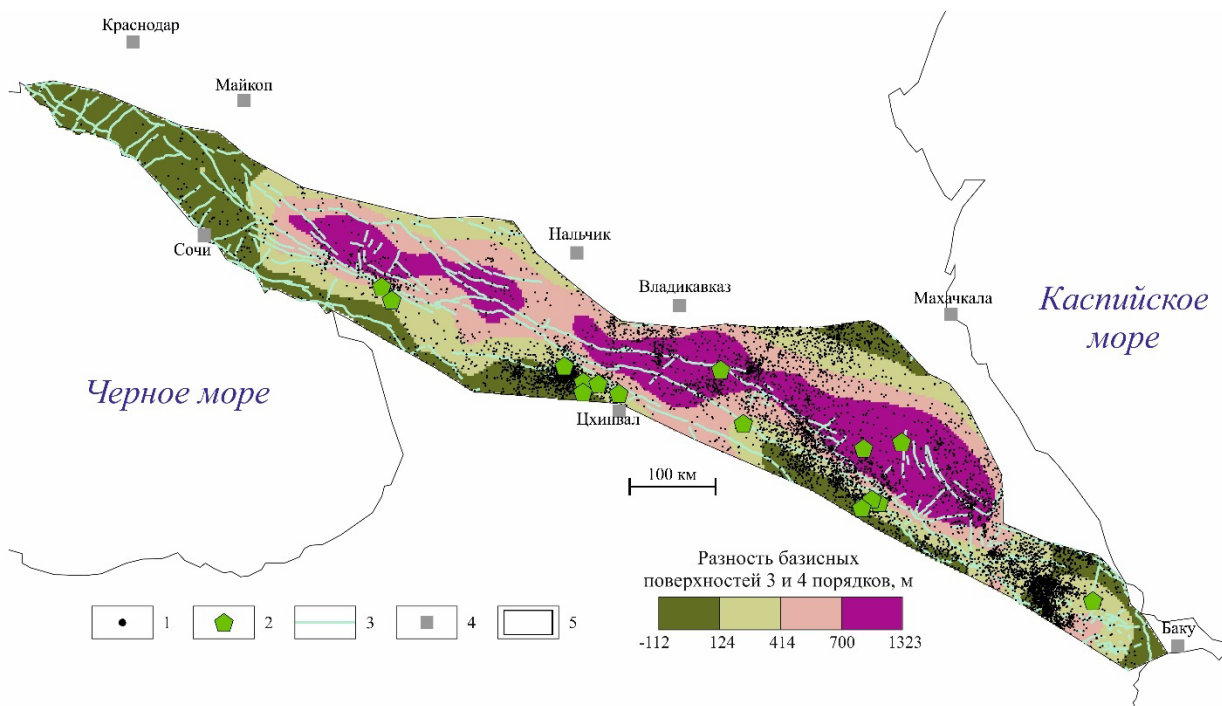


Рисунок 2.1.5. – Схема разности базисных поверхностей водотоков 3 и 4 порядков. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

Разность базисных поверхностей 2–3 порядков (рисунок 2.1.6) показывает, что во время их формирования амплитуды поднятия достигали 2160 м, а области

опускания были сопряжены с Индоло-Кубанским и Терско-Каспийским предгорными прогибами и межгорным прогибом между Большим и Малым Кавказом. Исходя из высоких значений разности базисных поверхностей, можно предположить, что в это время также происходило интенсивное горообразование. Возможно, оно сопровождалось наиболее интенсивными вспышками вулканизма возрастом 2,8-1,5 млн. лет [Милановский, Короновский, 1973; Большой..., 2007].

Схема разности базисных поверхностей 1–2 отражает этап заложения овражно-балочной сети (рисунок 2.1.7). На ней наиболее четко выражен сложный дифференцированный характер вертикальных неотектонических движений.

Общую амплитуду неотектонического поднятия можно оценить по схеме остаточного рельефа, полученной путем вычитания гипсометрической поверхности из базисной 4 порядка (рисунок 2.1.8). Она составляет порядка 4,6 км. Наиболее древняя базисная поверхность недостаточно информативна из-за малого количества точек – базисов эрозии – по которым она была построена. Интересно, что на схеме остаточного рельефа хорошо выражена градиентная зона, соответствующая Главному Кавказскому разлому, северное крыло которого испытало более интенсивное поднятие по сравнению с южным.

Глубина вертикального расчленения позволяет оценить амплитуды вертикальных движений за конэрозионный этап (рисунок 2.1.9), достигающих наибольших значений в осевой части Большого Кавказа. Слабо расчлененный рельеф характерен для краевых зон Большого Кавказа, что согласуется с данными анализа разности базисных поверхностей разных порядков.

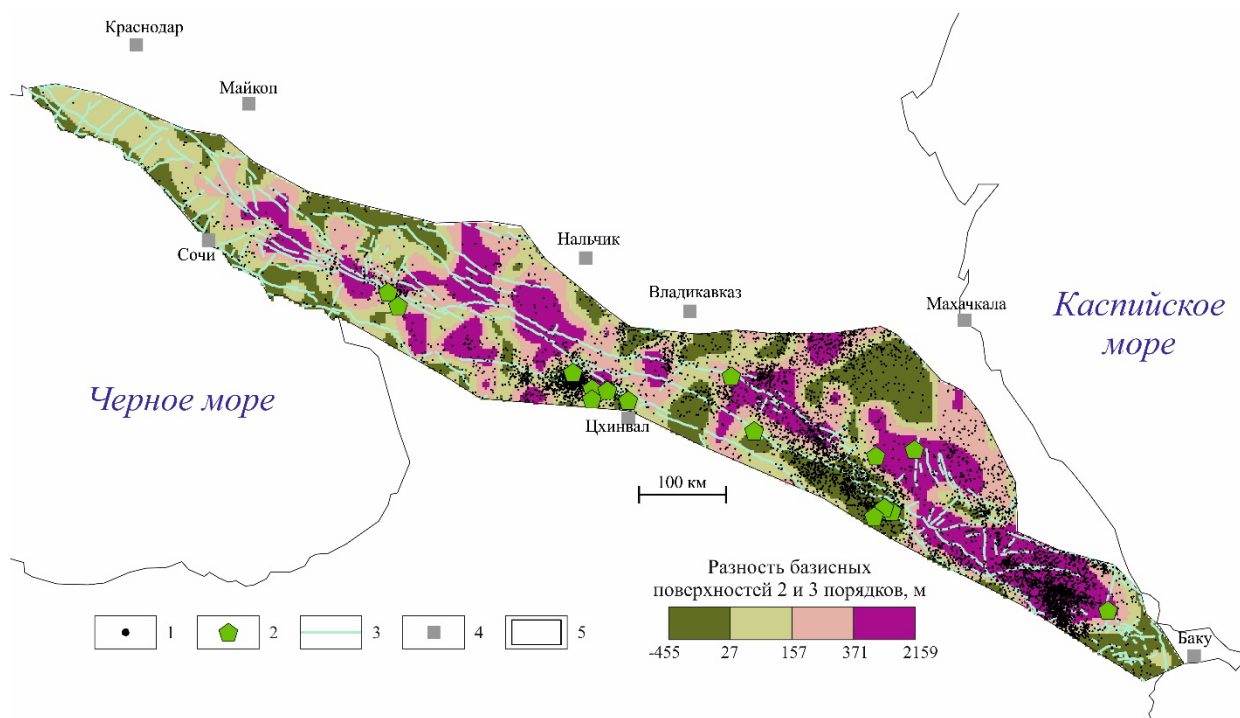


Рисунок 2.1.6. – Схема разности базисных поверхностей водотоков 2 и 3 порядков. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

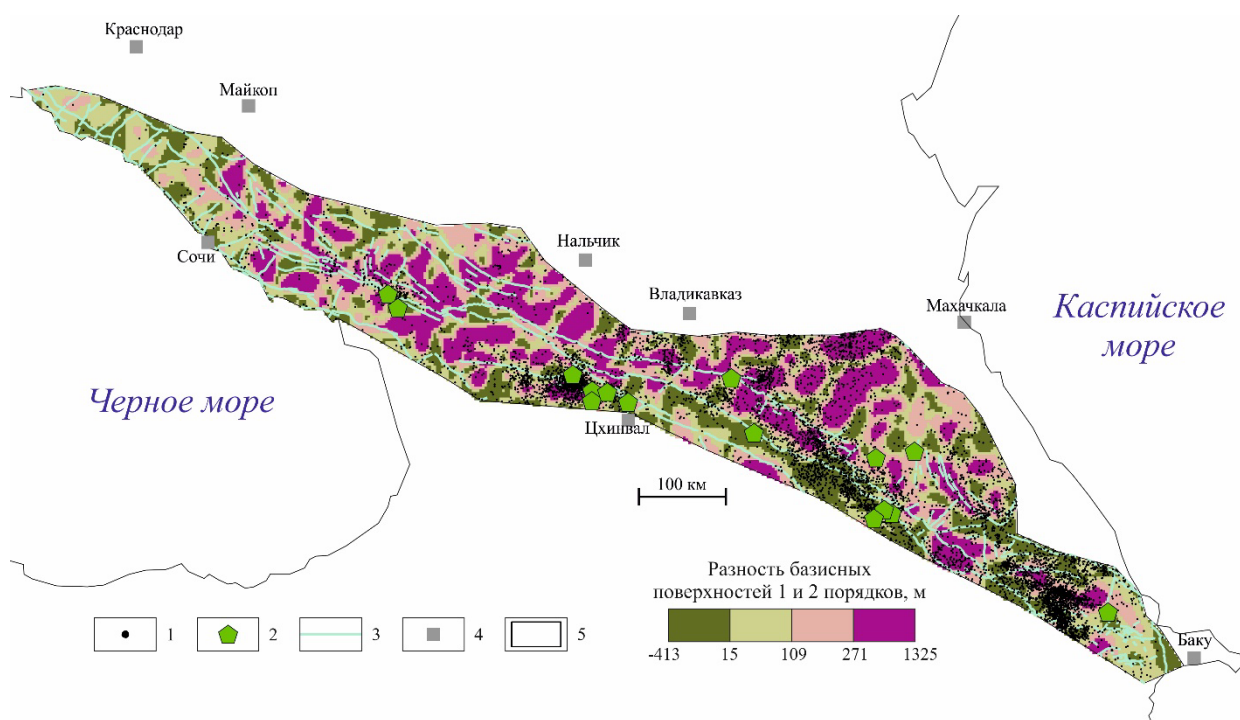


Рисунок 2.1.7. – Схема разности базисных поверхностей водотоков 1 и 2 порядков. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

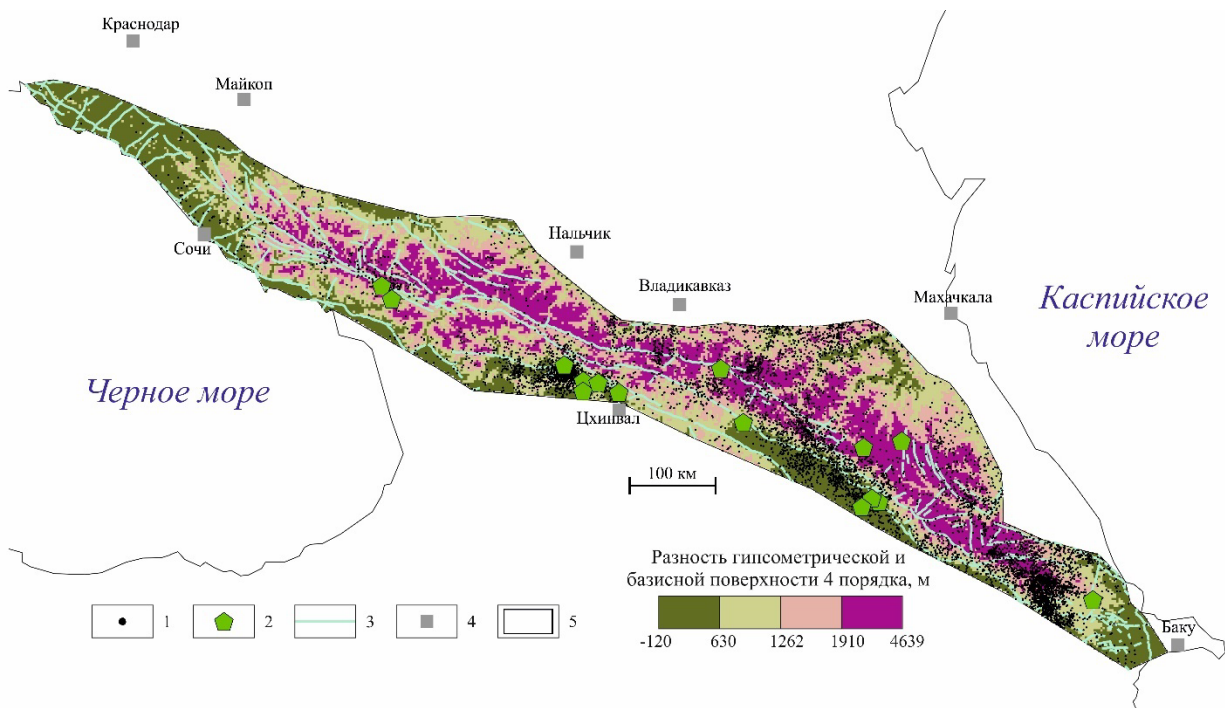


Рисунок 2.1.8. – Схема разности гипсометрической и базисной поверхности 4 порядка. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

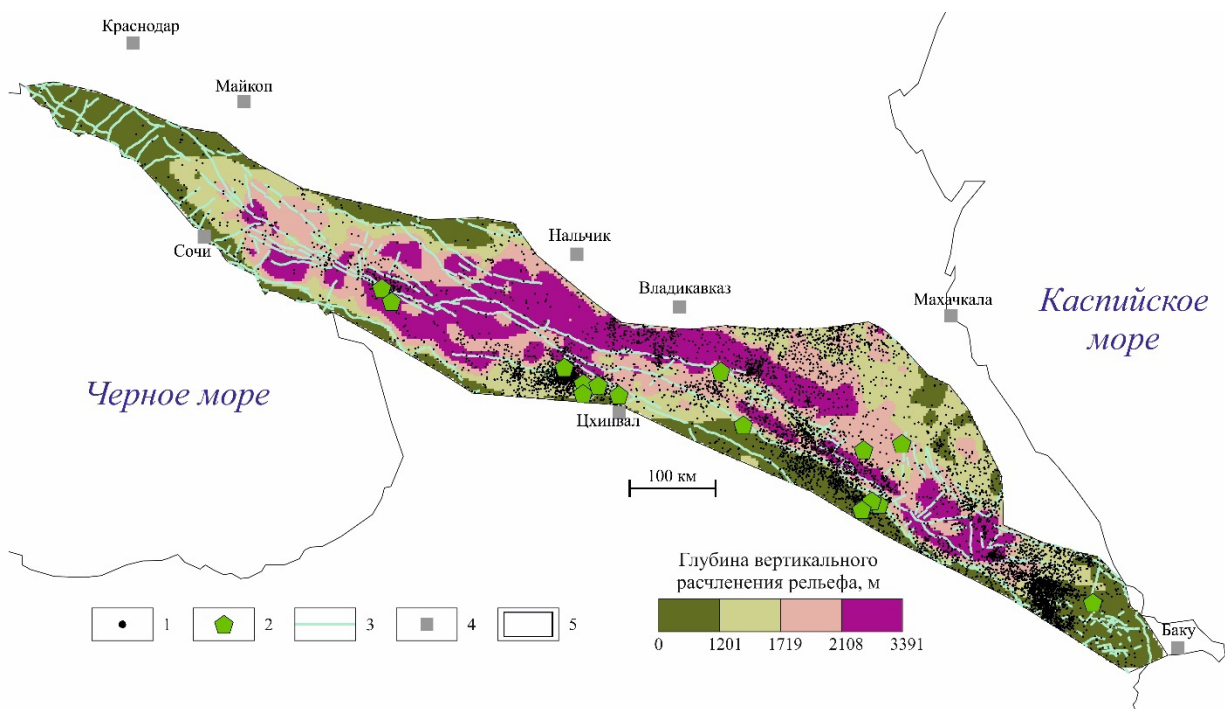


Рисунок 2.1.9. – Схема глубины вертикального расчленения рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

Схема наклона поверхности рельефа в ряде случаев информативна для выделения разрывных нарушений по повышенным значениям этого параметра: например, в пределах разломов зоны Главного Кавказского хребта углы наклона составляют 14–50°. Однако для всей рассмотренной территории в целом нет статистически значимой взаимосвязи между углом наклона и наличием разрывного нарушения (рисунок 2.1.10). Аналогичный результат получен также для кривизны рельефа, взятой по модулю (рисунок 2.1.11).

Из рассмотрения схемы дисперсии глубины вертикального расчленения рельефа (рисунок 2.1.12) следует, что значительная часть разрывных нарушений приурочена к градиентным зонам этого параметра или к значениям, превышающим медианное (113 м). Кроме того, большая часть разрывных нарушений почти на всем протяжении Главного Кавказского хребта сосредоточена в зонах, где дисперсия наклона рельефа превышает медиану (рисунок 2.1.13). Коэффициент корреляции Пирсона между глубиной вертикального расчленения и дисперсией кривизны рельефа, взятой по модулю (рисунок 2.1.14), составляет 0,77. Повышенные значения последнего параметра маркируют области локальных поднятий, расположенных преимущественно в пределах Северо-Западного и Центрального, реже – Юго-Восточного Кавказа. Дисперсия высот характеризует степень вертикального расчленения рельефа и его потенциальную энергию на дальнейшее воздымание [Спиридонов, 1975; Трегуб, 2010] (рисунок 2.1.15).

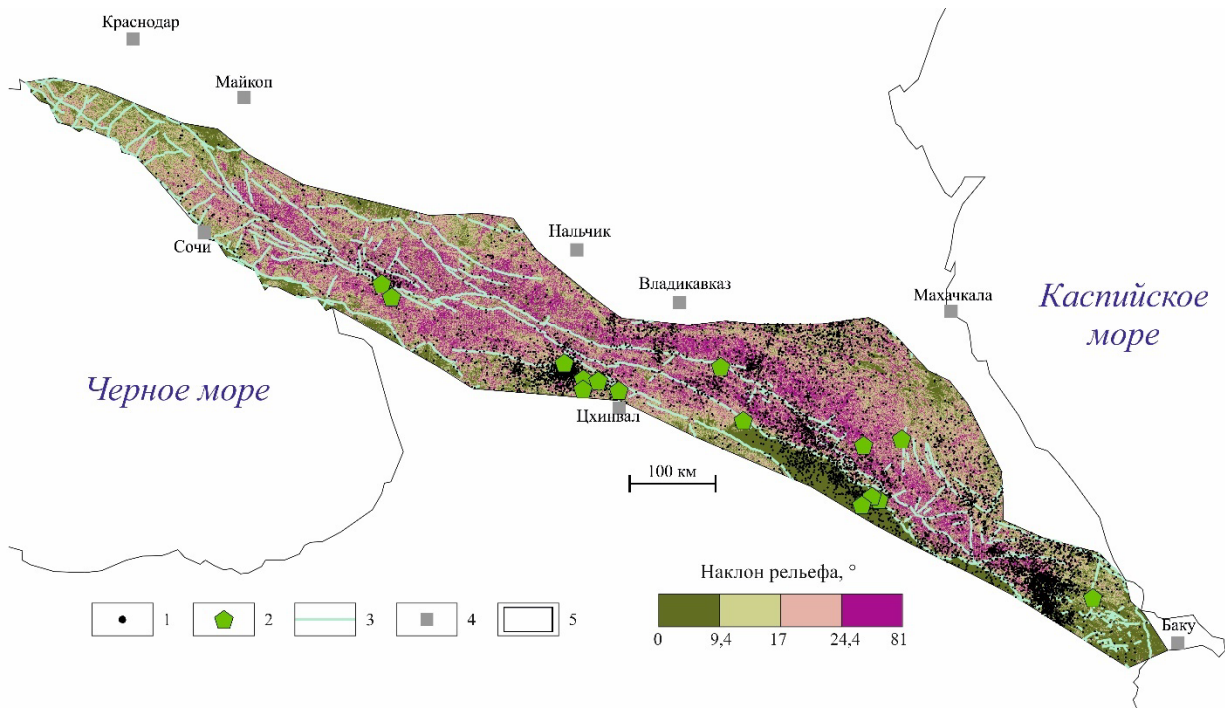


Рисунок 2.1.10. – Схема наклона рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

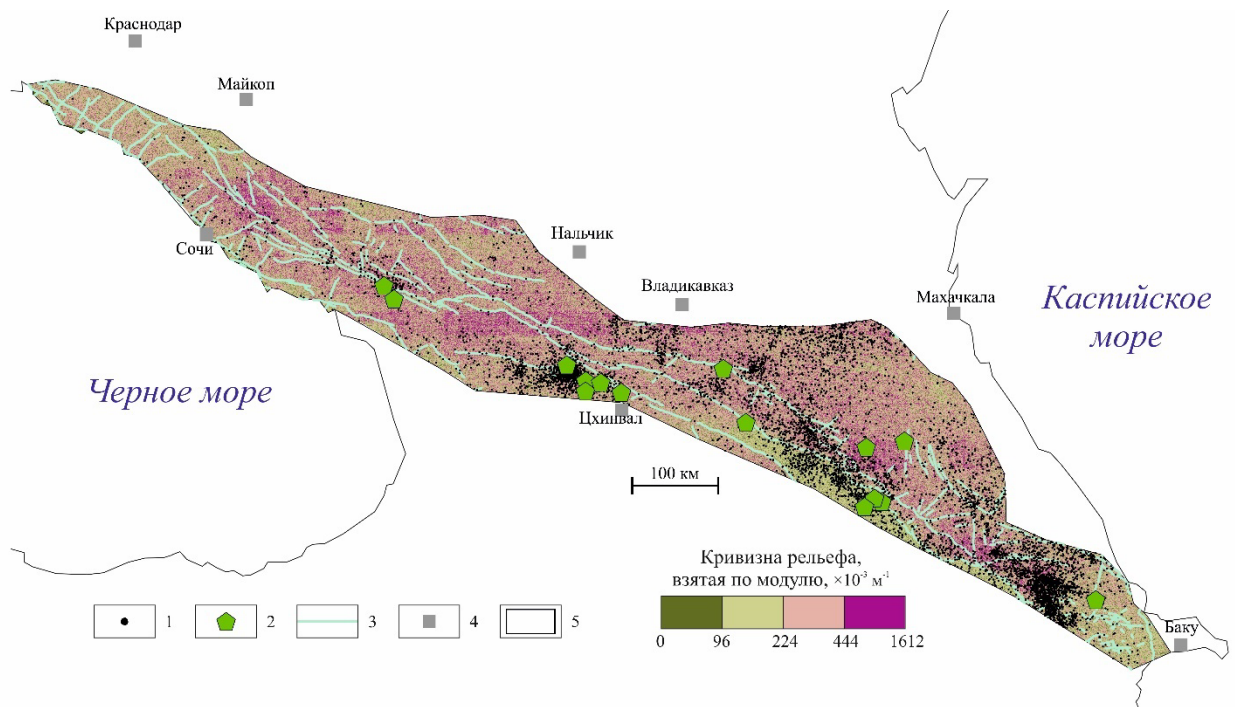


Рисунок 2.1.11. – Схема кривизны рельефа, взятой по модулю рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

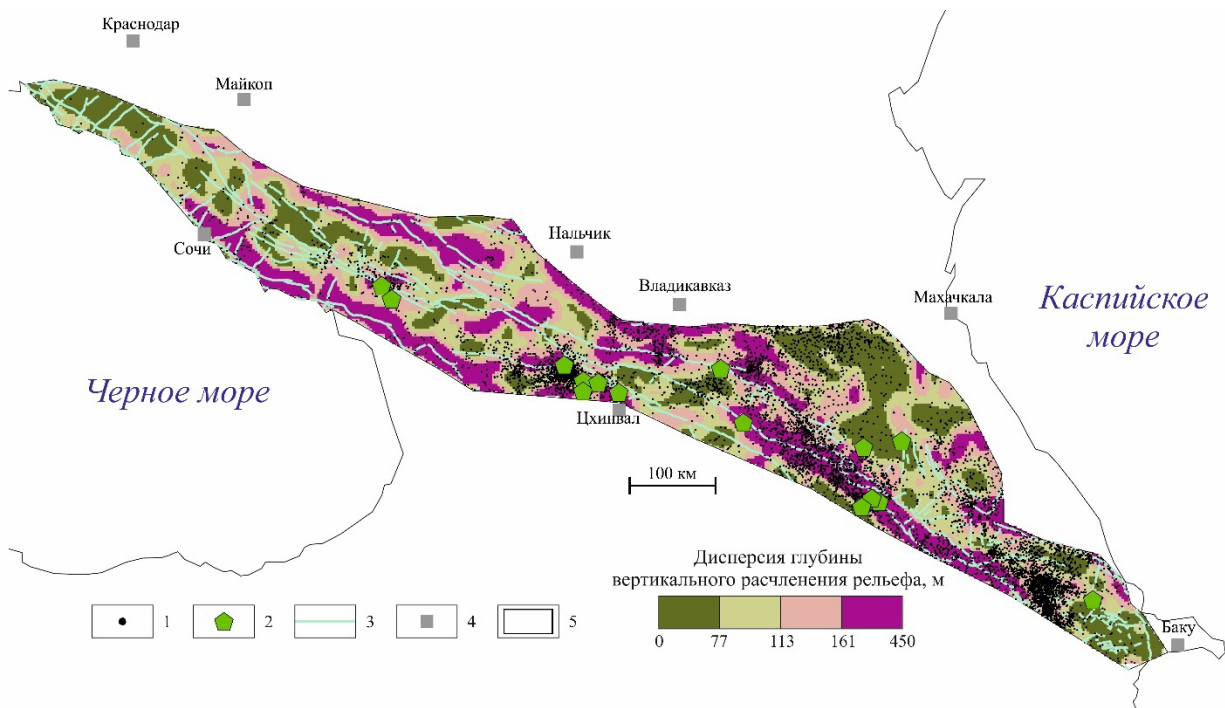


Рисунок 2.1.12. – Схема дисперсии глубины вертикального расчленения рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

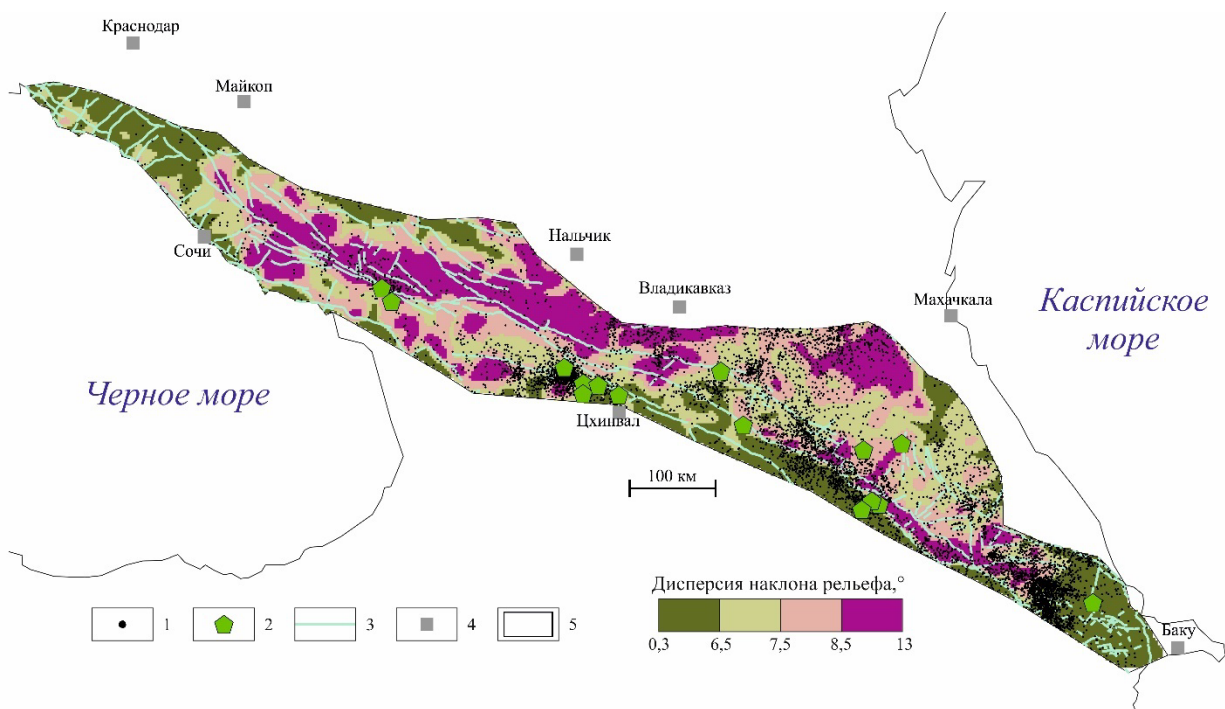


Рисунок 2.1.13. – Схема дисперсии наклона рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

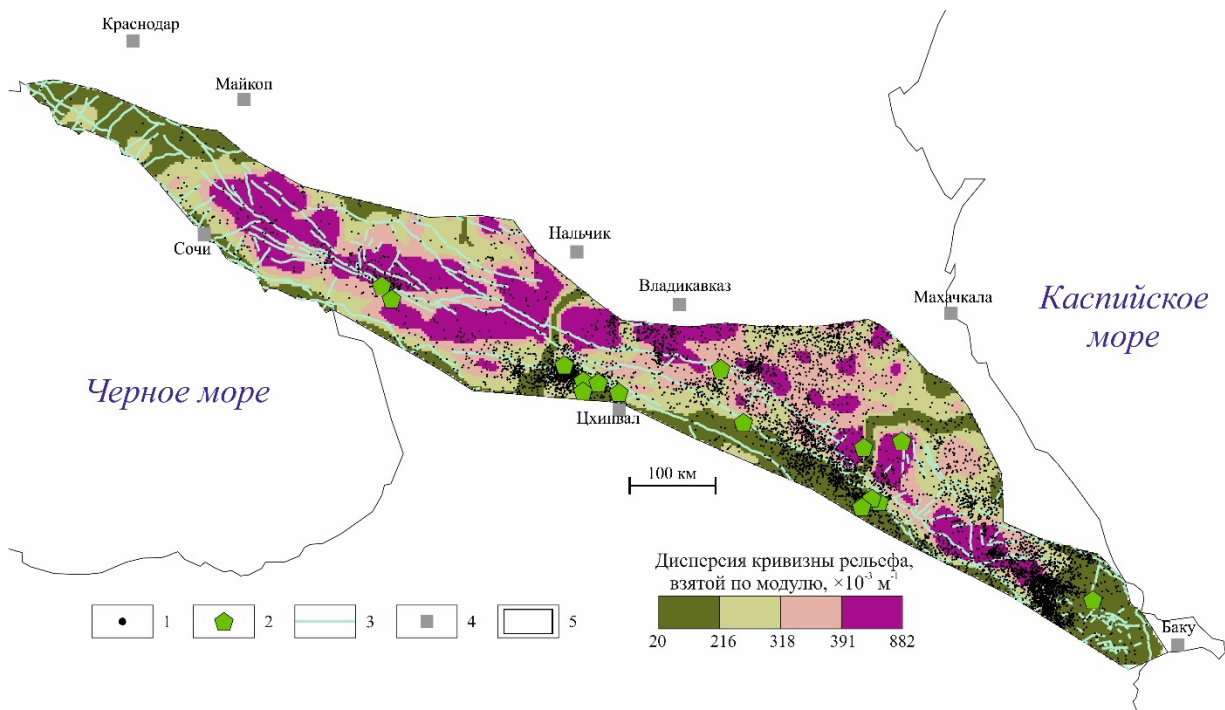


Рисунок 2.1.14. – Схема дисперсии кривизны рельефа, взятой по модулю. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

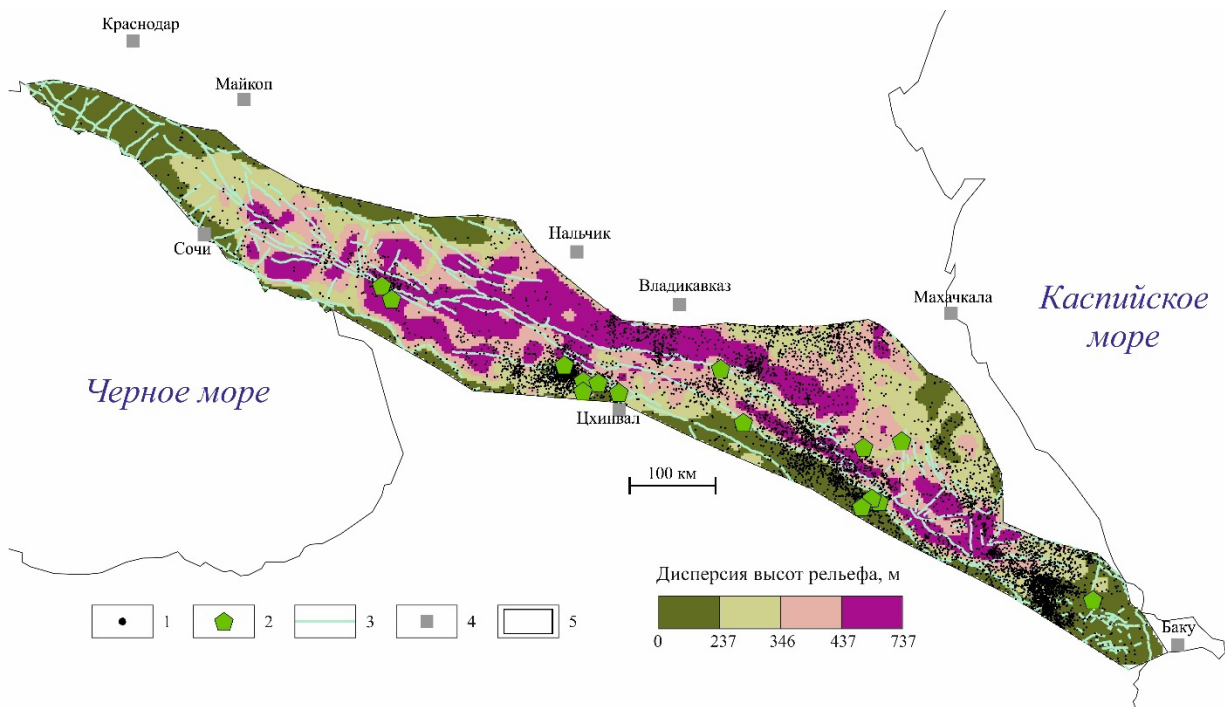


Рисунок 2.1.15. – Схема дисперсии высот рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

Математическое ожидание высот рельефа (средние высоты) позволяет выделять основные пликативные морфоструктуры. По повышенным значениям

этого параметра, превышающим медиану, наиболее отчетливо выделяется зона Главного Кавказского хребта (рисунок 2.1.16), являющаяся морфоструктурой 1 порядка. Отрицательные значения асимметрии высот связаны с наиболее возвышенными, глубоко расчлененными участками, где происходит рост потенциальной энергии рельефа. Высокие значения асимметрии соответствуют не только пониженным участкам, но и границам между поднятиями и впадинами (рисунок 2.1.17). Несмотря на то, что асимметрия в этих зонах больше нуля, они интересны в сеймотектоническом отношении: так, в районе Северомуйского тоннеля Байкало-Амурской магистрали положительные аномалии асимметрии высот выделены как сейсмоактивные зоны. Они приурочены к границам крупных впадин – Верхнеангарской, Муйско-Куандинской и Баргузинской [Агибалов и др., 2025].

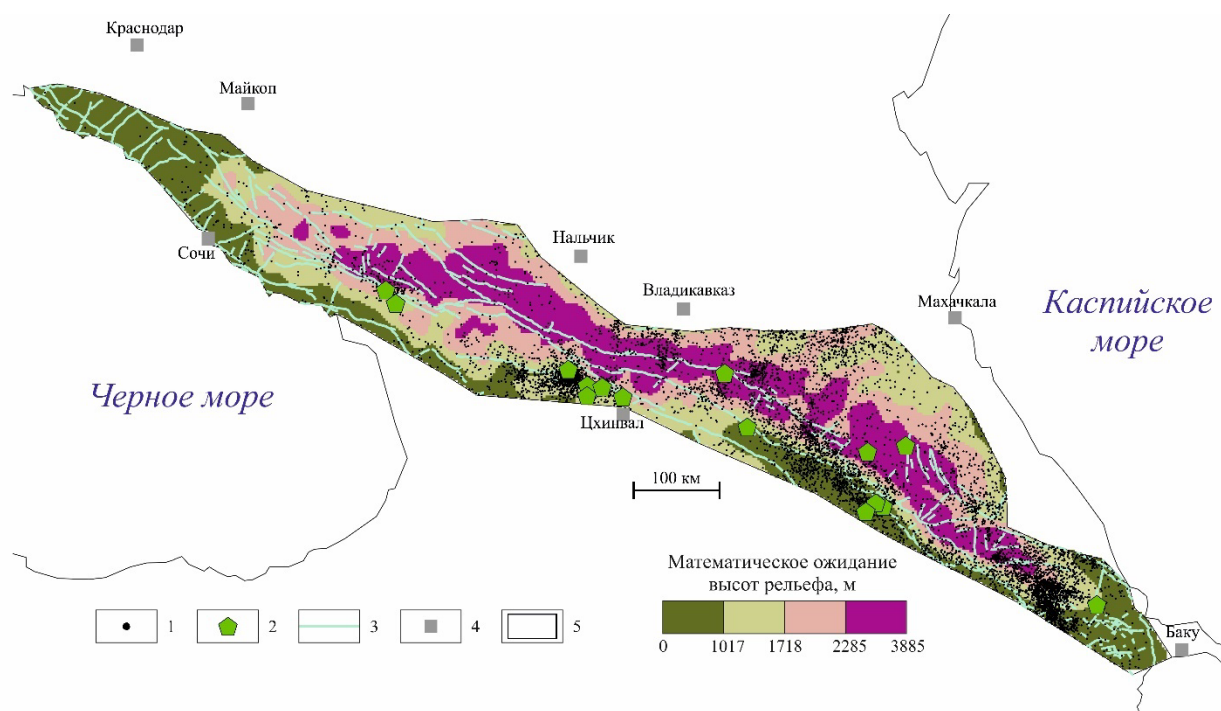


Рисунок 2.1.16. – Схема математического ожидания высот рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

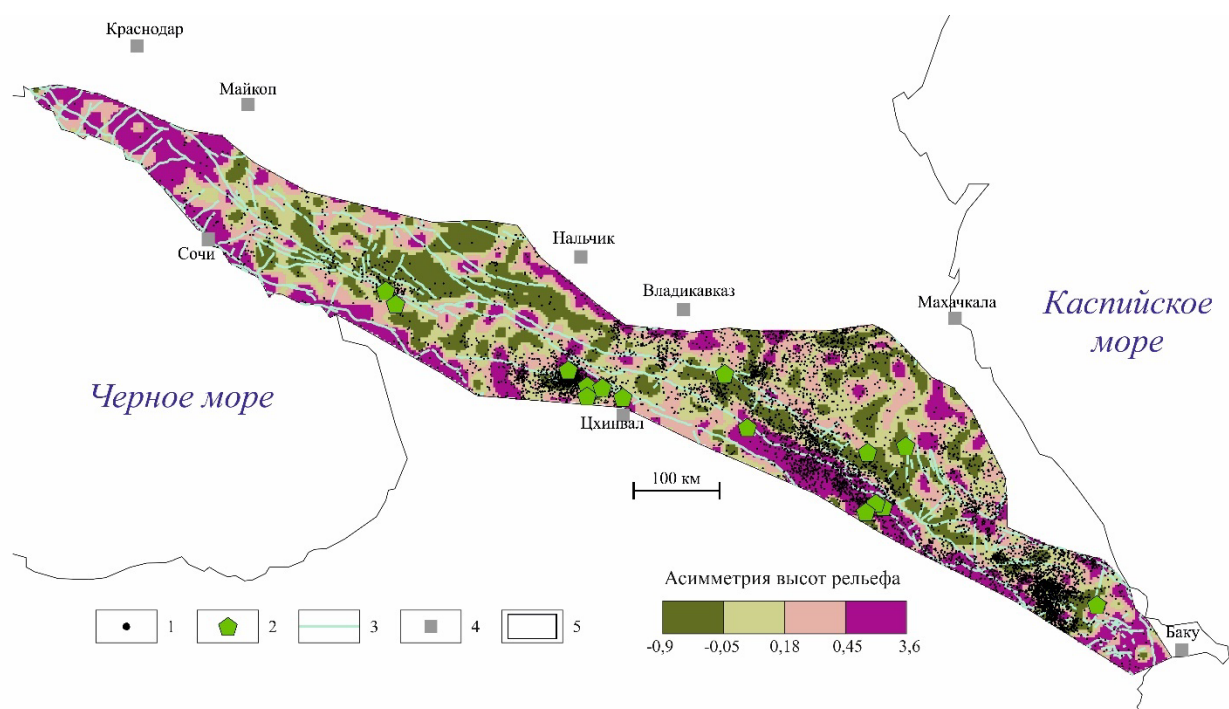


Рисунок 2.1.17. – Схема асимметрии высот рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

Плотность «слабых» зон позволяет выделить области, наиболее разработанные эрозионной сетью и маркирующие зоны повышенной трещиноватости (рисунок 2.1.18). Последние нередко связаны с ростом новейших поднятий, верхние части которых испытывают локальное растяжение.

Перечисленные морфометрические параметры сопоставлены с данными о распределении эпицентров современных землетрясений по площади, для того чтобы на основе количественного анализа выбрать наиболее информативные из них для выделения зон ВОЗ (таблица 2.1.3). В качестве исходных данных для расчета индекса неотектонической активности (F) послужили 3 параметра: разности базисных поверхностей 2–3 и 4–5 порядков и дисперсия глубины вертикального расчленения рельефа.

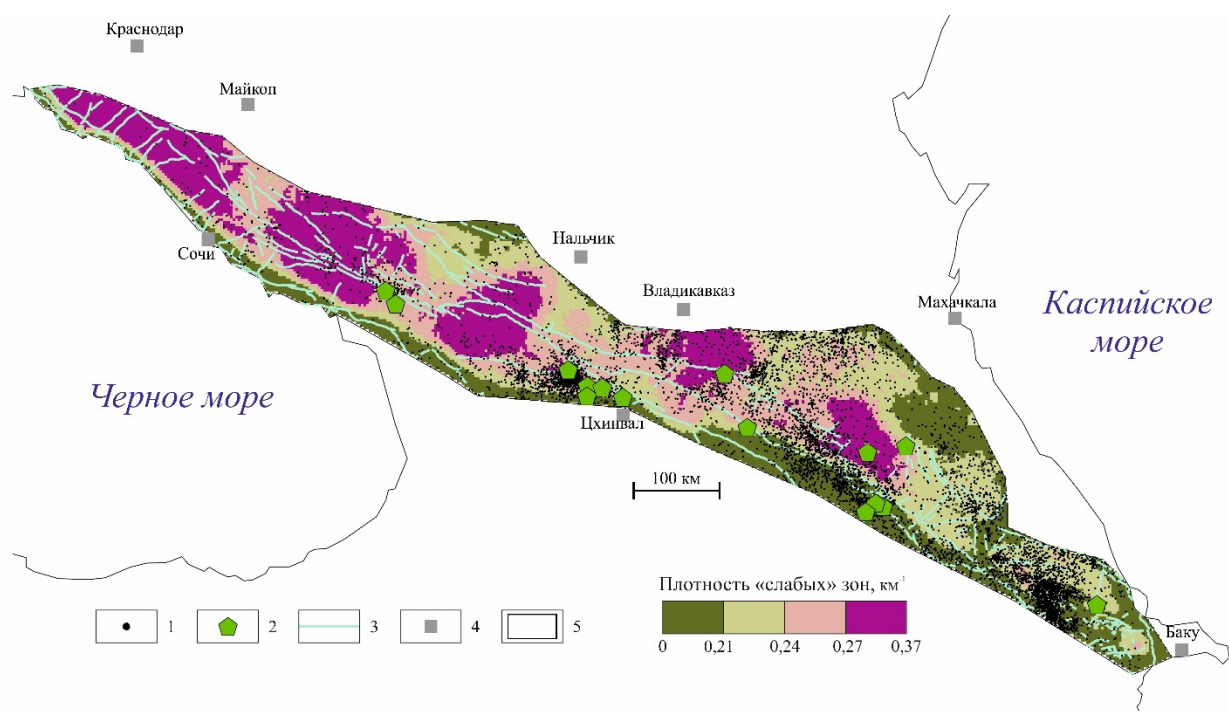


Рисунок 2.1.18. – Схема плотности «слабых» зон. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

Таблица 2.1.3. – Доля эпицентров землетрясений Большого Кавказа, расположенных в областях, где значения морфометрических параметров рельефа превышают медиану и третий квартиль

№ параметра	Доля эпицентров землетрясений с магнитудой M , расположенных в областях, где значения морфометрических параметров рельефа превышают			
	медиану		нижнюю границу четвертого квартиля	
	все значения M	$M \geq 5,5$	все значения M	$M \geq 5,5$
1	0,51	0,40	0,25	0,20
2	0,57	0,60	0,35	0,20
3	0,36	0,27	0,18	0,20
4	0,58	0,73	0,31	0,47
5	0,50	0,27	0,23	0,20
6	0,50	0,33	0,21	0,27
7	0,41	0,47	0,20	0,13
8	0,46	0,60	0,22	0,20
9	0,47	0,53	0,22	0,20
10	0,62	0,67	0,33	0,40
11	0,41	0,33	0,18	0,20

№ параметра	Доля эпицентров землетрясений с магнитудой M , расположенных в областях, где значения морфометрических параметров рельефа превышают			
	медиану		нижнюю границу четвертого квартиля	
	все значения M	$M \geq 5,5$	все значения M	$M \geq 5,5$
12	0,40	0,33	0,18	0,13
13	0,39	0,27	0,19	0,13
14	0,43	0,40	0,17	0,20
15	0,40	0,47	0,12	0,07
16	0,51	0,67	0,25	0,40

*Примечание: зеленым выделены параметры, использованные в качестве исходных данных для анализа γ -оператором нечеткой логики. В первом столбце цифрам соответствуют параметры из таблицы 2.1.2.

Области, где $F \geq 0,6$, занимают 47% площади территории, и в их пределах сконцентрировано 64% эпицентров всех землетрясений, в т. ч. 74% – с $M \geq 5,5$. Области, где $0,4 \leq F < 0,6$ занимают 46% площади Большого Кавказа, и в них попадает 34% эпицентра всех землетрясений, в т. ч. 26% – с $M \geq 5,5$ (рисунок 2.1.19). Достоверность взаимосвязи значений F с сейсмичностью подтверждена результатами ROC-анализа. Значение AUC для всей выборки сейсмических событий составляет 0,72, для высокомагнитудных землетрясений – 0,8, а для $F \geq 0,6$ эти значения составляют 0,6 и 0,77, соответственно (рисунок 2.1.20). Отметим, что рассмотренные в параграфе «Анализ сейсмической активности региона» участки, где обнаружены палеосейсмодислокации, расположены в пределах 2 основных интервалов индекса неотектонической активности: $0,4 \leq F < 0,6$ и $F \geq 0,6$.

В ходе верификации прогностической модели для Большого Кавказа были проанализированы две выборки инструментальных землетрясений по сетке 15×15 км: представительная ($N=528$) и малая ($N=15$) (рисунок 2.1.21).

Полученные результаты свидетельствуют о наличии статистически значимого прогностического сигнала. Первая модель (для $M \geq 3,5$, соответствует представительности каталога) демонстрирует специфическую стратегию – $\sum \min(\tau; \nu) = 0,9$ (пространственная эффективность) при объявлении тревоги на

69% территории (τ) доля пропуска цели составляет 21% (ν). При значении параметра $F \geq 0,6$ пространственная эффективность составляет 0,9, при этом тревога объявляется на 63% территории и пропускает 27% событий, а в случае $F \geq 0,4$ при тревоге на 69% территории вероятность пропуска события с $M \geq 3,5$ составляет 21%. Вторая выборка, в которой рассмотрены только события с $M \geq 5,5$ ($N=15$) для всех значений $F \sum \min(\tau; \nu)$ составляет 0,54 при $\tau=28\%$ и $\nu=26\%$. Для интервала $F \geq 0,6$ пространственная эффективность остается такой же, как и для всего интервала F . Это может свидетельствовать в пользу устойчивости прогноза по месту. Все вышеизложенное свидетельствует в пользу возможности применения данного подхода для выделения зон ВОЗ.

Геодинамическое моделирование

Напряженно-деформированное состояние – один из факторов, обуславливающих сейсмическую активность. Для того чтобы определить зоны локализации максимальных горизонтальных напряжений, при моделировании необходимо задать корректные данные о типе напряженно-деформированного состояния и ориентировках главных нормальных осей напряжений. МКА проанализированы решения фокальных механизмов очагов коровых землетрясений [Лукк, Шевченко, 2019]. 25 из них объединены в единую кинематическую группу, которой соответствует обстановка сжатия (рисунок 2.1.22). Ось максимального сжатия полого погружается под углом 17° по азимуту 15° . Эта ориентировка согласуется с представлениями о том, что Большой Кавказ расположен между 2 более жесткими блоками – Восточно-Европейской платформой и Аравийской плитой, служащей основным источником внешней нагрузки [Копп, 2024]. Выделенные в результате моделирования области локализации максимальных горизонтальных напряжений занимают 41% территории Большого Кавказа. В их пределах расположено 36% эпицентров всех коровых землетрясений и 73% – с $M \geq 5,5$ (рисунок 2.1.19).

Кроме того, установлена информативность данных о величине современной деформации (ϵ), полученной по данным ГНСС [Миронов и др., 2021; Милюков и

др., 2022; База..., 2024], для оконтуривания сейсмоактивных участков. 54% эпицентра землетрясений, в том числе 67% – высокомагнитудных, расположены в областях, где $|\varepsilon| \geq 36 \times 10^{-9}$ (медианное значение) (таблица 2.1.4, рисунок 2.1.23 2.1.24). Однако использование значений $|\varepsilon|$ в качестве одного из параметров, обработанных γ -оператором, не вносит значимого вклада в уточнение схемы F [Собисевич и др., 2024].

Таким образом были получены 2 исходных параметра для выделения зон ВОЗ: индекс неотектонической активности (F) и области локализации максимальных горизонтальных напряжений.

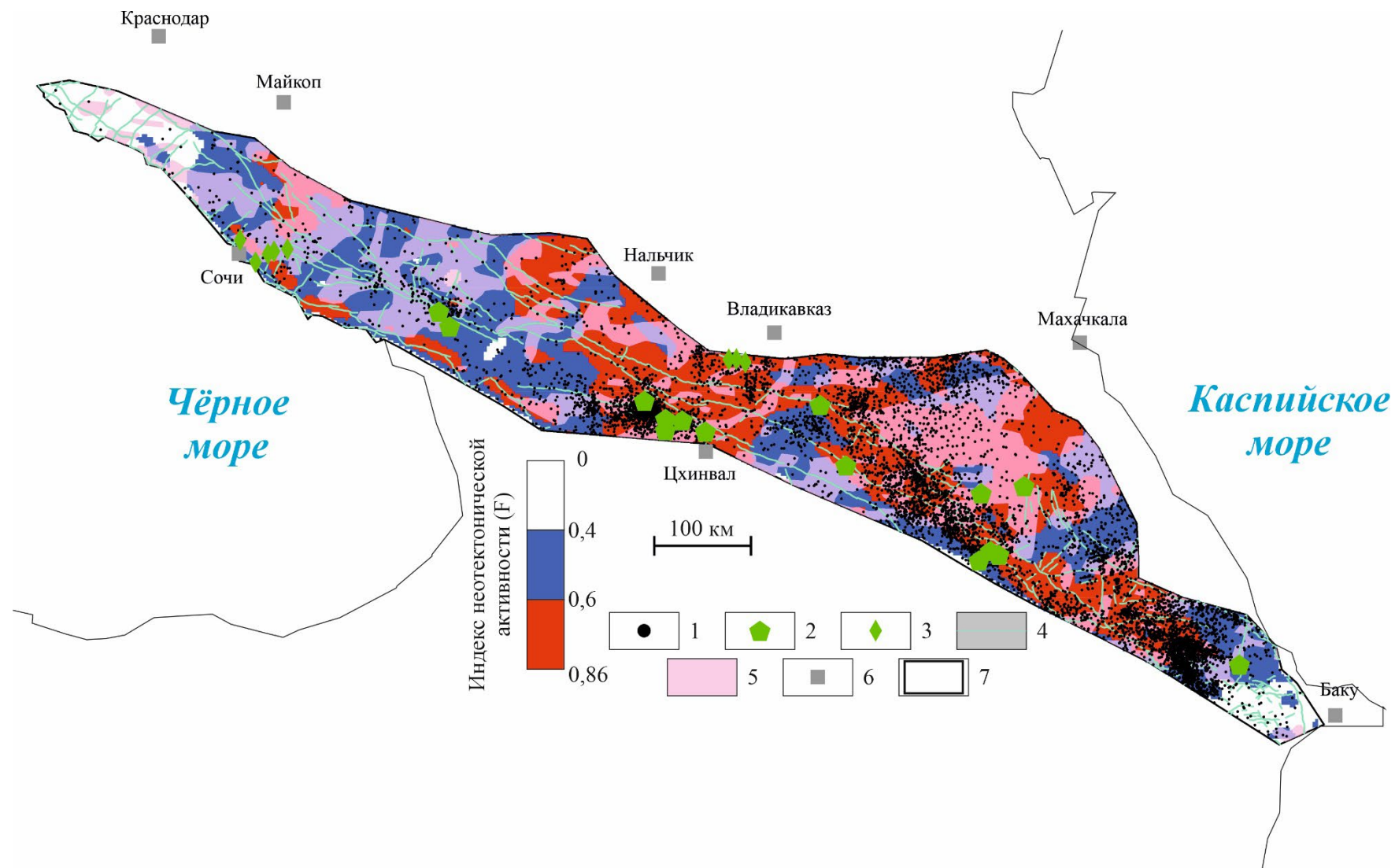


Рисунок 2.1.19. – Схема индекса неотектонической активности Большого Кавказа. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – закартированные участки проявления доинструментальной сейсмичности (по литературным источникам); 4 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 5 – области локализации максимальных горизонтальных напряжений, полученные в результате моделирования; 6 – города; 7 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

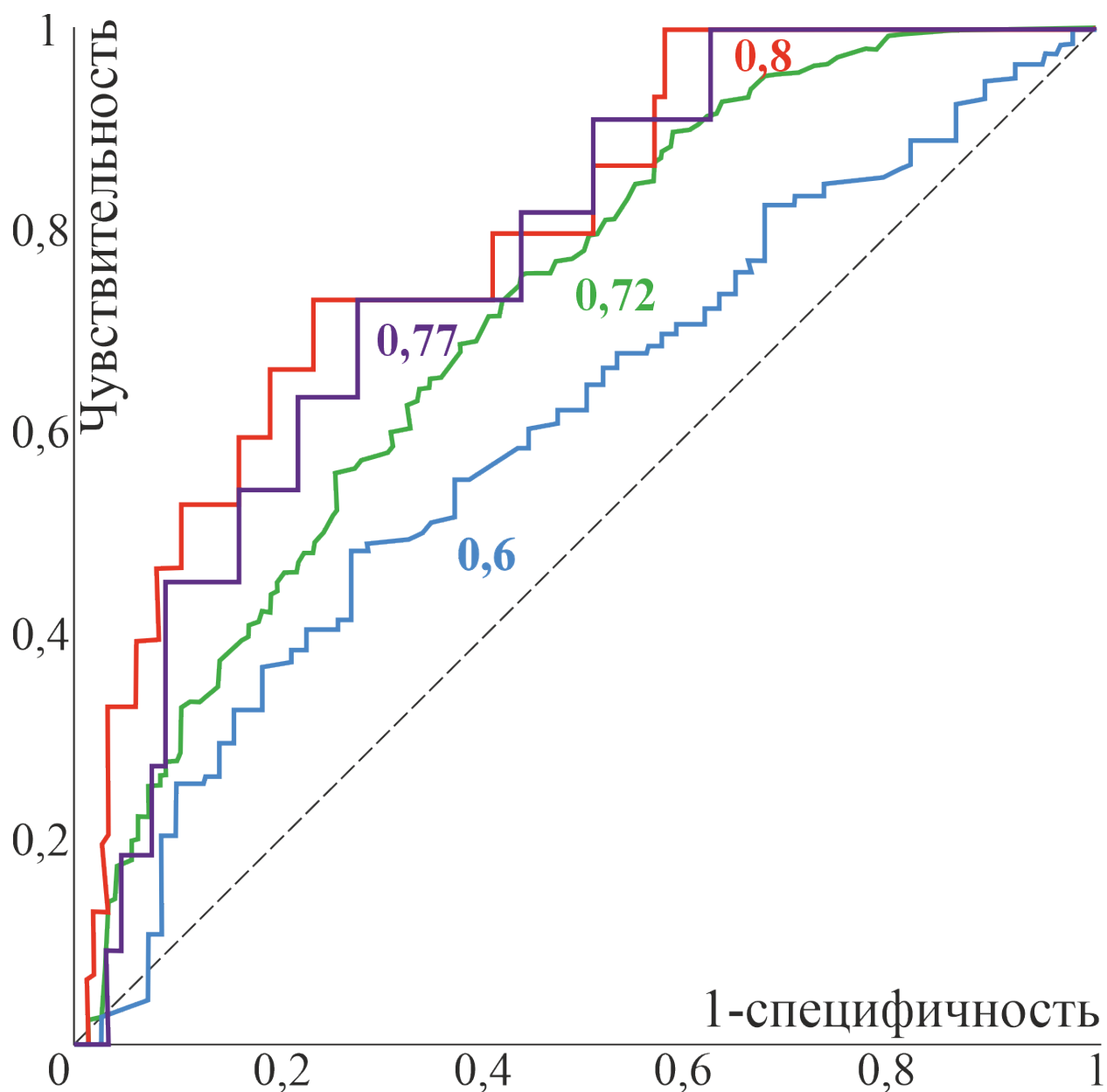


Рисунок 2.1.20. – ROC-кривые для территории Большого Кавказа. Цветом показаны тренды для ранжных выборок. Зеленый – для всех значений M и F ; красная – для $M \geq 5,5$; синяя – для всех событий со значением $F \geq 0,6$; фиолетовый – при $F \geq 0,6$ и для $M \geq 5,5$. Диагональная штриховая линия – случайное распределение.

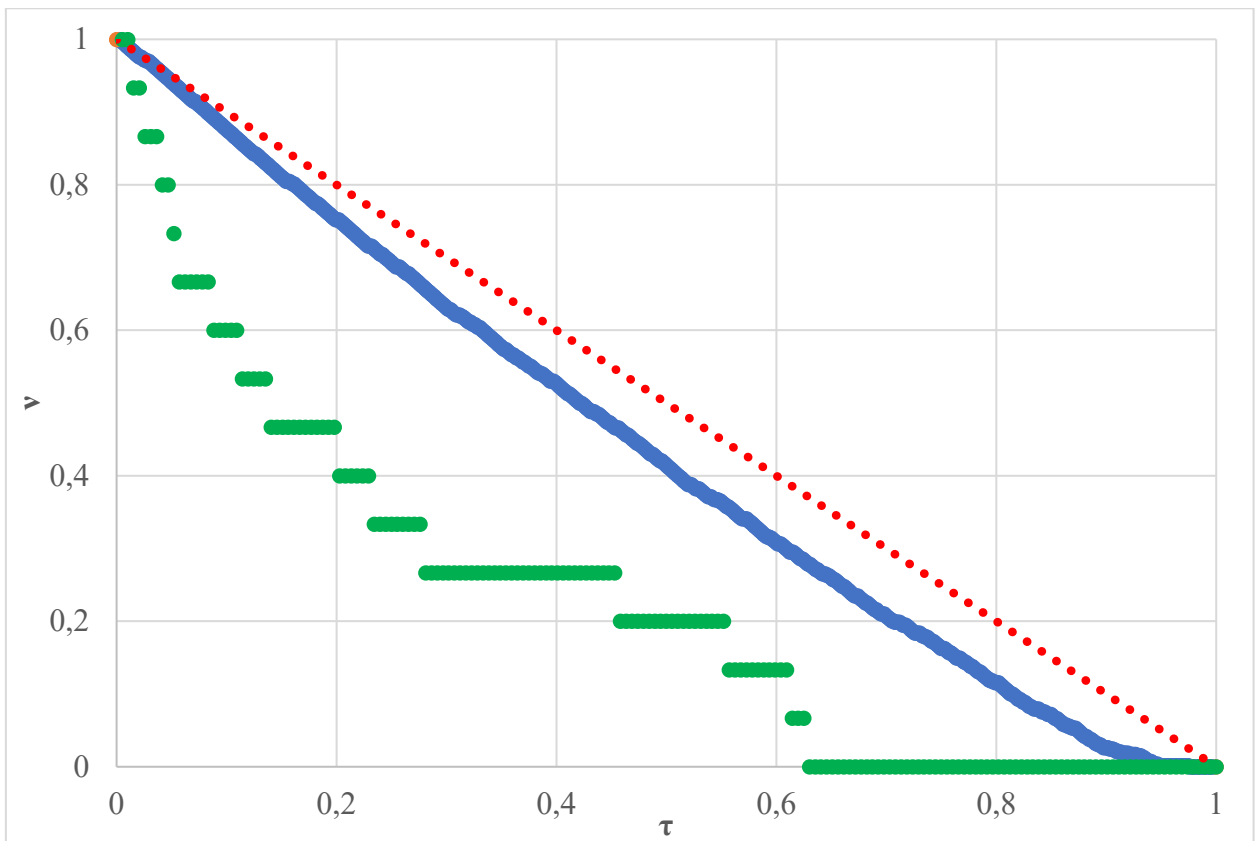


Рисунок 2.1.21. – Диаграмма Молчана для территории Большого Кавказа, построенная по сетке 15×15 км. По оси абсцисс – мера тревоги (τ), по оси ординат – доля пропущенных целей (v). Синий тренд – для $M \geq 3,5$, соответствует представительности каталога, зеленый – для $M \geq 5,5$. Красной линией показано случайное распределение. Количество элементов сетки (n) составляет 712 при значениях $M \geq 3,5$ и 192 для $M \geq 5,5$.

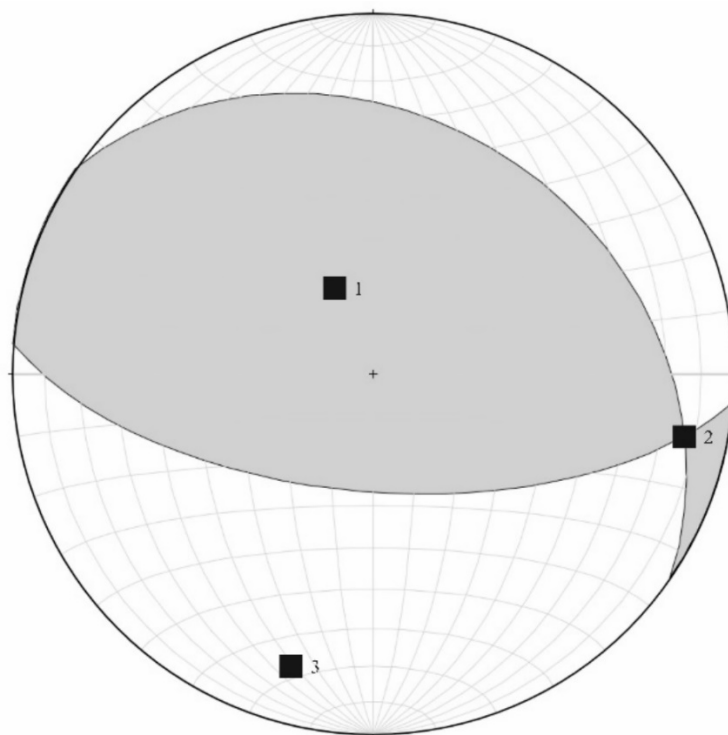


Рисунок 2.1.22. – Реконструкция положений главных нормальных осей напряжений по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений (нижняя полусфера): серое – области растяжения, белое – сжатия; 1–3 – главные нормальные оси напряжений: 1 – растяжения, 2 – промежуточная; 3 – сжатия.

Таблица 2.1.4. – Горизонтальные скорости перемещения пунктов ГНСС Большого Кавказа в системе ITRF2014, по [База..., 2024; Милуков и др., 2022; Миронов и др., 2021].

Название	Координаты		V_E , мм/год	V_N , мм/год	V , мм/год	Az , °
	Долгота °, в.д.	Широта °, с.ш.				
15vl	44,68	43,06	26,45	11,7	28,9	66
23a3	37,55	44,85	24,82	11,83	27,5	65
23gk	39,13	44,62	24,17	14,05	28	60
23tu	39,07	44,1	26,3	11,21	28,6	67
ADLR	39,92	43,46	24,15	9,48	25,9	69
APSH	39,74	44,47	25,68	11,25	28	66
BAKU	49,81	40,37	3,49	1,42	3,8	68
DALL	46,03	40,9	3,81	7,95	8,8	26
GELM	38,08	44,55	23,3	13,2	26,8	60
KEBE	47,86	40,98	0	5,06	5,1	0
KHID	49,24	39,82	2,66	6,97	7,5	21
KISL	42,66	43,74	25,85	11,36	28,2	66
KTYX	46,51	41,65	0	5,41	5,4	0

Название	Координаты		V_E , мм/год	V_N , мм/год	V , мм/год	Az , °
	Долгота °, в.д.	Широта °, с.ш.				
KURD	48,15	40,33	2,94	11,01	11,4	15
KZLR	46,73	43,84	24,76	9,22	26,4	70
MEDR	48,55	40,61	2,72	4,48	5,2	31
MKP1	40,19	44,28	25,5	10,1	27,4	68
NCHK	43,65	43,5	21,63	6,14	22,5	74
NICH	44,53	41,83	0,26	5,81	5,8	3
SAMU	48,53	41,60	0	2,35	2,4	0
SANG	49,45	40,20	5,95	0,45	6	86
SHEK	47,25	41,13	0,13	6,21	6,2	1
SIYE	49,12	41,07	0,62	0,17	0,6	75
STEP	44,36	41,03	1,83	5,1	5,4	20
SVRP	38,67	44,84	25,22	11,83	27,9	65
TROI	37,11	45,152	26,2	9,98	28	69
TRSK	42,5	43,28	25,27	11,46	27,7	66
TUAP	39,07	44,11	25,35	10,98	27,6	67
UO01	43,92	42,38	26,48	12,6	29,3	65
VLKK	44,68	43,05	26,38	11,51	28,8	66
YEVL	47,15	40,63	0	4,38	4,4	0
ZECK	41,57	43,79	25,63	11,72	28,2	65

**Примечание: V_E – скорость перемещения на восток, V_N – скорость перемещения на север, V – суммарная скорость, Az – направление перемещения.*

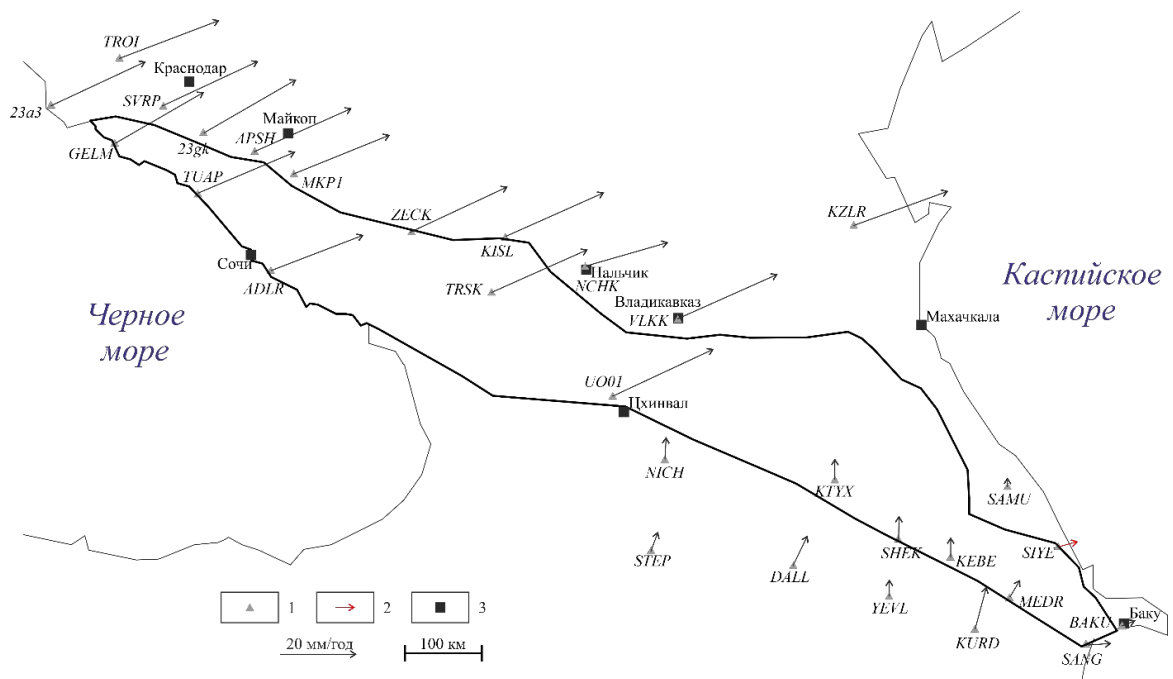


Рисунок 2.1.23. – Схема перемещения стационарных пунктов ГНСС Большого Кавказа и сопредельных территорий в системе ITRF2014. 1 – пункты ГНСС (по [[База..., 2024; Милюков и др., 2022; Миронов и др., 2021]); 2 – суммарная скорость менее 1 мм/год; 3 – города. Сплошной линией показаны контуры Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

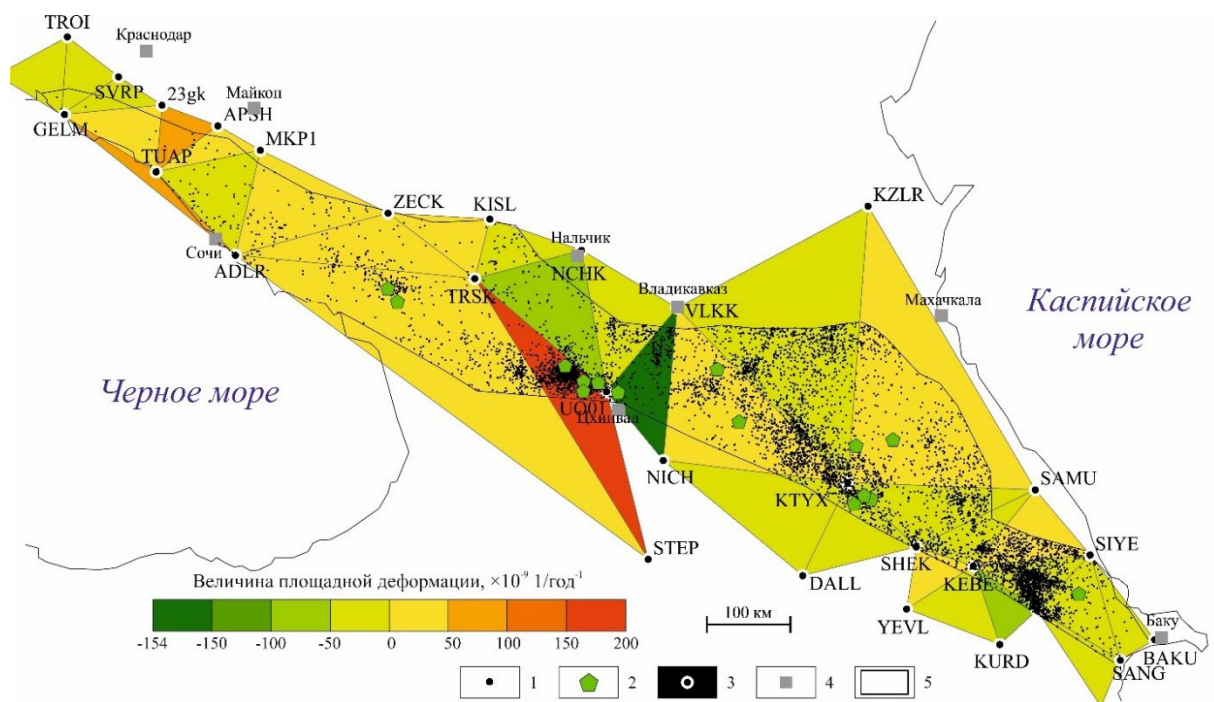


Рисунок 2.1.24. – Схема площадной деформации, полученной на основе обработки данных стационарных станций ГНСС. 1-2 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с: 1 – $M < 5,5$; 2 – $M \geq 5,5$; 3 – станции ГНСС [Миронов и др., 2021; Милюков и др., 2022; База..., 2024]; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

Зоны возникновения очагов землетрясений

В ходе исследования выделены 9 зон ВОЗ (рисунок 2.1.25), в пределах которых находятся 14 из 15 эпицентров событий с $M \geq 5,5$. Оцененные по эмпирическим формулам (1.16 – 1.19) значения M_{\max} в их пределах хорошо согласуются с инструментальными сейсмическими наблюдениями (таблица 2.1.5, рисунок 2.1.26) [Собисевич и др., 2024]. Наибольшие превышения рассчитанной и зарегистрированной максимальной магнитуды землетрясения достигнуты при использовании формул 1.17 и 1.18. Учитывая, что формула 1.18 получена на основе эмпирических материалов палеосейсмологических и инструментальных наблюдений, предлагается использовать ее для дальнейших работ по оценке сейсмической опасности.

Таким образом, разработана сеймотектоническая модель Большого Кавказа на основе количественной оценки морфометрических характеристик рельефа и напряженно-деформированного состояния среды. Ее корректность проверена на количественном уровне с использованием ROC-анализа. На основе этой модели выделены зоны ВОЗ. Сопоставление полученной модели с имеющимися схемами зон ВОЗ, входящих в комплекты карт ОСР-97 и ОСР-2016, а также с региональными схемами, приведено в параграфе 2.4.

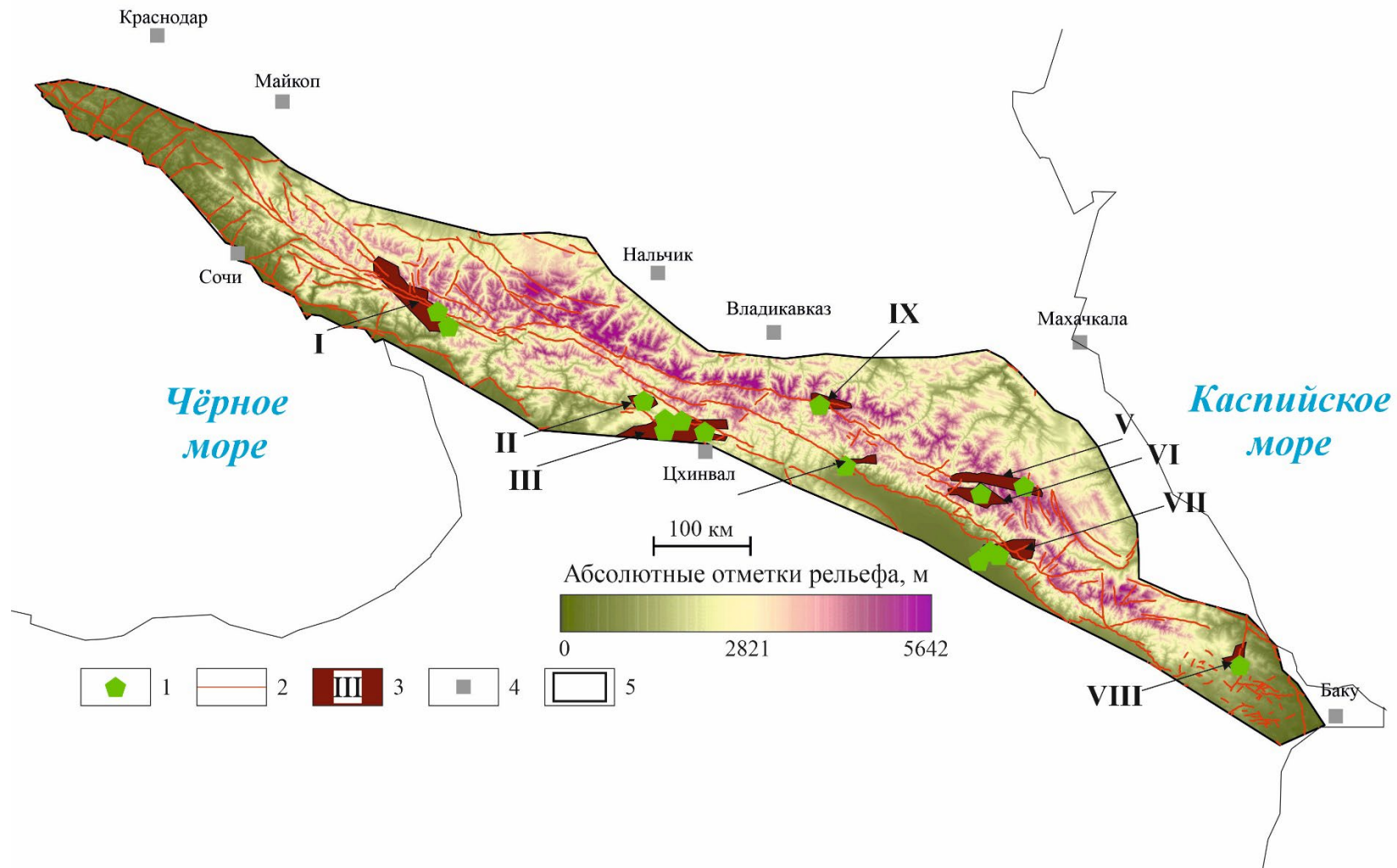


Рисунок 2.1.25. – Схема зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ), полученная на основе индекса неотектонической активности (F) и результатов геодинамического моделирования. 1 – эпицентры землетрясений (по каталогу ISC) с $M \geq 5,5$; 2 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 3 – зоны ВОЗ и их номера; 4 – города; 5 – границы Большого Кавказа (по [Короновский, 2011]).

Таблица 2.1.5. – Максимальны магнитуды в пределах выделенных зон ВОЗ, рассчитанные на основе эмпирических формул

Номер зоны ВОЗ	М зарегистрированная	По формуле (1.16)	По формуле (1.17)	По формуле (1.18)	По формуле (1.19)	L, км
I	6,5	7	7,6	7,2	7,3	74
II	5,7	6,2	5,5	6,1	4,9	7
III	7	7,5	7,5	7,2	7,2	67
IV	5,6	6,1	5,6	6,1	5,1	8
V	6	6,5	5,6	6,1	5	8
VI	5,7	6,2	5,9	6,3	5,4	11
VII	5,7	6,2	6,9	6,8	6,5	33
VIII	5,5	6	6,5	6,7	6,1	23
IX	6,1	6,6	7	6,6	6,7	41

*Примечание: L – максимальная протяженность активного разлома из [Zelenin et al., 2022], проходящего в пределах зоны ВОЗ, выраженная в километрах. Цветом выделен столбец с рекомендуемыми значениями Mmax.

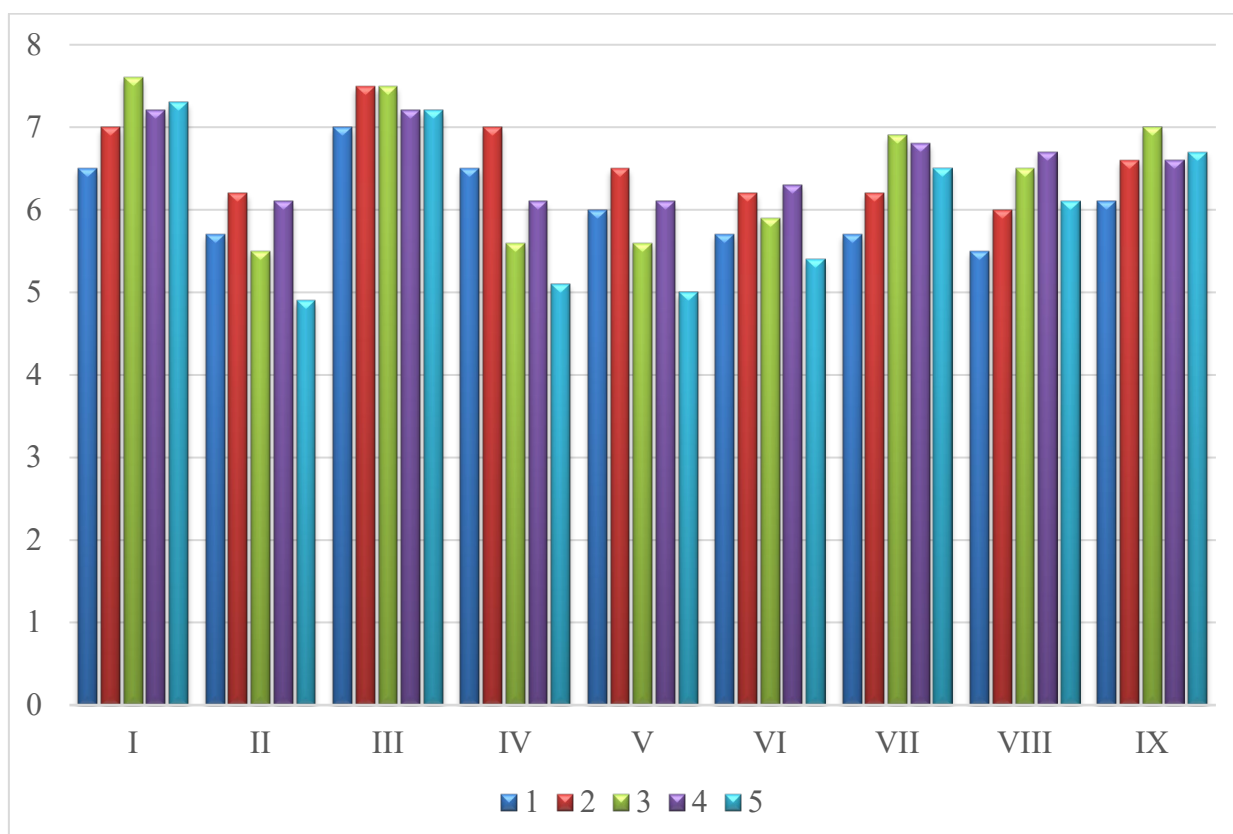


Рисунок 2.1.26. – Максимальная магнитуда ожидаемого землетрясения (Mmax) в зонах ВОЗ Большого Кавказа, рассчитанная по разным формулам: римскими цифрами обозначены номера зон ВОЗ, по оси ординат отложена магнитуда (M). 1 – зарегистрированная магнитуда в пределах зоны ВОЗ; 2 – по формуле [Руководство..., 2018]; 3 – по формуле из [Kanamori, Anderson, 1975]; 4 – по формуле из [Wells, Coppersmith, 1994]; 5 – по формуле из [Завьялов, Зотов, 2021].

2.2. Новейшее горно-складчатое поднятие острова Сахалин

Геологическое строение и тектоника

Остров Сахалин относится к Хоккайдо-Сахалинской альпийской складчатой системе, которая представляет собой переходную зону океан – континент. В его строении прослеживается меридиональная зональность, на основании которой остров разделен на две части – восточную и западную (рисунок 2.2.1). Самыми древними породами являются серпентинизированные гипербазиты, амфиболиты и метасоматиты по пироксенитам и амфиболитовым сланцам мезозойского возраста, неоднократно испытавшие метаморфизм [Рихтер, 1986]. Они встречаются в центральной части острова и слагают Центрально-Сахалинский метаофиолитовый комплекс [Рождественский, Речкин, 1982].

На основе анализа несогласий выделены два структурных этажа: 1) мезозойский-раннекайнозойский, коллизионный и 2) кайнозойский, межблоковой коллизии. В восточной части острова соответствующее несогласие выражено палеоцен-среднеэоценовыми зонами меланжа и метаморфизма, в то время как на западе Сахалина эта перестройка сопровождалась сменой морских формаций мелового возраста угленосной молассой палеоцен-эоценового времени [Государственная..., 2016]. К первому структурному этажу относятся Восточно-Сахалинское складчатое поднятие и Западно-Сахалинская моноклираль. Для Восточно-Сахалинского поднятия характерно широкое развитие чешуйчато-надвиговых и покровно-складчатых структур. Часть этих надвигов имела глубинное заложение, приведшее к образованию двух дугообразных зеленосланцевых зон динамометаморфизма (Лангерийской и Сусунайской). В строении Восточно-Сахалинского поднятия выделяются Пиленгско-Набильская подзона (метаморфизованные мел-палеогеновые комплексы), Ивашкинский тектоногенный комплекс (линзовидно-сланцеватые и брекчированные алевролиты, аргиллиты и другие осадочные породы раннепалеогенового возраста чешуйчатого строения), Ракитинский тектоногенный комплекс (сильно дислоцированные

магматические породы основного и ультраосновного состава, разбитые взбросо-надвигами северо-восточного падения) [Государственная ..., 2016].

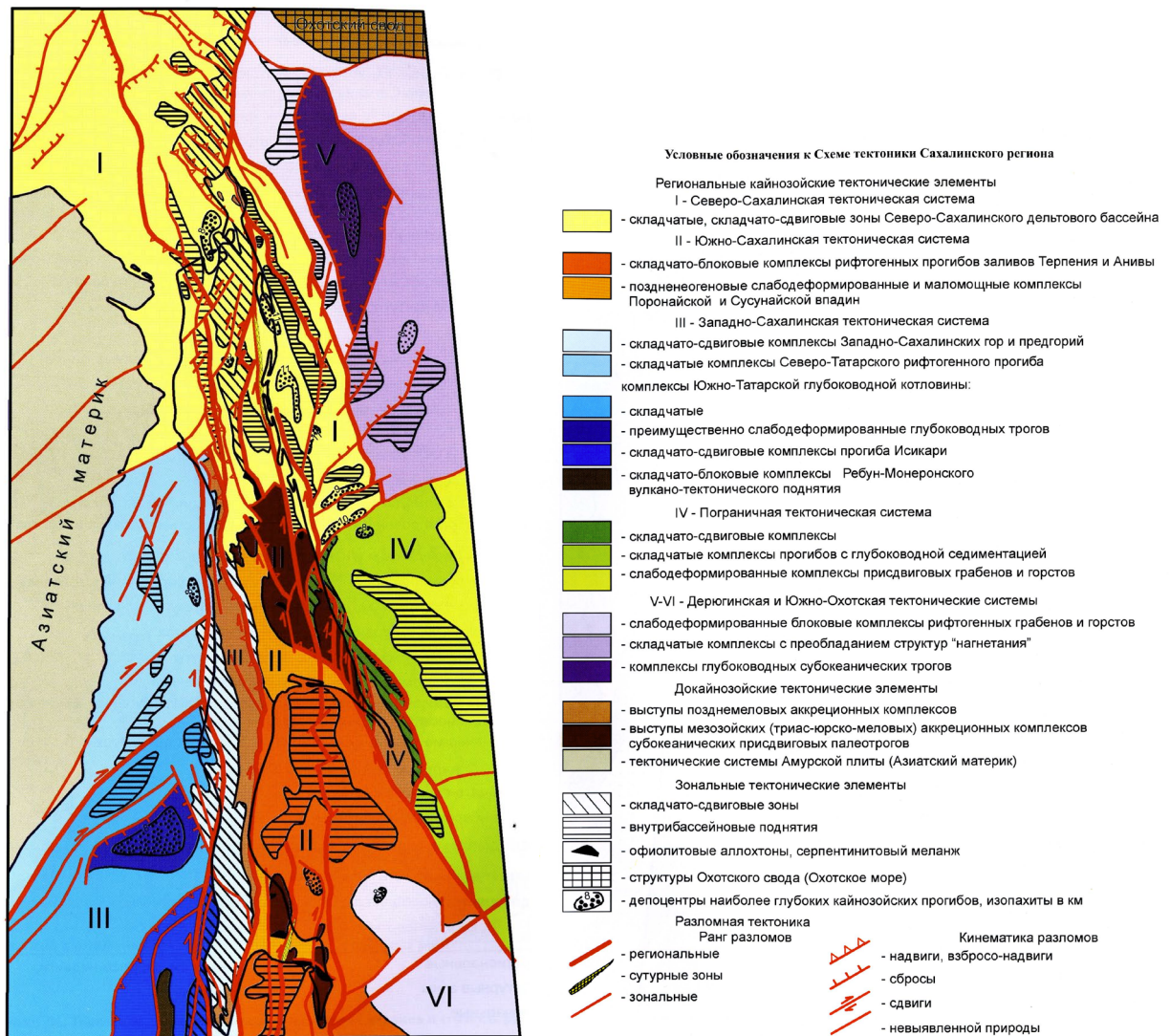


Рисунок 2.2.1. – Схема тектоники Сахалинского региона [Харахинов, 2010]

Западно-Сахалинская моноклираль ориентирована субмеридионально и ограничена Центрально-Сахалинским взбросо-надвигом и Западно-Сахалинским разломами [Рождественский, 1982]. Моноклираль сложена терригенными, вулканогенно-осадочными и морскими комплексами общей мощностью >12 км, при этом на востоке мощности пород значительно меньше, чем на западе [Рихтер, 1986]. Для разреза характерно отсутствие структурных и стратиграфических несогласий, в т. ч. с вулканогенными комплексами. Сам

структурный этаж представлен в виде складок различной морфологии север-северо-западного простирания. При приближении к разломным зонам углы падения слоев значительно увеличиваются почти до вертикальных, а в некоторых случаях имеет место опрокинутое залегание. В структуре моноклинали выделены две подзоны: Побединская и Найбинская. Для первой характерно наличие всех типов структурно-вещественных комплексов, расположенных в самой зоне, в то время как в Найбинской подзоне встречаются турон-маастрихтские отложения задугового бассейна с мощностью до 4000 м. Чешуйчато-надвиговое строение этажа завершилось в начале палеогена [Рихтер, 1986; Государственная..., 2016].

Второй, кайнозойский, структурный этаж межблоковой коллизии залегает на нижнем с угловым несогласием на востоке и стратиграфическим несогласием на западе. В нем выделяют два структурных яруса, разделенные региональным несогласием раннемиоценового возраста – палеоген-нижнемиоценовый и нижнемиоценовый-четвертичный. В основании нижнего залегает угленосная моласса, сменяющаяся вверх по разрезу терригенными породами междуугового бассейна. Верх разреза слагают вулканогенно-осадочные породы и субвулканические тела основного и среднего состава. Весь ярус смят в линейные складки, углы падения слоев на крыльях которых увеличиваются по мере приближения к крупным разломам. Верхний структурный ярус представлен песчано-глинистыми и кремнисто-глинистыми комплексами, которые слагают присдвиговые впадины и прогибы и прорваны интрузивными образованиями среднего состава. На западе острова из-за раскрытия Татарского пролива присутствуют вулканогенно-осадочные толщи андезитового состава. Породы верхнего яруса слабо дислоцированы в пологие складки [Государственная..., 2016].

Неотектоника региона

За начало новейшего этапа принята граница тортонского века позднего миоцена (~ 11 млн. лет). В его пределах выделяются две стадии – ранне- и позднеорогенная. Первой стадии соответствует сусанайская поверхность

выравнивания. Граница между стадиями приходится на заклийский и пьаченцкий века позднего неогена (~3,5 млн. лет). К позднеорогенной стадии относятся 4 поверхности выравнивания (от более древних к более молодым): маруямская, бачинская (эоплейстоцен), северосахалинская (неоплейстоцен) и террасовый ряд (неоплейстоцен-голоцен) [Воейкова и др., 2007]. Значительная часть неотектонических структур развивается унаследовано. Так, Восточно-Сахалинскому складчатому поднятию соответствуют Восточно-Сахалинское (в рельефе представлено Восточно-Сахалинскими горами) и Сусунайско-Тонинское поднятия, а Западно-Сахалинской моноклинали – Центрально-Камышовое и Южно-Камышовое мегаподнятия [Воейкова и др., 2007] (рисунок 2.2.2). Амплитуды вертикальных движений за конэрозионный этап в пределах Сахалина неравномерны и подчеркивают блоковое строение региона. Наибольшие амплитуды характерны для западной части острова (Центрально-и Южно-Камышовые, а также Восточно-Сахалинское мегаподнятия), где превышают 1000 м [Сим и др., 2017], а минимальные амплитуды поднятия проявлены в пределах Шмидтовского сегмента и Тымь-Поронайской мегавпадины [Амплитуды..., 2007].

В неотектоническом отношении Сахалин достаточно хорошо изучен, поэтому в данной главе рассмотрены только самые крупные неотектонические структуры. Территория Сахалина разделена на четыре сегмента: Шмидтовский, Северо-, Центрально- и Южно-Сахалинский. Первые два сегмента соотносятся с одноименными мегаподнятиями, в пределах Центрально-Сахалинского сегмента выделены 3 мегаструктуры – Центрально-Камышовое, Восточно-Камышовое мегаподнятия, разделенные Тымь-Поронайской мегавпадиной. В пределах Южно-Сахалинского сегмента также выделены 3 мегаструктуры – Южно-Камышовое и Сусунайско-Тонинское мегаподнятия, между которыми расположена Аниво-Сусунайская мегавпадина [Воейкова и др., 2007] (рисунок 2.2.2).

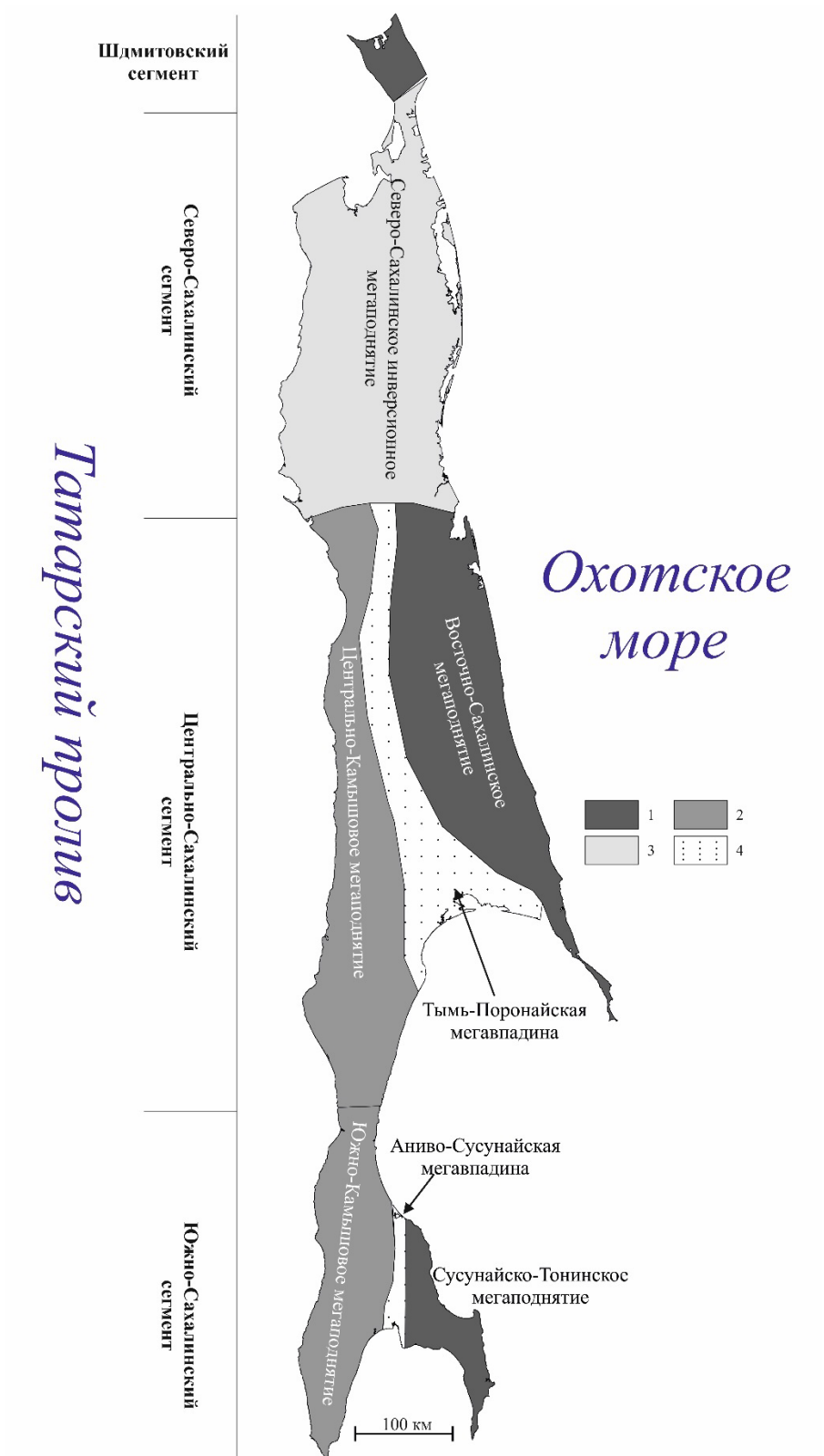


Рисунок 2.2.2. – Региональные новейшие (позднеорогеновые) структуры Сахалина (по [Войкова и др., 2007] с изменениями). 1-3 – мегаподнятия: 1 – древние унаследованные; 2 – позднеорогеновые; 3 – четвертичные; 4 – мегавпадины.

Шмидтовское мегаподнятия относится к группе унаследованных орогенных структур, нарушенных сбросовыми разрывными нарушениями и

сдвигами [Соловьев, Ганешин, 1971; Рождественский, 1972; 1975; Мельников, 1987]. Многие разрывные нарушения, например, Хейтонский сдвиг, также развиваются унаследованными с орогенного этапа. Полная амплитуда горизонтального смещения по нему составляет 14 км, в т. ч. 5,5 км – за новейший этап [Рождественский, 1972].

Северо-Сахалинское мегаподняtie представлено системой инверсионных структур. В дочетвертичное время оно развивалось как прогиб [Воейкова и др., 2007]. Амплитуды вертикальных движений в его пределах достигают 500 м [Сим и др., 2017]. В современном рельефе поднятия хорошо выражены новейшие разрывные нарушения преимущественно сбросовой кинематики. На основе смещения геоморфологических уровней раннечетвертичного времени оценены амплитуды смещений по этим разломам, варьирующим от 50 до 150 м [Воейкова и др., 2007]. К наиболее активным разломам относятся Северо- и Средне-Сахалинские сдвиги с небольшой взбросовой компонентой. К последнему приурочен очаг Нефтегорского землетрясения 1995 г., горизонтальные подвижки во время которого составили от 8 м в центральной части очаговой зоны до 1,5 м в краевых районах, а вертикальные достигали 2 м [Рогожин, 1996].

Центрально-Камышовое мегаподняtie характеризуется наличием двух меридионально вытянутых систем узких локальных поднятий (гряд). В его строении преобладают разломы сбросового типа с амплитудами смещения от 60 до 200 м. По своему положению они формируют систему грабенов и горстов, простирающуюся с запада на восток. Граница между этим мегаподнятием и Тымь-Поронайской мегавпадиной представлена Тымь-Поронайским (Центрально-Сахалинским) взбросо-надвигом [Короновский, 2011] с погружением поверхности смесителя на запад и амплитудой смещения от 50 м до 400 м и более [Воейкова и др., 2007].

Тымь-Поронайская мегавпадина отчетливо выражена в современном рельефе и представляет собой расширяющийся к югу грабенообразный прогиб, амплитуды поднятия в пределах которого за конэрозионный этап не

превышают 100 м [Сим и др., 2017]. Активные разрывные нарушения расположены в пределах северного замыкания мегавпадины и приурочены к границам локальных поднятий. Эти разломные зоны представлены сбросами с максимальной амплитудой смещения до 200 м [Воейкова и др., 2007].

Восточно-Сахалинское мегаподняtie имеет блоковое строение. Его центральная часть более приподнята по сравнению с северо-западной и юго-восточной. Максимальная амплитуда поднятия за конэрозионный этап превышает 1000 м, а при приближении к Тымь-Поронайской мегавпадине и Охотскому морю амплитуда снижается до 100-200 м [Сим и др., 2017]. Региональные разломы имеют взбросо-надвиговую кинематику, в то время как локальные представлены сбросами с амплитудами смещения до 200 м [Воейкова и др., 2007].

Южно-Камышовое мегаподняtie также имеет сводово-блоковое строение. Оно представляет собой продолжение Центрально-Камышового мегаподнятия, ограниченное Западно-Сахалинским сбросом и Центрально-Сахалинским надвигом. В его пределах развиты региональные взбросо-надвиги и локальные сбросы. Амплитуды смещения по последним составляли от 40 до 200 м в разные фазы неотектонического этапа [Воейкова и др., 2007; Сим и др., 2017].

Аниво-Сусунайскую мегавпадину можно считать продолжением Тымь-Поронайской мегавпадины, отделенным от нее заливом Терпения. Здесь общая амплитуда поднятия не превышает 200 м. Восточнее Центрально-Сахалинского надвига в пределах впадины расположен региональный взбросо-надвиг с амплитудой смещения ~70-100 м. Локальные разломы представлены преимущественно сбросами с амплитудами смещения 190-250 м [Воейкова и др., 2007; Сим и др., 2017].

Сусунайско-Тонинское мегаподняtie с запада ограничено Сусунайским сбросом меридионального простирания. Амплитуды поднятия составляют 200-500 м, его структура нарушена локальными циркуобразными сбросами с амплитудами смещения от 70 до 230 м [Воейкова и др., 2007; Сим и др., 2017].

Результаты стационарных ГНСС-наблюдений [ApeI et al., 2006; Ашурков и др., 2016; Прытков, Василенко, 2018; Быков и др., 2020; Гридчина и др., 2023; Собисевич и др., 2024] показывают, что большая часть о. Сахалин находится в обстановке сжатия. Исключениями являются Шмидтовское мегаподнятия и южный сегмент Сусунайско-Тонинское мегаподнятия.

Сейсмическая активность о. Сахалин

По данным сейсмических каталогов ISC и ЕГС РАН, из которых были удалены дублирующие события и землетрясения с не определенной магнитудой, на о. Сахалин и близлежащей акватории с 1924 года по март 2023 года зарегистрировано 464 землетрясения, гипоцентры 406 из которых располагались на глубинах до 45 км, т. е. произошли в земной коре, а не в субдуцирующем под Курильскую гряду слэбе Тихоокеанской плиты [Стеблов и др., 2024]. По формулам 1.11 и 1.13 рассчитаны магнитуды M_s и M_w , построен график повторяемости землетрясений для обоих типов магнитуд (рисунок 2.2.3, таблица 2.2.1).

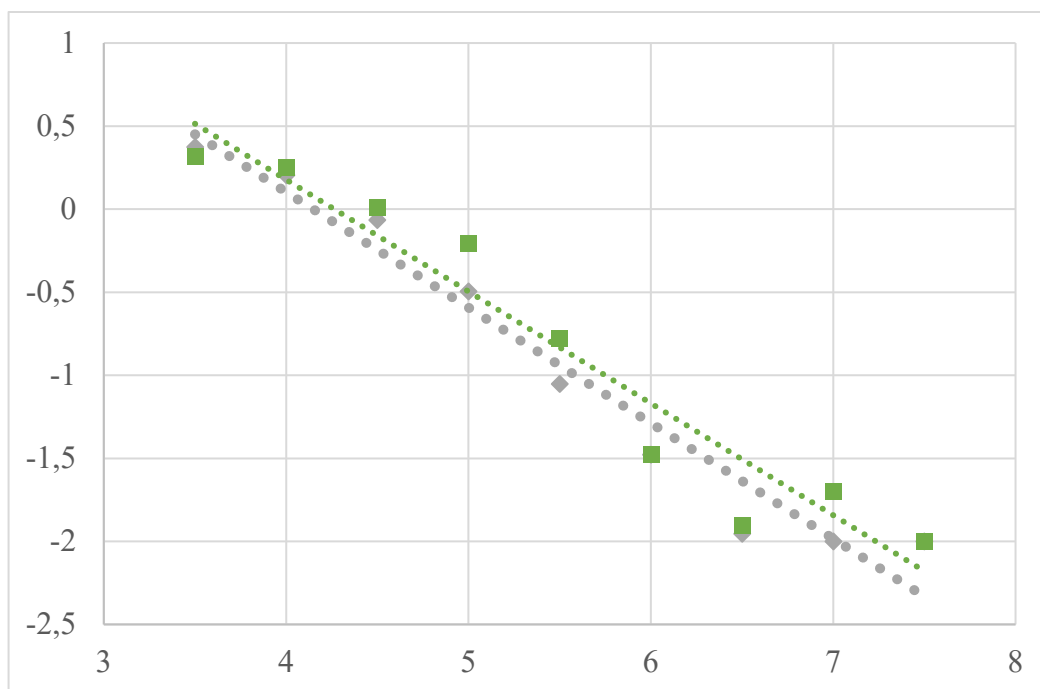


Рисунок 2.2.3. – Графики повторяемости землетрясений (с глубиной гипоцентра до 45 км) о. Сахалин и ближайших акваторий. Серым показана повторяемость событий с M_w от 3,5 до 7,5, зеленым – с M_s от 3,5 до 7,5. Цветные линии соответствуют трендам для соответствующих определений. По оси ординат отложена зависимость $\lg(N/T)$, по оси абсцисс – значение M не зависимо от шкалы.

Таблица 2.2.1. – Временное распределение сейсмических событий по магнитудам, используемое для построения графиков повторяемости

Годы	Интервал времени (годы)	Магнитуды (Ms)														
		0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5
2023–2019	5	0	0	1	10	6	3	5	3	0	1	0	0	0	0	0
2018–2014	5	8	3	10	17	10	7	7	7	1	0	1	0	0	0	0
2013–2009	5	2	2	7	24	5	9	9	4	6	3	1	0	0	0	0
2008–2004	5	1	0	2	4	8	12	14	11	8	9	2	1	0	0	0
2003–1994	10	0	0	0	5	4	9	27	45	33	12	2	1	1	1	1
1993–1984	10	0	0	0	0	0	1	1	1	3	5	1	0	0	0	0
1983–1974	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0
1973–1964	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
1963–1944	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
1943–1924	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	1	0

Годы	Интервал времени (годы)	Магнитуды (Mw)														
		0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5
2023–2019	5	0	0	3	13	2	5	4	1	0	1	0	0	0	0	0
2018–2014	5	8	5	15	20	2	8	8	3	1	1	0	0	0	0	0
2013–2009	5	3	2	15	17	7	8	5	8	5	0	1	0	0	0	0
2008–2004	5	1	0	4	10	7	11	15	8	9	5	1	1	0	0	0
2003–1994	10	0	0	1	7	4	13	39	43	26	3	3	1	0	1	1
1993–1984	10	0	0	0	0	0	2	1	1	2	6	0	0	0	0	0
1983–1974	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0
1973–1964	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
1963–1944	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
1943–1924	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0

*Примечание: цветом выделены временные интервалы, используемые для построения графика повторяемости.

Как видно из приведенных графиков, представительность сводного каталога определяется магнитудой 3,5 вне зависимости от используемой шкалы. Повторяемость землетрясений описывается уравнениями регрессии 2.2.1 (зеленый тренд на рисунке 2.2.3) и 2.2.2 (серый тренд на рисунке 2.2.3)

$$\lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0,67M_s (\pm 0,07) + 2,87(\pm 0,38), \quad (2.2.1)$$

$$\lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0,69M_w (\pm 0,06) + 2,89(\pm 0,31), \quad (2.2.2)$$

где N – количество землетрясений с магнитудой M, произошедших за время T (в годах). Для уравнения 2.2.1 коэффициенты корреляции (Rc) и детерминации (R²) составляют 0,97 и 0,94, соответственно, а для уравнения 2.2.2 – 0,98 и 0,96.

Обе зависимости проходят проверку критериями Фишера (F) и Стьюдента (t) для уровня статистической значимости $\alpha=0,01$: при критических значениях $F=12,25$ и $t=3,5$ $F_{Ms}=102,5$ и $t_{Ms}=6,8$, $F_{Mw}=160$, $t_{Mw}=7,3$.

При анализе кумулятивных кривых (рисунок 2.2.4) можно заметить, что основная линейная часть тренда, независимо от используемой магнитудной шкалы, находится в интервале $M \in [4,3; 5,5]$. Начиная с $M \approx 5,5-5,8$, заметно отклонение от линейной зависимости, виден изгиб графика, который отсутствует на рисунке 2.2.3. Линейные участки описываются следующими зависимостями:

$$\lg(N) = -0,64M_s (\pm 0,02) + 4,77(\pm 0,08) \text{ при } 3,8 \leq M_s \leq 5,6 \quad (2.2.3)$$

$$\lg(N) = -0,67M_w (\pm 0,02) + 4,68(\pm 0,08) \text{ при } 3,7 \leq M_w \leq 5,2 \quad (2.2.4)$$

$$\lg(N) = -0,84M_w (\pm 0,03) + 6,04(\pm 0,15) \text{ при } 4,3 \leq M_w \leq 5,8, \quad (2.2.5)$$

где N – количество землетрясений магнитуды M. В зависимости (2.2.4) M_w рассчитана по формуле (1.14) [Носов, Большакова, 2020], а в (2.2.5) – по формуле (1.13) [Lolli et al., 2014]. Регрессии (2.2.3) и (2.2.5) проходят проверку F- и t-критериями для уровня статистической значимости $\alpha=0,05$, а коэффициент корреляции Пирсона между ними равен 0,989 на интервале $M \in [4,3; 5,3]$. Таким образом, уравнение (2.2.1) справедливо для $M_s \in [3,8; 5,6]$, а регрессия (2.2.2) является общим случаем, не в полной мере описывающим повторяемость землетрясений в данном регионе.

К наиболее сильным (в энергетическом отношении) сейсмическим событиям Сахалина за инструментальный период наблюдений относятся Нефтегорское 27.05.1995 г. ($M_s=7,5$, $M_w=7,6$, $H \approx 17,5$ км, I=8-9 баллов в эпицентральной области по шкале MSK-64) и Углегорское 04.08.2000 г. ($M_s=7,1$, $M_w=7,1$, $H \approx 13,7$ км, I=8-9 баллов) землетрясения [Рогожин, 2012].

Очаг Нефтегорского землетрясения приурочен к Северо-Сахалинскому мегаподнятию и связан с Верхне-Питульским сдвиго-взбросом, ориентированным в север-северо-восточном направлении с падением сместителя на север-северо-запад [Харахинов и др., 1984; Рогожин, 2012]. Максимальная амплитуда правосдвиговых смещений при этом землетрясении

составила 8 м, а взбросовых – около 2 м [Нефтегорское..., 1995]. В результате этого сейсмического события образовался ряд кулисных трещин, с которыми связаны нептуническе дайки, а также возникли многочисленные вторичные сейсмодислокации – структуры разжижения песков и грифоны [Рогожин, 1996]. Палеосейсмологические исследования в очаговой зоне Нефтегорского землетрясения показали, что в этом регионе с интервалом около 400 лет произошло 3 сильных сейсмических события, самое древнее из которых – 1800 лет назад [Рогожин, 2012].

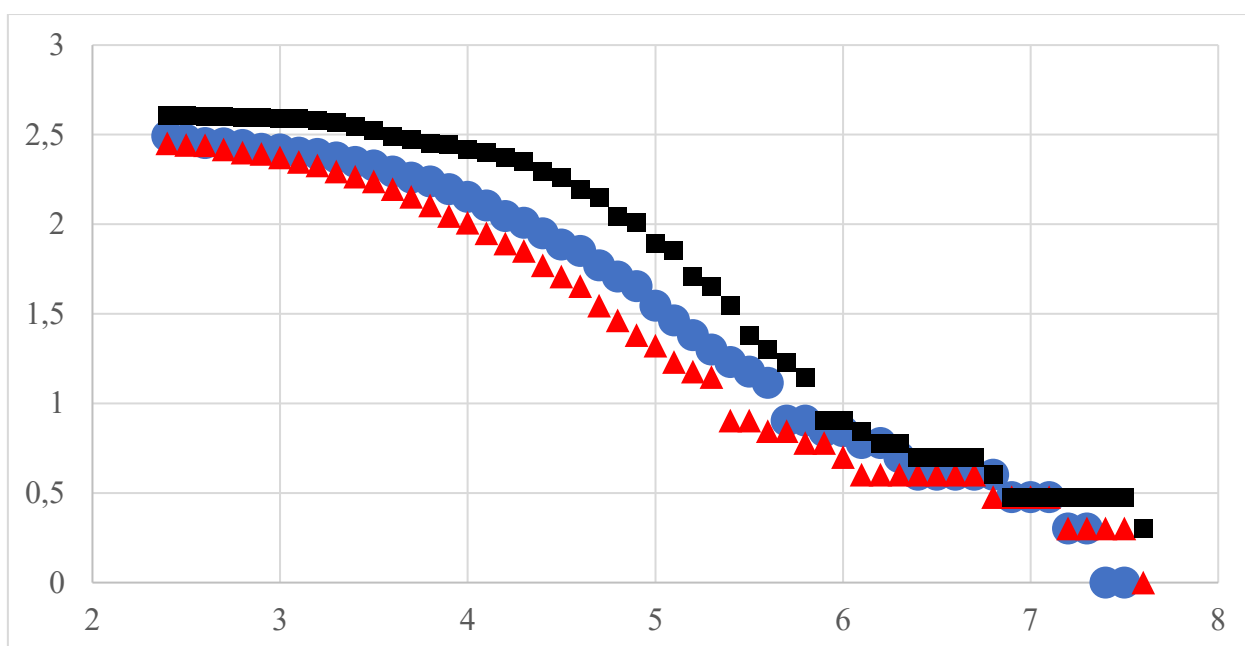


Рисунок 2.2.4. – Кумулятивные кривые коровых землетрясений о. Сахалин и прилегающих территорий. Синим показана кривая по шкале M_s , красным – по M_w на основе зависимости (1.14), черным – M_w на основе зависимости (1.13). По оси абсцисс отложена магнитуда, по оси ординат – $\lg(N)$, где N – количество землетрясений магнитуды M .

Углегорское землетрясение сопровождалось двумя афтершоками с $M_w=6,3$ и $5,5$. Амплитуда вертикального смещения во время основного события составила 0,6 м. Согласно решению фокального механизма очага, преобладала взбросовая компонента с элементами сдвига. Палеосейсмологические наблюдения в эпицентральной зоне показали отсутствие признаков сильных сотрясений в доинструментальный период [Рогожин, 2012].

В районе Питульского разлома изучены следы 4-х палеоземлетрясений с $M \geq 7,4$, произошедших 7200–2600 лет назад. В Тымь-Поронайской мегавпадине 9000–2350 лет назад также происходили сильные сейсмические события. В южной части острова в зоне Центрально-Сахалинского надвига обнаружены признаки древнего землетрясения, произошедшего, предположительно, 1300 лет назад [Булгаков и др., 2002; Лободенко, 2010].

Результаты морфометрического анализа рельефа

Проанализировано 12 морфометрических характеристик рельефа с общим количеством точек $N=80\ 804$ (таблица 2.2.2). Рассмотрим закономерности распределения значений каждого из них по площади.

Таблица 2.2.2. – Квартильные значения морфометрических характеристик рельефа Сахалина

№	Параметр	Q1	Медиана	Q3
1	Разность гипсометрической и базисной поверхности 3 порядка, м	28	83	227
2	Разность базисных поверхностей 1 и 2 порядков, м	1	12	44
3	Разность базисных поверхностей 2 и 3 порядков, м	0	14	49
4	Глубина вертикального расчленения рельефа, м	76	243	425
5	Наклон рельефа, °	1,4	3,5	9,5
6	Кривизна рельефа, взятая по модулю, $\times 10^{-3} \text{ м}^{-1}$	36	82	173
7	Дисперсия наклона рельефа, °	1,3	3,4	5
8	Дисперсия кривизны рельефа, взятая по модулю, $\times 10^{-3} \text{ м}^{-1}$	58	100	162
9	Средняя высота, м	61	134	294
10	Дисперсия высот, м	19	62	114
11	Плотность линеаментов, км^{-1}	24	31	36
12	Асимметрия высот	0,26	0,51	0,88

В качестве наиболее древней базисной поверхности рассмотрена поверхность 3 порядка из-за малого количества водотоков более старших (4–5) порядков. Разность гипсометрической и базисной поверхностей 3 порядка показала, что территория Сахалина испытывала неравномерные вертикальные движения. Наиболее интенсивные поднятия происходили в пределах Центрально- и Южно-Сахалинских сегментов. Области опускания и слабых

поднятий расположены в Тымь-Поронайской и Аниво-Сусунайской мегавпадинах, а также в пределах береговой зоны Северо-Сахалинского сегмента (рисунок 2.2.5А).

За время формирования базисов эрозии 2 и 3 порядков наиболее интенсивные восходящие движения испытали Центрально- и Южно-Камышовое, Восточно-Сахалинское, центральная часть Северо-Сахалинского мегаподнятий (рисунок 2.2.5Б). Наибольшее пригибание происходило в пределах Тымь-Поронайской и Аниво-Сусунайской мегавпадин и на п-ове Шмидта.

На следующем этапе, соответствующем формированию базисов эрозии 1–2 порядков, происходит дальнейшее поднятие территории. Оно имеет дифференцированный характер, сопровождающийся в т. ч. формированием локальных поднятий (рисунок 2.2.6А). Отметим, что на построенных схемах разности базисных поверхностей градиентные значения этого параметра приурочены к ряду региональных активных разломов и границам наиболее крупных пликативных структур. На всех приведенных на рисунках 2.2.5–2.2.6 схемах не выражены 4 грязевых вулкана [Мельников, Ершов, 2010], что свидетельствует об их незначительном вкладе в формирование рельефа.

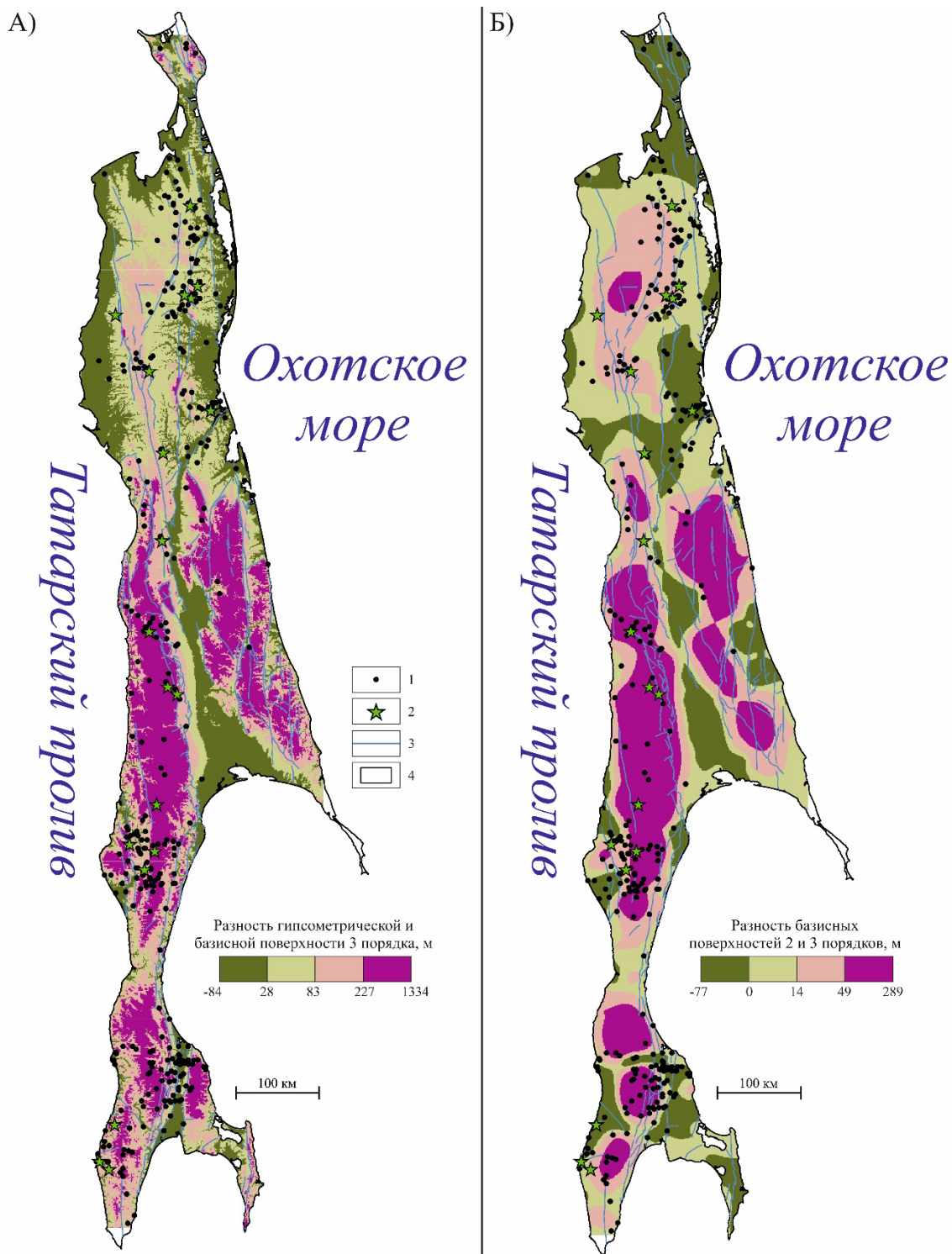


Рисунок 2.2.5. – Схемы разности гипсометрической и базисной поверхности третьего порядка (А) и разности базисных поверхностей второго и третьего порядков (Б). 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – контуры острова по гипсометрической отметке 0 м.

На схеме глубины вертикального расчленения рельефа по характеру изменения этого параметра выделяются контуры наиболее крупных пликативных структур. Наибольшие значения глубины вертикального

расчленения связаны с Восточно-Сахалинским, Центрально-Камышовым и восточной частью Сусунайско-Тонинского мегаподнятий (рисунок 2.2.6Б).

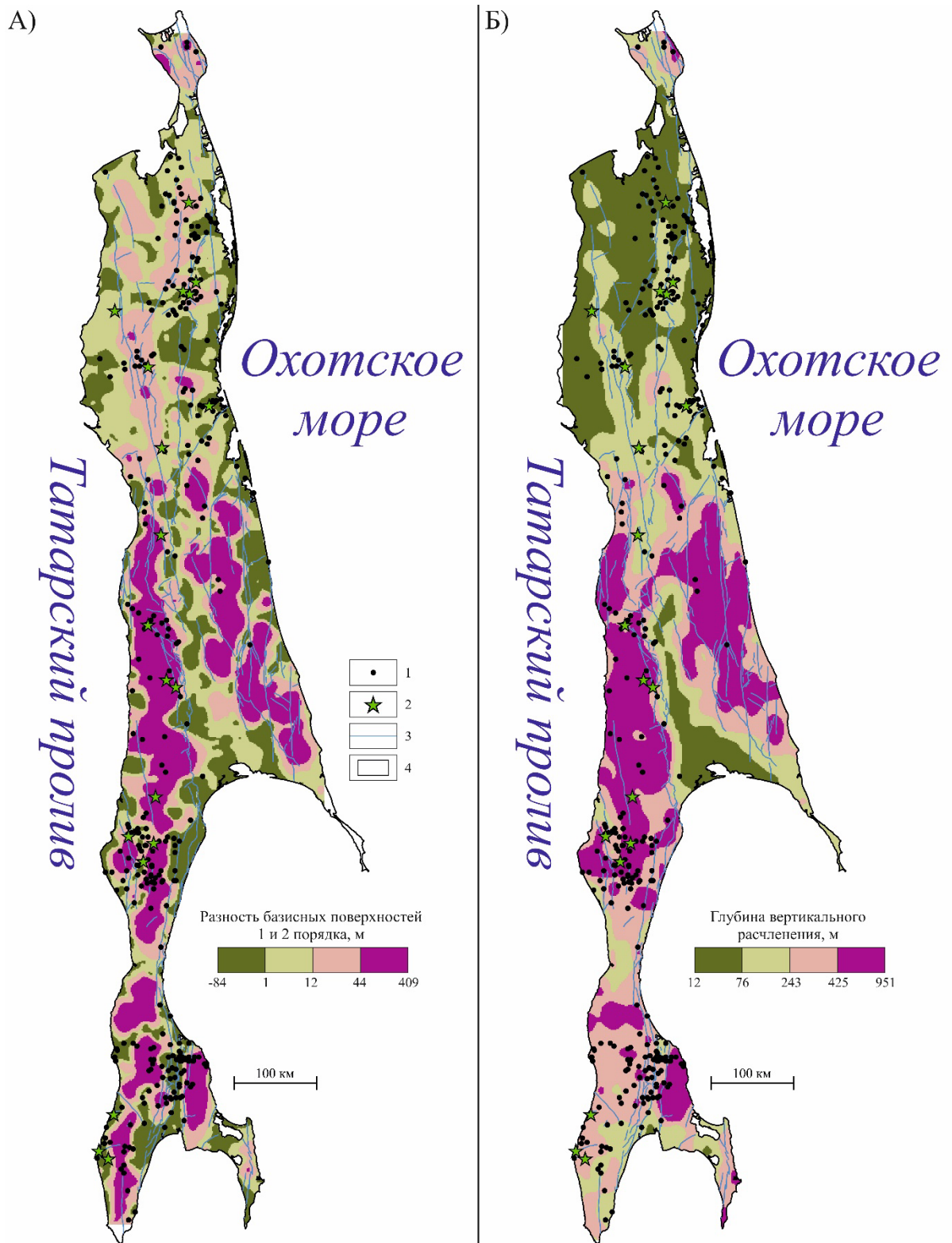


Рисунок 2.2.6. – Схемы разности базисных поверхностей 1 и 2 порядков (А) и глубины вертикального расчленения рельефа (Б). 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – контуры острова по гипсометрической отметке 0 м.

На схемах наклона и кривизны рельефа, взятой по модулю, хорошо выражены активные разломы (рисунок 2.2.7). 61% общей протяженности разломов попадает в области, где наклон поверхности рельефа превышает медиану. Доля узлов (мест изгиба) разломов, для которых значение кривизны рельефа превышает медианное для всего острова составляет 70%, а доля средних значений кривизны рельефа для разломов, превышающих медианное, составляет 96% и 40% для значений, попадающих в четвертый квартиль.

Дисперсия наклона рельефа (рисунок 2.2.8) подтверждает блоково-мозаичное строение мегаподнятий. Коэффициент корреляции Спирмена между значениями этого параметра и высотами рельефа составляет 72% соответственно, а между дисперсией наклона рельефа и математическим ожиданием высот – 82%.

Положительные аномалии дисперсии кривизны рельефа, взятой по модулю, приурочены к крутым склонам в пределах мегаподнятий (рисунок 2.2.9А). Средние высоты подчеркивают контуры основных новейших структур, а по значениям, соответствующим границам второго квартиля (61–134 м) маркируют границы наиболее крупных морфоструктурных сегментов острова (рисунок 2.2.9Б).

Дисперсия высот (рисунок 2.2.10А), как было показано ранее на примере Большого Кавказа, характеризует потенциальную энергию рельефа и может быть рассмотрена в качестве показателя интенсивности вертикальных новейших движений [Трегуб, 2010]. Как и глубина вертикального расчленения, она помогает уточнить границы региональных морфоструктур. Коэффициенты корреляции Пирсона и Спирмена между этими двумя параметрами составляют 95%. Отметим также, что их повышенные значения наблюдаются в очаговых зонах Нефтегорского и Углегорских землетрясений. Высокие значения плотности линеаментов приурочены, преимущественно, к сводовым частям региональных и локальных поднятий (рисунок 2.2.10Б). В мегавпадинах значения этого параметра не превышают 24 м^{-1} (первый квартиль). Схема асимметрии высот рельефа подчеркивает сложный дифференцированный

характер новейших движений и позволяет выделить локальные поднятия и впадины в пределах региональных морфоструктур (рисунок 2.2.11).

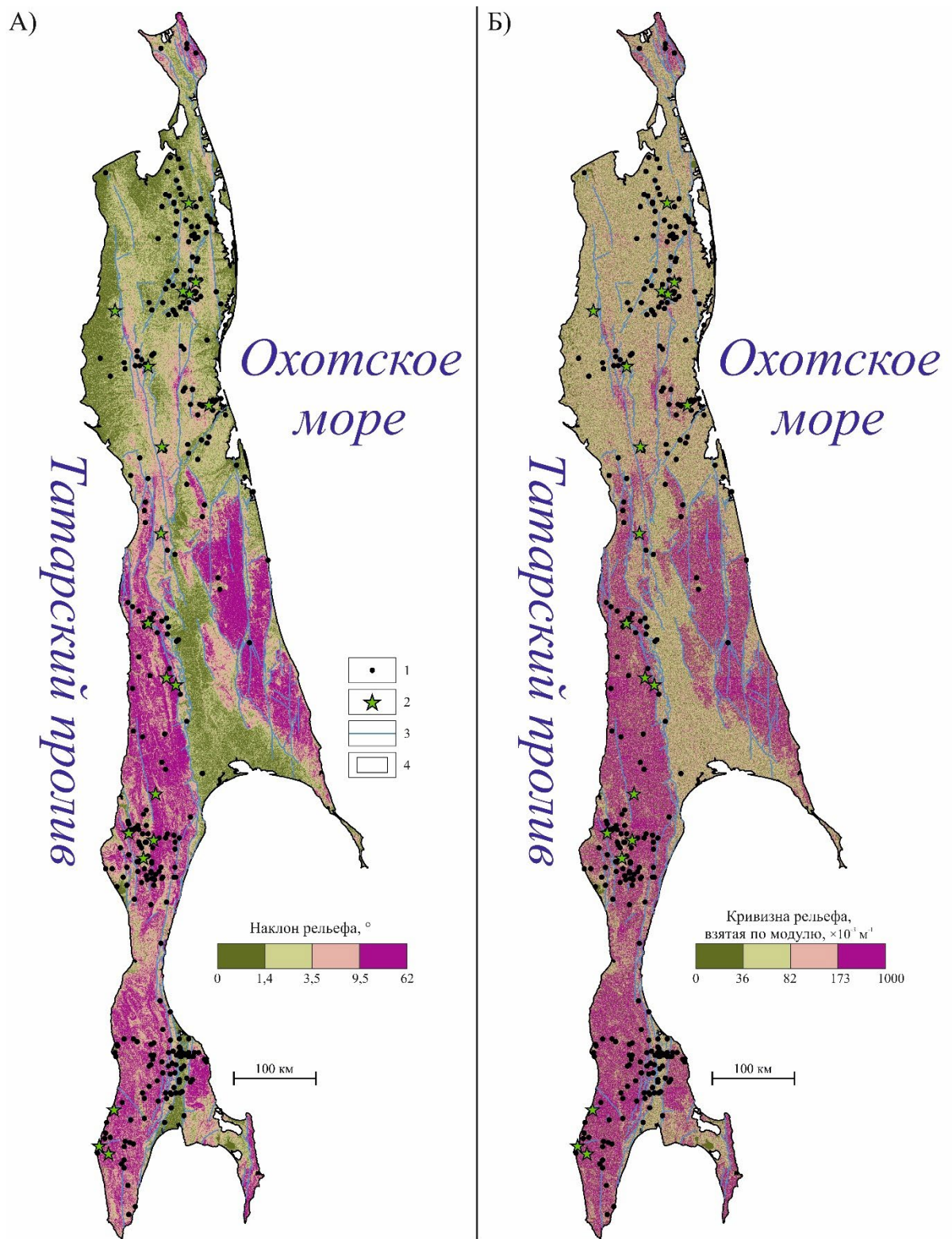


Рисунок 2.2.7. – Схемы наклона рельефа (А) и кривизны рельефа, взятой по модулю (Б). 1- 2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – контуры острова по гипсометрической отметке 0 м.

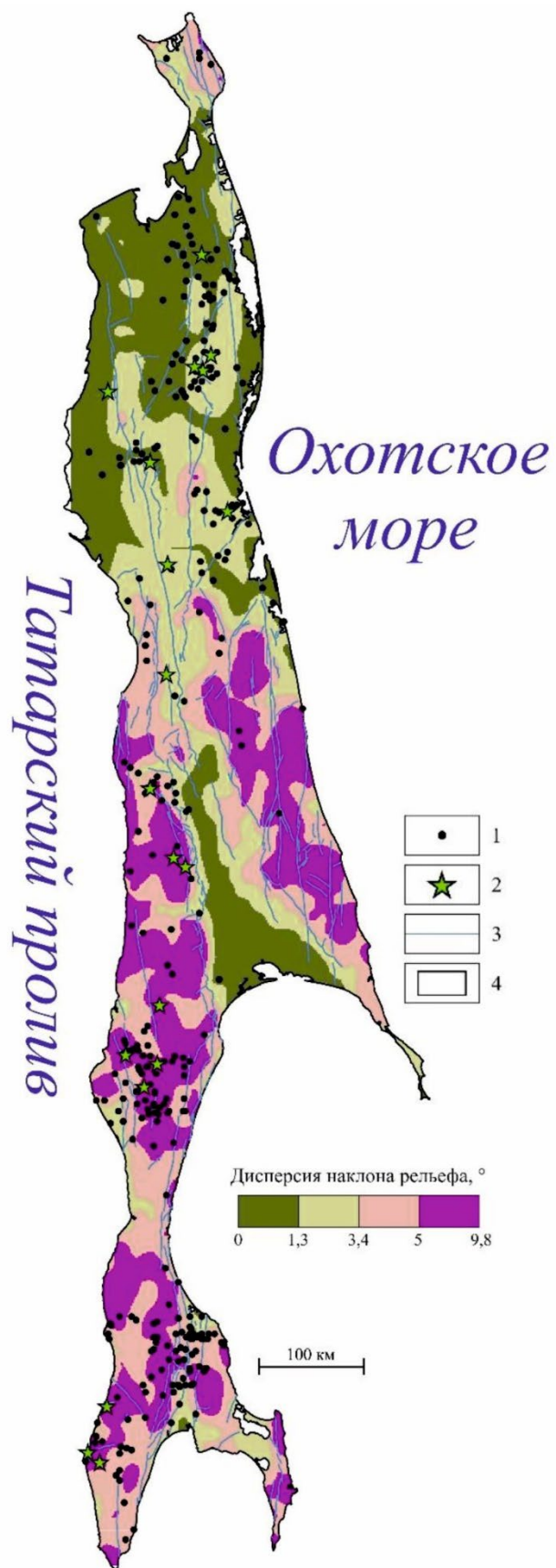


Рисунок 2.2.8. – Схема дисперсии наклона рельефа острова Сахалин. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – контуры острова по гипсометрической отметке 0 м.

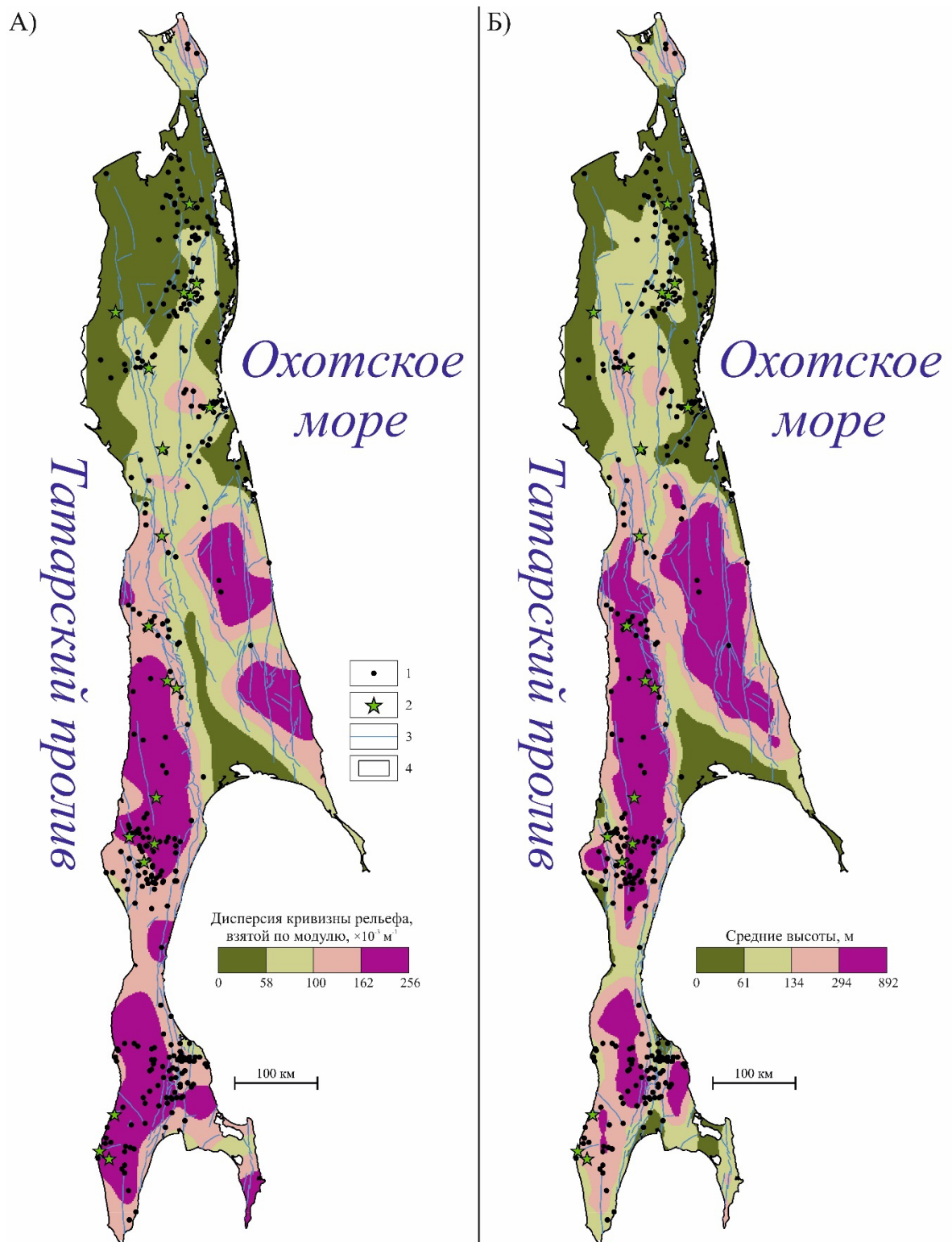


Рисунок 2.2.9. – Схемы дисперсии кривизны рельефа, взятой по модулю (А) и средних высот (Б). 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – контуры острова по гипсометрической отметке 0 м.

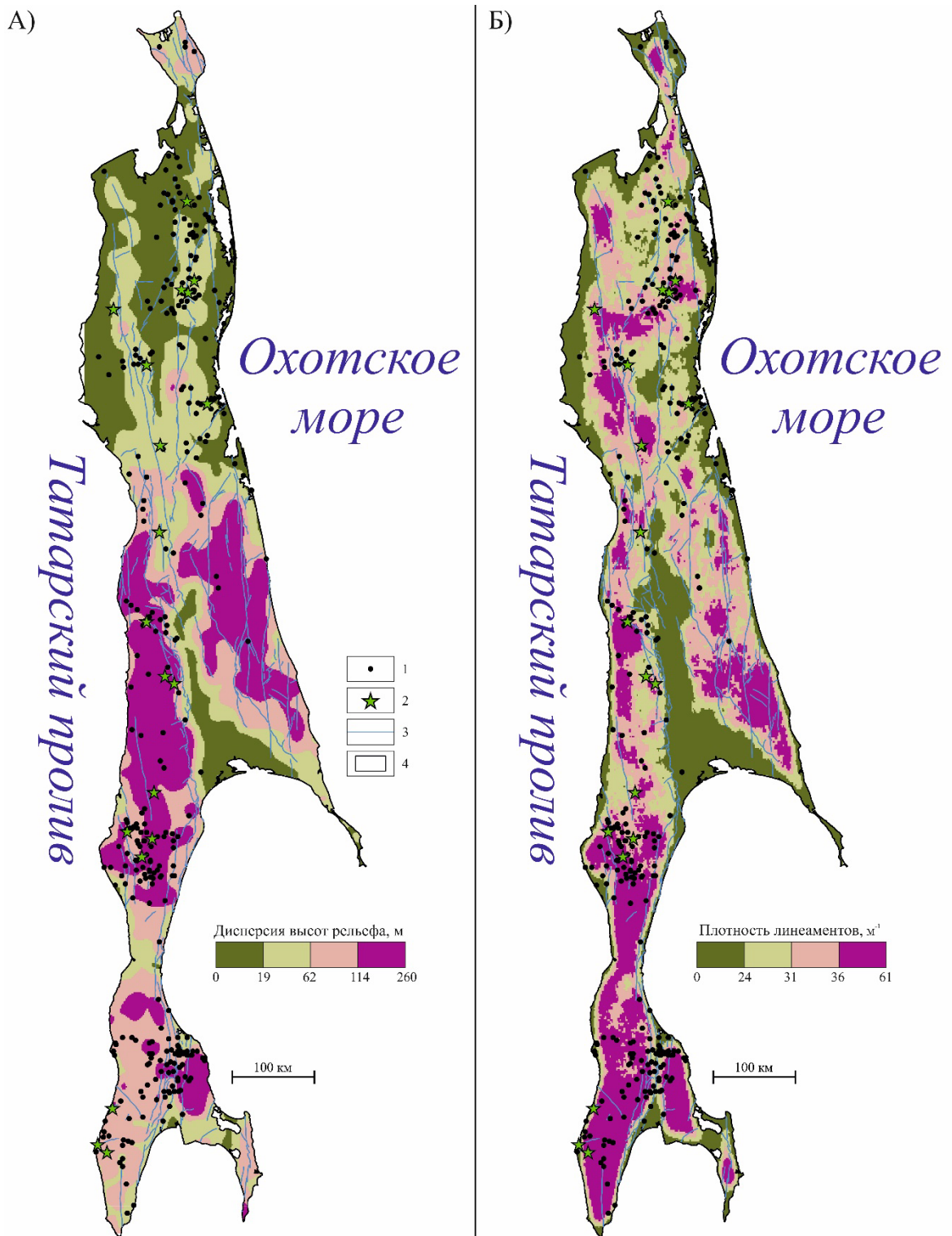


Рисунок 2.2.10. – Схемы дисперсии высот рельефа (А) и плотности линеаментов (Б). 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – контуры острова по гипсометрической отметке 0 м.

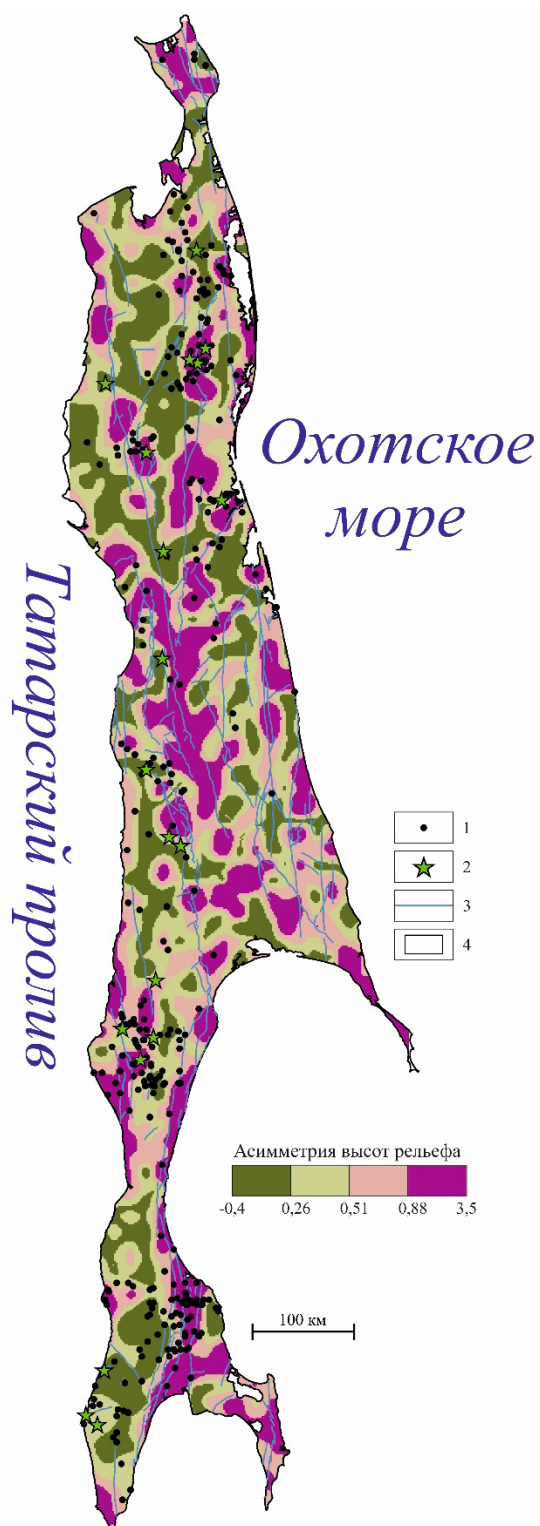


Рисунок 2.2.11. – Схема асимметрии высот рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – контуры острова по гипсометрической отметке 0 м.

Таким образом, в целом, распределение значений рассмотренных морфометрических параметров по площади хорошо согласуются с данными о неотектоническом строении региона.

В пределах Сахалина расположено 323 эпицентра современных коровых землетрясений, в т. ч. 19 – с $M_w \geq 5,5$ (расчет M_w выполнен по формуле 1.13). Большинство эпицентров этих сейсмических событий локализовано в областях, где значения перечисленных морфометрических параметров рельефа больше медианы, а более четверти эпицентров – в областях, где соответствующие значения превышают нижнюю границу четвертого квартиля (таблица 2.2.3).

Таблица 2.2.3. – Доля эпицентров землетрясений Сахалина, расположенных в областях, где значения морфометрических параметров рельефа превышают медиану и третий квартиль

№ параметра	Доля эпицентров землетрясений с магнитудой M , расположенных в областях, где значения морфометрических параметров рельефа превышают			
	медиану		нижнюю границу четвертого квартиля	
	все значения M_w	$M_w \geq 5,5$	все значения M_w	$M_w \geq 5,5$
1	0,54	0,57	0,25	0,37
2	0,56	0,68	0,28	0,32
3	0,54	0,68	0,3	0,26
4	0,58	0,53	0,23	0,32
5	0,51	0,47	0,27	0,37
6	0,51	0,53	0,28	0,32
7	0,57	0,53	0,31	0,47
8	0,63	0,58	0,31	0,37
9	0,55	0,58	0,21	0,26
10	0,58	0,52	0,25	0,32
11	0,62	0,63	0,37	0,37
12	0,54	0,37	0,31	0,26

**Примечание: зеленым выделены параметры, использованные в качестве исходных данных для анализа γ -оператором нечеткой логики. В первом столбце цифрам соответствуют параметры из таблицы 2.2.2.*

Исходя из приведенных в таблице 2.2.3 данных, для анализа γ -оператором нечеткой логики выбраны разность базисных поверхностей водотоков 2 и 3 порядков, асимметрия высот рельефа, плотность линеаментов, что позволило построить схему индекса неотектонической активности (F)

(рисунок 2.2.12). На ней показано три интервала: $0,4 < F$ (белые области); $0,4 \leq F < 0,6$ (синие области) и $F \geq 0,6$ (красные области). Последние занимают 31% исследуемой территории, и в их пределах расположено 40% эпицентров землетрясений и 47% землетрясений с $M_w \geq 5,5$. Данные о конфигурации этих участков использованы для выделения зон ВОЗ без проведения дополнительных исследований. Области, где $0,4 \leq F < 0,6$, занимают 56% площади острова, и в их пределах расположено 54% эпицентров землетрясений, в т.ч. 47% событий с $M_w \geq 5,5$. Для выделения зон ВОЗ в их пределах использованы результаты компьютерного геодинамического моделирования. В областях низких значений $F < 0,4$ зоны ВОЗ не были выделены.

Корректность параметра F проверена с помощью ROC-анализа. На рисунке 2.2.13 приведены соответствующие ROC-кривые и значения площади под ними (AUC) как для всего диапазона магнитуд, так и для сейсмических событий с $M \geq 5,5$. Прогностичность модели составляет 62%, а для событий магнитуд $M_w \geq 5,5$ – 69% ($M_w \geq 5,5$). При фильтре параметра $F \geq 0,6$ значения AUC для всей выборки составили 54%, для $M_w \geq 5,5$ – 67%. Кроме того, установлено, что 94% палеосейсмодислокаций, рассмотренных [Булгаков и др., 2002; Лободенко, 2010] расположены в областях, где $F \geq 0,4$. При этом 35% палеосейсмодислокаций попадают в области, где $F \geq 0,6$.

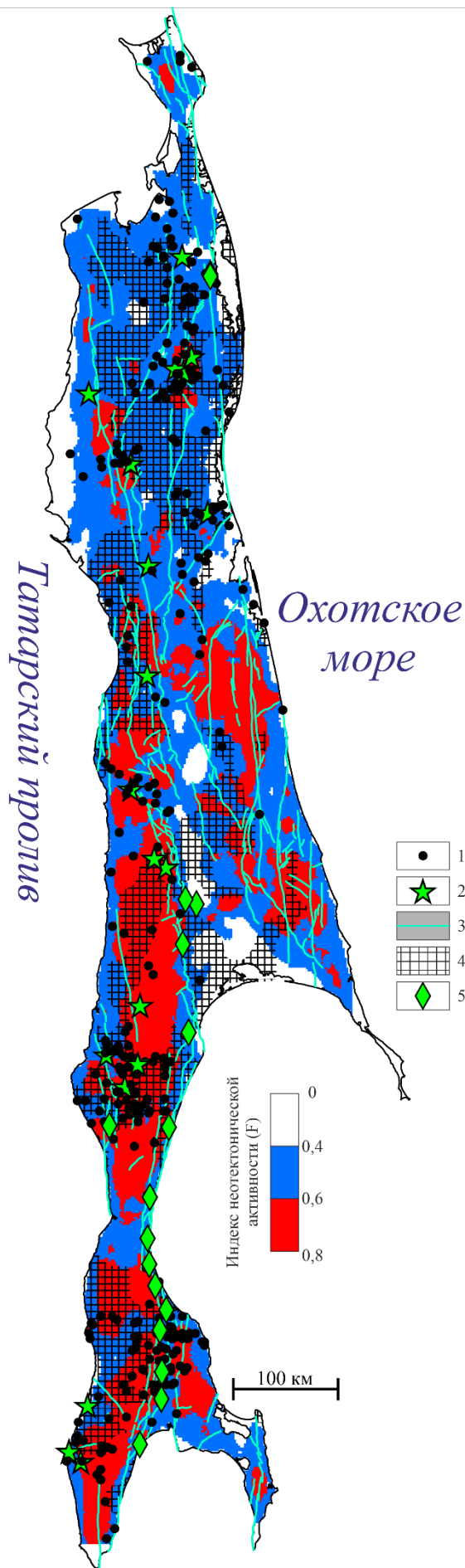


Рисунок 2.2.12. – Схема индекса неотектонической активности. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – области локализации максимальных горизонтальных напряжений (Sh); 5 – палеосейсмодислокации (по [Булгаков и др., 2002; Лободенко, 2010]).

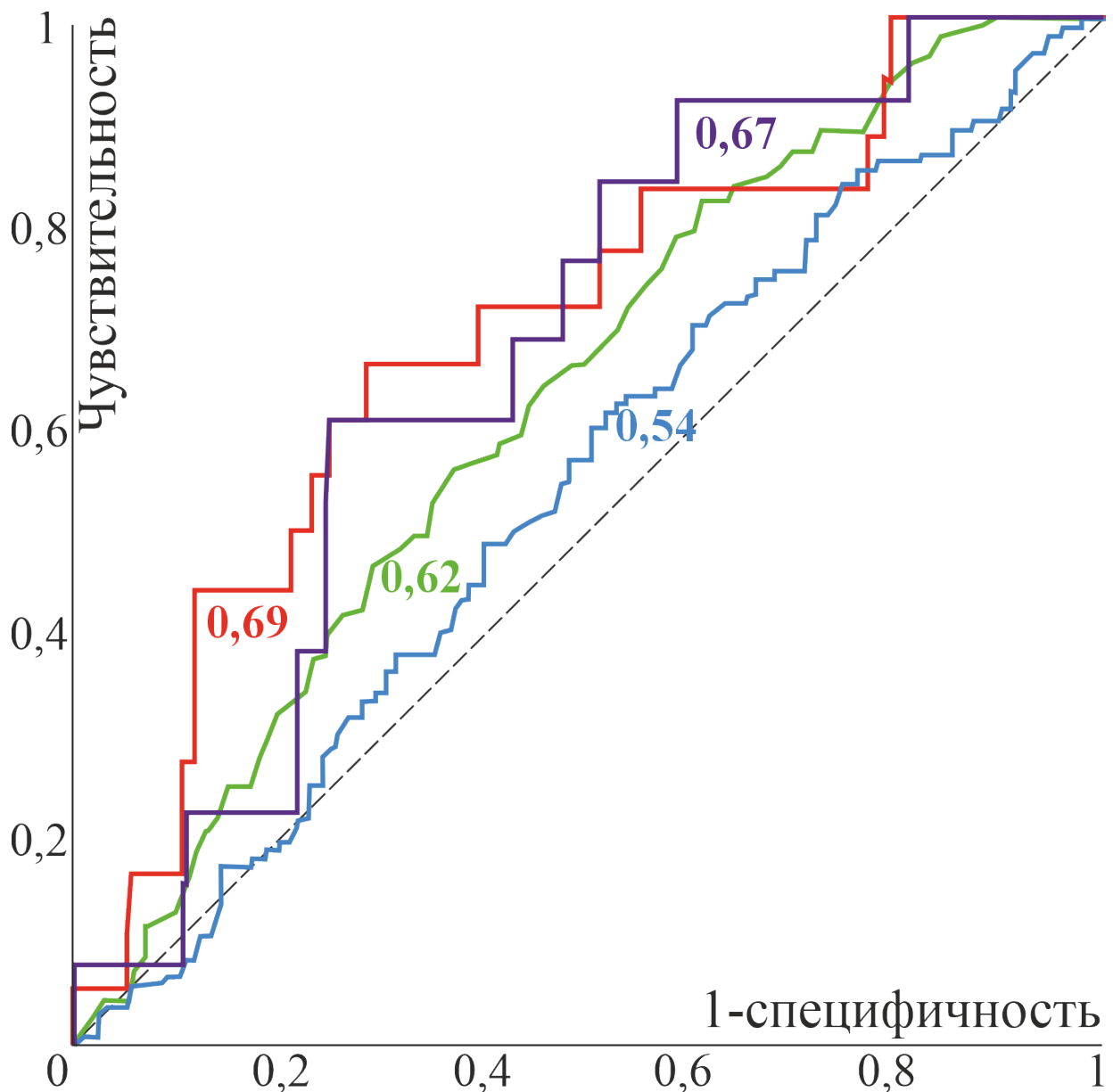


Рисунок 2.2.13. – ROC-кривые для территории Сахалина. Цветом показаны тренды для разных выборок. Зеленый – для всех значений M и F ; красная – для $M \geq 5,5$; синяя – для всех событий со значением $F \geq 0,6$; фиолетовый – при $F \geq 0,6$ и для $M \geq 5,5$. Диагональная штриховая линия – случайное распределение.

Аналогично ROC-анализу для о. Сахалин с помощью диаграммы Молчана были проанализировано две выборки по той же сетке для двух выборок: $N=160$ и $N=18$ (рисунок 2.2.14). Этим значениям соответствует количество верно распознанных событий в ячейках сетки для событий с $M \geq 3,5$ и $M \geq 5,5$ соответственно. Общее количество ячеек (n) составляет 900 и 758 соответственно.

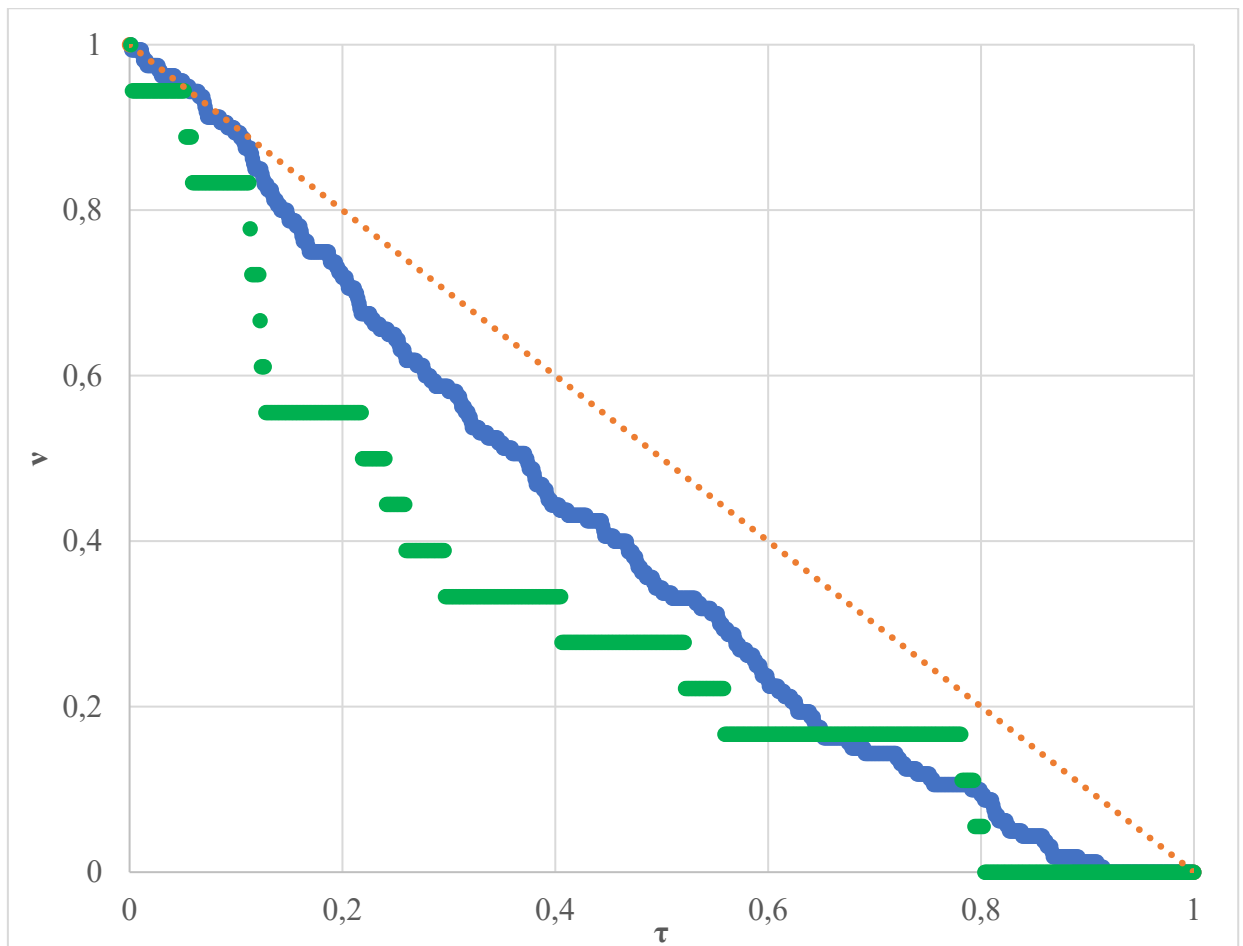


Рисунок 2.2.14. – Диаграмма Молчана для территории о. Сахалин, построенная по сетке 15×15 км. По оси абсцисс – мера тревоги (τ), по оси ординат – доля пропущенных целей (ν). Синий тренд – для $M \geq 3,5$, соответствует представительности каталога, зеленый – для $M \geq 5,5$. Красной линией показано случайное распределение. Количество элементов сетки (n) составляет 900 при значениях $M \geq 3,5$ и 758 для $M \geq 5,5$.

Для репрезентативной выборки ($N=160$) пространственная эффективность составляет $\sum \min(\tau; \nu) = 0,81$ и достигается при $\tau=0,65$, $\nu=0,16$, т.е. при объявлении тревоги события с $M \geq 3,5$ на 65% вероятность пропуска составляет 16%. При использовании фильтра $F \geq 0,6$ эффективность остается в тех же пределах (0,83), но значительно увеличивается доля пропусков ($\nu=34\%$) на площади тревоги (τ) 49%. В случае использования зоны неопределенности ($F \geq 0,4$) $\sum \min(\tau; \nu) = 0,81$, на 65% территории, где объявлена тревога будет пропущено 16% событий. При малой выборке ($N=18$ и $M \geq 5,5$) $\sum \min(\tau; \nu) = 0,63$, при площади объявленной тревоги (τ) 30%, доля пропущенных событий составляет (ν) 33%. При рассмотрении областей, наиболее активных в тектоническом отношении ($F \geq 0,6$) доля площади тревоги и доля пропусков не изменяется. Таким образом, прогностическая эффективность модели по

результатам ROC-анализа и с использованием диаграммы Молчана согласуются, говорят о возможности использования индекса неотектонической активности при сейсморайонировании с учетом применения вспомогательных данных.

Анализ напряженно-деформированного состояния

Для определения типа напряженно-деформированного состояния среды проанализированы решения фокальных механизмов очагов коровых землетрясений [International..., 2023] и данные ГНСС [ApeI et al., 2006; Гридчина и др., 2023]. По 26 решениям фокальных механизмов очагов землетрясений, обработанных МКА Ю.Л. Ребецкого [Ребецкий и др., 2017] установлено, что на острове Сахалин преобладает субширотное горизонтальное сжатие (рисунок 2.2.15). На основе данных о скоростях перемещения стационарных станций ГНСС (таблица 2.2.4, рисунок 2.2.16) рассчитано значение современной площадной деформации (ϵ_s) (рисунок 2.2.17А). Преобладание элементов покрытия, где $\epsilon_s < 0$, свидетельствует об общем сжатии территории. Таким образом, при проведении компьютерного моделирования задана обстановка субширотного сжатия.

Кроме того, данные о площадной деформации были использованы в качестве третьего параметра вместо разности базисных поверхностей водотоков 2 и 3 порядка. Замена сделана с целью ценки применимости площадной деформации на основе анализа данных ГНСС для расчета индекса F. В пределах элементов покрытия расположено 146 эпицентров землетрясений, из них 9 – с $M_w \geq 5,5$. Сейсмоактивные области со значением $F \geq 0,6$ занимают 47% изученной площади, на 19% меньшей площади всего острова из-за того, что для его северной и южной оконечностей нет данных о величине ϵ_s . В сейсмоактивных областях локализовано 66% (27% от всей выборки) эпицентров землетрясений, в том числе 89% – с $M_w \geq 5,5$. В зону неопределенности, где F варьирует от 0,4 до 0,6, попадает 40% эпицентров сейсмических событий и 11% – с $M_w \geq 5,5$ (рисунок 2.2.17Б).

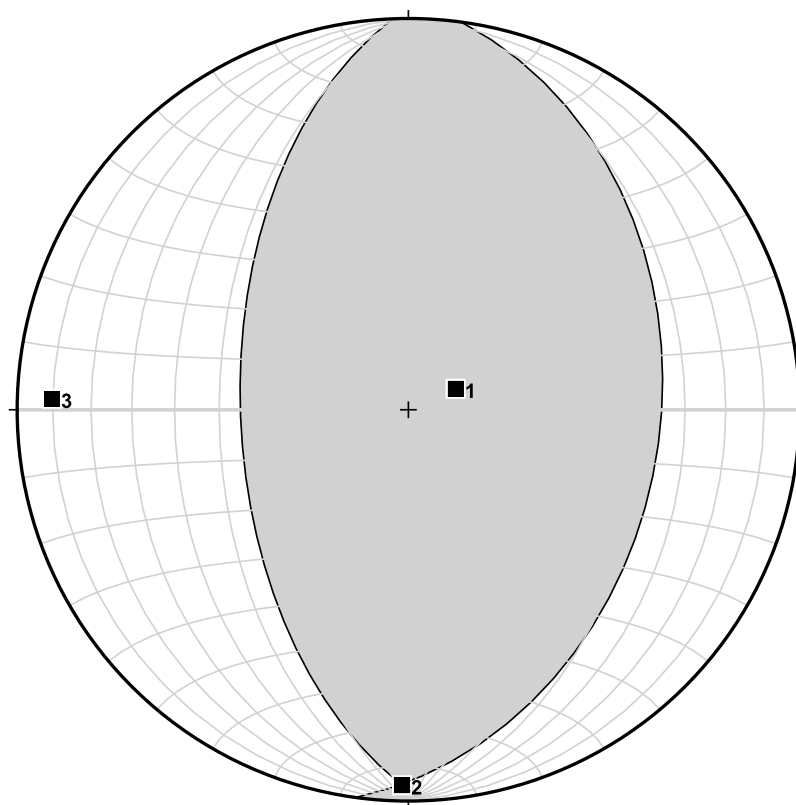


Рисунок 2.2.15. – Реконструкция положений главных нормальных осей напряжений по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений (нижняя полусфера): серое – области растяжения, белое – сжатия; 1–3 – главные нормальные оси напряжений: 1 – растяжения, 2 – промежуточная; 3 – сжатия.

Значения AUC составляют 65% для всей выборки и 69% – для событий с $M_w \geq 5.5$. Таким образом, в случае недостаточной представительности морфометрических параметров рельефа для оценки индекса неотектонической активности можно использовать данные о современной площадной деформации.

Таблица 2.2.4. – Горизонтальные скорости перемещения пунктов ГНСС Сахалина в системе ITRF2014 относительно Североамериканской плиты (по [ApeI et al., 2006; Гридчина и др., 2023])

Название	Координаты		V_E , мм/год	V_N , мм/год	V , мм/год	Az , °
	Долгота, ° в.д.	Широта, ° с.ш.				
AIVA	142,54	49,69	4,09±2,65	1,32±2,67	4,3	72
ASKH	142,16	50,91	-1,6±1,6	4,4±0,8	4,7	340
BOSH	142,16	49,64	2,41±2,55	0,85±2,56	2,6	71
DKAS	140,79	51,47	6,2±0,6	-2,2±0,9	6,6	110
KAG1	143,24	51,73	2,6±0,2	1,5±0,4	3	60
KAG2	143,07	51,71	2,6±0,6	1,3±0,2	2,9	63
LAZR	141,44	52,22	5,4±0,4	2,1±0,6	5,8	69
LUN1	142,73	51,52	3,3±0,6	2,4±0,9	4,1	54

Название	Координаты		V_E , мм/год	V_N , мм/год	V , мм/год	Az , °
	Долгота, ° в.д.	Широта, ° с.ш.				
LUN2	143,46	51,4	5,6±0,5	2,3±0,3	6,1	68
MON1	143,05	52,18	3,8±0,9	0,5±0,4	3,8	83
MON2	143,09	52,03	2,6±0,4	2,4±1,6	3,5	47
NAMU	140,81	53,14	4,9±0,5	1,6±0,7	5,2	72
NOGL	143,12	51,76	2,4±0,4	1,1±0,1	2,6	65
OKH1	142,89	53,56	3,1±0,4	0,0±0,8	3,1	90
OKH2	143,07	53,43	2,5±1,1	0,9±0,1	2,7	70
OKHA	143,06	53,56	2,9±0,5	2,0±0,4	3,5	55
OKHA	142,95	53,60	3,21±0,79	0,11±0,78	3,2	88
OKRG	143,80	50,29	3,21±2,73	-0,01±2,75	3,2	90
PBDN	142,82	49,84	2,57±2,24	1,63±2,22	3	58
PERV	143,27	49,92	2,03±2,57	-1,69±2,58	2,6	130
PIL1	142,82	52,43	3,6±0,7	1,0±0,3	3,7	75
PIL2	143,14	52,45	4,4±1,2	1,1±0,6	4,5	76
PILG	143,65	50,05	2,23±2,55	0,62±2,56	2,3	75
PILT	143,08	52,74	3,7±0,6	0,4±0,2	3,7	84
PORE	142,76	48,57	1,45±2,64	1,57±2,65	2,1	43
PUGA	142,56	48,24	3,2±1,2	1,2±1,3	3,4	69
RYBN	141,87	53,16	4,7±0,2	1,9±0,6	5,1	68
SAB1	143	53,15	2,7±0,6	1,0±0,4	2,9	70
SAB2	143,07	53,14	1,6±0,6	1,6±0,7	2,3	45
UGLE	142,07	49,08	3,13±1,11	1,29±1,10	3,4	68
VANI	140,30	49,11	4,1±1,5	4,2±2,4	5,9	44
VIAK	141,92	51,57	4,8±0,4	2,9±0,2	5,6	59
YSSK	142,72	47,03	0,5±0,2	5,8±0,3	5,8	5

*Примечание: V_E – скорость перемещения в восточном направлении, V_N – скорость перемещения в северном направлении, V – суммарная скорость перемещения, Az – направление перемещения относительно географического севера.

Проведенное компьютерное моделирование показало, что 53% эпицентров землетрясений, зарегистрированных в пределах суши, попадает в области максимальных горизонтальных напряжений (Sh), где их относительные величины превышают медиану. Они занимают 30% площади о. Сахалин. В целом конфигурация областей сжатия хорошо согласуется с результатами анализа напряженно-деформированного состояния по данным ГНСС-измерений (рисунок 2.2.17) [Ашурков и др., 2016; Стеблов и др., 2023; Собисевич и др., 2024].

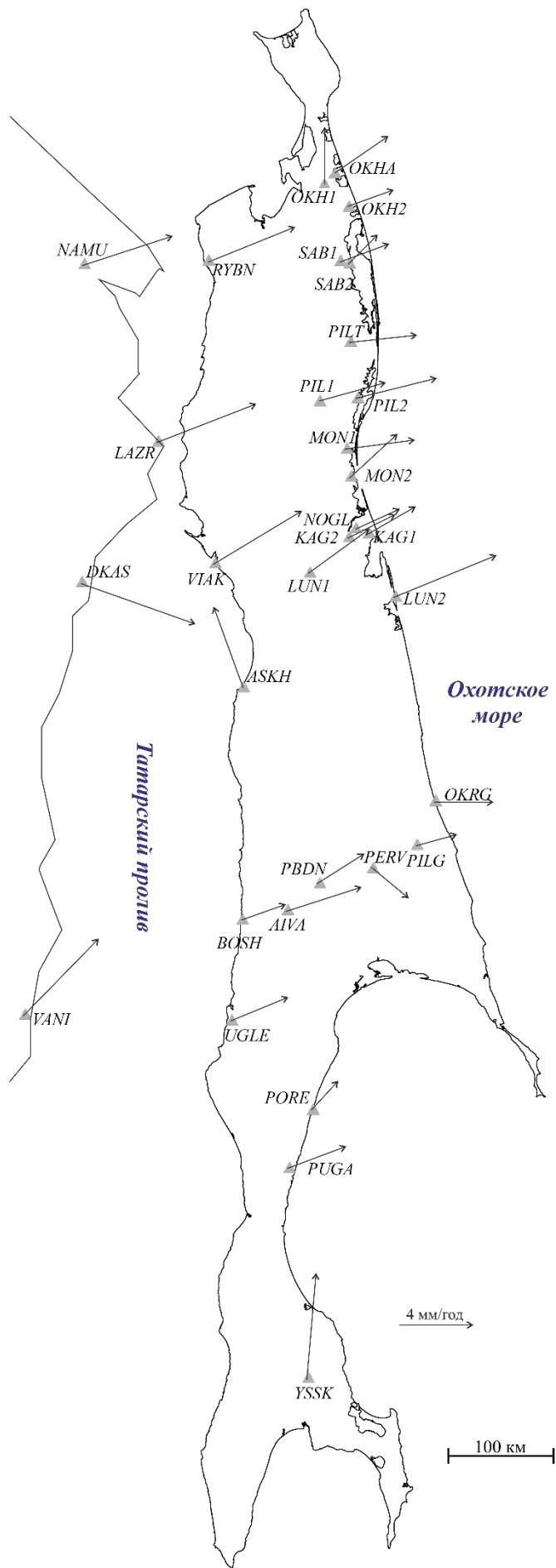


Рисунок 2.2.16. – Схема перемещения стационарных пунктов ГНСС о. Сахалин в системе ITRF2014 относительно Североамериканской плиты (по [ApeI et al., 2006; Гридчина и др., 2023]). Серые треугольники – пункты ГНСС.

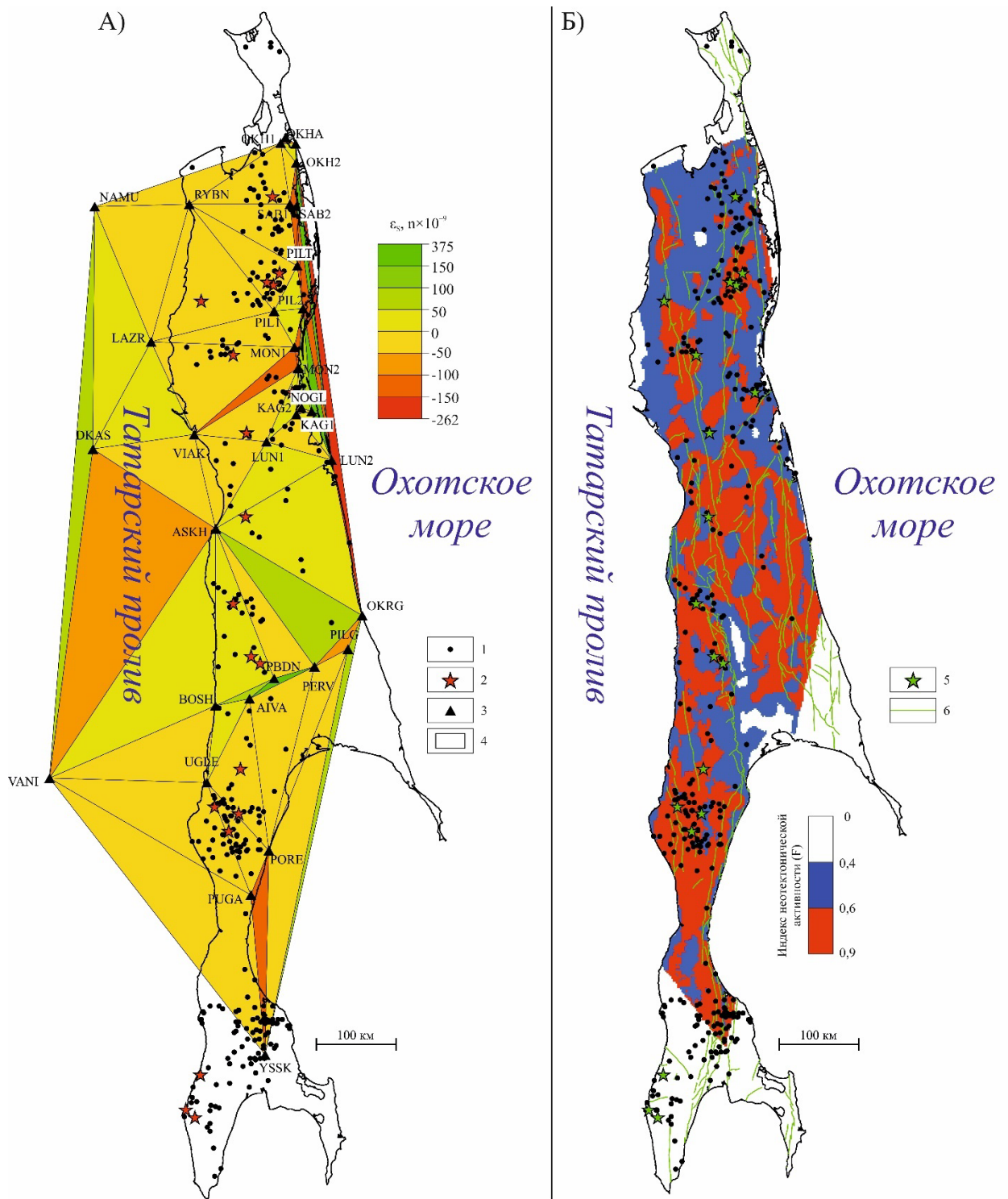


Рисунок 2.2.17. – Схемы площадной деформации, полученной на основе обработки данных стационарных станций ГНСС (А) и индекса неотектонической активности на основе асимметрии рельефа, плотности линейментов и площадной деформации (Б). 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – стационарные станции ГНСС (по [Arel et al., 2006; Гридчина и др., 2023]); 4 – контуры острова по гипсометрической отметке 0 м; 5 – землетрясения с $M_w \geq 5,5$; 6 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022].

Зоны возникновения очагов землетрясений Сахалина

В пределах острова были выделены 10 зон ВОЗ для событий с $M_w \geq 5,5$ (рисунок 2.2.18) в 2 этапа: первый заключался в оконтуривании зон ВОЗ на основе параметра $F \geq 0,6$ и конфигурации эпицентров низкомагнитудных землетрясений. На втором этапе к зонам ВОЗ отнесены области, где значения $0,4 \leq F < 0,6$ и относительные величины Sh превышают медиану. При этом учтено также расположение эпицентров слабых землетрясений. Зоны ВОЗ занимают 14% площади Сахалина, и в них попадает 79% эпицентров землетрясений с $M_w \geq 5,5$. Большинство зон ВОЗ ориентировано субмеридионально. M_{max} , рассчитанные по эмпирическим формулам, достигает 8,5 в пределах зоны ВОЗ № I, в пределах которой располагался очаг Нефтегорского землетрясения (таблица 2.2.5, рисунок 2.2.19). Наиболее точные, по мнению автора, оценки M_{max} получены при использовании формулам 1.17 [Kanamori, Anderson, 1975] и 1.18 [Wells, Coppersmith, 1994]. Для зоны ВОЗ № VIII M_{max} определена исходя из протяженности предполагаемого разлома, поскольку в базе данных [Zelenin et al., 2022] нет информации о достоверных разломах на соответствующем участке. Этот разлом протяженностью 21 км выделен по характеру тектонической раздробленности верхней части литосферы, оцененной методом Ю.В. Нечаева [2010].

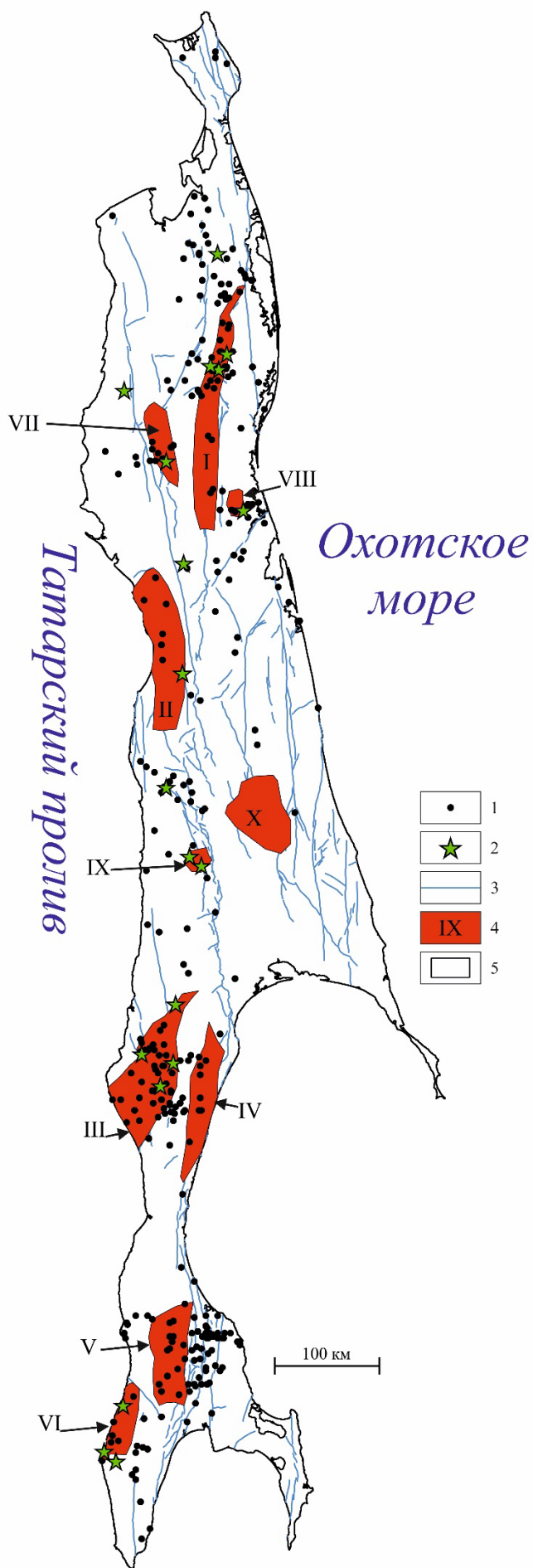


Рисунок 2.2.18. – Схема зон ВОЗ о. Сахалин. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – зоны ВОЗ и их номера; 5 – контуры острова по гипсометрической отметке 0 м.

Таблица 2.2.5. – Максимальны магнитуды в пределах выделенных зон ВОЗ, рассчитанные на основе эмпирических формул

Номер зоны ВОЗ	Mw зарегистрированна я	По формуле (1.16)	По формуле (1.17)	По формуле (1.18)	По формуле (1.19)	L, км
I	7,6	8,1	8,5	7,8	8,4	223
II	5,8	6,3	7,9	7,4	7,7	110
III	7,1	7,6	7,5	7,2	7,2	70
IV	4,7	5,2	8,1	7,6	7,9	140
V	5,8	6,3	7,0	6,9	6,6	38
VI	6,3	6,8	6,7	6,7	6,3	26,5
VII	5,4	5,9	6,8	6,8	6,4	29
VIII	5,8	6,3	6,5	6,6	6,0	21
IX	5,8	6,3	6,4	6,6	5,9	19,3
X	5,3	5,8	7,3	7,1	7,0	55

*Примечание: L – максимальная протяженность активного разлома из [Zelenin et al., 2022], проходящего в пределах зоны ВОЗ, выраженная в километрах. Цветом выделены столбцы с рекомендуемыми значениями M_{max}. **Полужирным курсивом** выделены M_{max} для потенциального активного разлома, выделенного методом тектонической раздробленности и не входящий в базу данных [Zelenin et al., 2022].

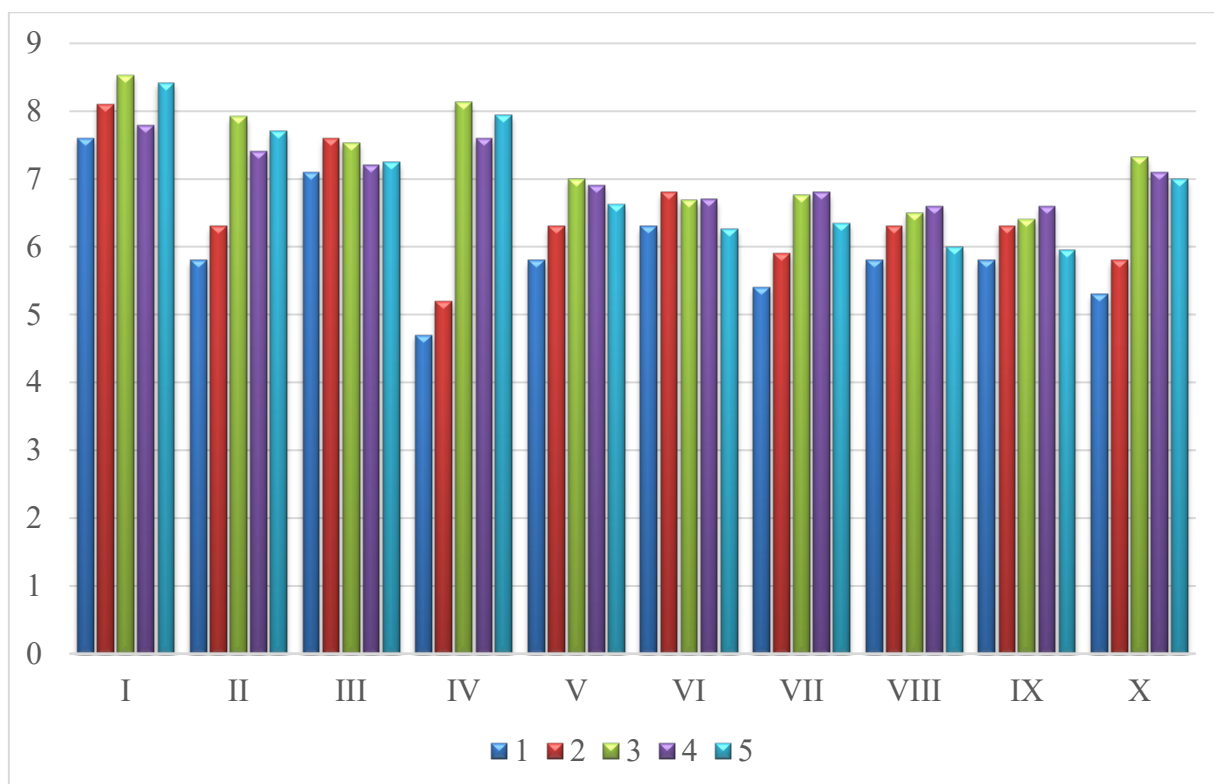


Рисунок 2.2.19. – Максимальная магнитуда ожидаемого землетрясения (M_{max}) в зонах ВОЗ Сахалина, рассчитанная по разным формулам: римскими цифрами обозначены номера зон ВОЗ, по оси ординат отложена магнитуда (Mw). 1 – зарегистрированная магнитуда в пределах зоны ВОЗ; 2 – по формуле [Руководство..., 2018]; 3 – по формуле из [Kanamori, Anderson, 1975]; 4 – по формуле из [Wells, Coppersmith, 1994]; 5 – по формуле из [Завьялов, Зотов, 2021].

Таким образом, в результате проведенных исследований разработана сеймотектоническая модель Сахалина, интегрирующая 2 ключевых параметра – неотектоническую активность, количественно оцененную по морфометрическим характеристикам рельефа, и напряженно-деформированное состояние геосреды, позволившее определить расположение зон ВОЗ в областях с низкими значениями индекса неотектонической активности $0,4 \leq F < 0,6$. Для верификации модели был применен ROC-анализ, который позволил провести количественную оценку её эффективности. Результаты тестирования показали высокую достоверность модели: общая точность прогнозирования для всей выборки землетрясений составила 66%, а для сейсмических событий с магнитудой $M_w \geq 5,5$ – 69%. Эти данные подтверждают высокую надежность разработанной модели, особенно в части выявления потенциально опасных зон с магнитудой землетрясений $M \geq 5,5$, не зависимо от используемой магнитудной шкалы.

2.3. Новейшее горно-складчатое сооружение Алтае-Саянской области

Большой вклад в изучение геологического строения, тектоники и геодинамики Алтае-Саянской складчатой области, входящей в состав Центрально-Азиатского пояса, внесли Н.Л. Добрецов, М.М. Буслов, Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб, Д.В. Метелкин и многие другие. Широкому кругу вопросов, связанных с анализом новейшей тектоники региона, посвящены работы Е.А. Рогожина, В.С. Имаева, В.Г. Трифонова, Е.В. Деева, Ю.Л. Ребецкого, А.Н. Овсяченко и др.

Тектоника региона

Алтае-Саянская салаиро-каледоно-герцинская система отличается сложным геологическим строением. Ее границы различаются в представлении разных исследователей, например [Буслов, 2011; Короновский, 2011; Метелкин, 2013]. В диссертационной работе они проведены согласно [Tectonic..., 2008]. Это связано с тем, что большинство региональных схем тектонического районирования охватывают Алтае-Саянскую область только в пределах государственных границ России.

Докайнозойская структура Алтае-Саянской области представляет собой сложную мозаику террейнов различной геодинамической природы. Она сформировалась, главным образом, в результате палеозойских аккреционно-коллизий на юго-западной окраине Сибирского кратона (в современных координатах), в т. ч. в результате его сближения с Казахстанским микроконтинентом и Восточно-Европейским кратоном [Моссаковский и др., 1993; Березин и др., 1994; Буслов, 2011; Метелкин, 2013; Petrov et al., 2008]. Ограниченное влияние на структуру области оказали мезозойские тектонические процессы [Dobretsov et al., 1996], которые рассматриваются как субплатформенные. Алтае-Саянская горная система относится к северному фронту кайнозойского континентального орогенного пояса Центральной Азии, формирующемуся под влиянием столкновения Индийской и Евразийской плит [Molnar and Tapponnier, 1975; Yin, 2010].

К самым древним докембрийским структурам Алтае-Саянской области относятся Барнаульский и Тувинский массивы [Короновский, 2011] (рисунок 2.3.1). В пределах Барнаульского массива, на который наложена одноименная впадина, скважинами вскрыты сильно метаморфизованные карбонатные породы предположительно протерозойского возраста и гипербазиты, а также метапесчаники и другие метаморфизованные терригенные породы [Сурков, Смирнов, 2003]. Тувинский массив (Горгано-Хамардабанский микроконтинент) сложен архейскими метаморфизованными породами, консолидированными в рифее. Дербинский антиклинорий, сложенный сильно дислоцированными среднепротерозойскими гнейсами, кварцитами и мраморами, предположительно, также представлял собой микроконтинент. К востоку от него расположена Канская глыба архейского возраста – выступ фундамента Сибирской платформы.

Западнее Дербинского антиклинория находится область салаирской складчатости – Казыр-Кизирская зона, в строении которой участвуют вулканогенно-кремнистые и карбонатные отложения венда – среднего кембрия, деформированные в середине кембрия. К областям салаирской складчатости относится также Кузнецкий Алатау, где развиты мощные вулканогенно-осадочные толщи верхнего рифея – нижнего кембрия. На его южное продолжение наложены Катунский антиклинорий и Уйменско-Лебедской прогиб, сложенный среднекембрийско – силурийской морской и лагунно-континентальной молассой, перекрытой толщей девонских континентальных, мелководно-морских и вулканогенных образований. Дробление и опускание обширных участков салаирид в раннем и среднем девоне привело к образованию межгорных Северо- и Южно-Минусинских межгорных впадин, выполненных вулканогенно-осадочной красноцветной молассой среднедевонского – пермского возраста.

В центральной части Алтае-Саянской области расположена Западно-Саянская позднекаледонская складчатая система субширотного простирания, состоящая из Джебашского и Куртушибинского антиклинориев, разделенных

Усинским синклинием. Эта система сложена комплексом пород большой мощности, сформировавшимся за интервал времени от венда до раннего силура. К нему относятся зеленосланцевые кембрийские толщи Джебашского антиклинория, офиолиты и терригенные флишоидные толщи верхнего кембрия – нижнего силура, развитые в пределах Усинского синклиория (междуугового бассейна). Куртушибинский антиклинорий граничит с юга с Хемчик-Систигхемским синклинием, сложенным пестроцветными терригенными отложениями верхнего кембрия – силура, смятыми в пологие складки и залегающими на раздробленном крае Тувинского массива. После каледонской складчатости до позднего карбона в Тувинской межгорной впадине формировались молассовые отложения (в нижней части разреза морские, в верхней – континентальные) [Короновский, 2011]. Юго-восточнее этой впадины расположена Таннуольская зона, сложенная верхневендскими островодужными и нижнекембрийскими субдукционно-аккреционными комплексами [Монгуш и др., 2011]. Ее южным продолжением в районе котловины Больших озер являются одновозрастные островодужные и офиолитовые террейны северо-запада Монголии [Атлас..., 2002]. На юго-западе Алтае-Саянской области находится каледонская складчатая зона Горного Алтая. В его строении участвуют рифейские метаморфические породы, базальты и кремнистые сланцы венда – нижнего кембрия, песчано-сланцевая флишоидная формация верхнего кембрия – нижнего ордовика. В позднем ордовике произошла складчатость (таконская фаза), после которой в грабенах (в т. ч. в Коргонском прогибе) началось формирование песчано-глинисто-вулканогенной молассы, а в среднем девоне и позднем палеозое – внедрение гранитоидов [Короновский, 2011]. Южным продолжением структур Горного Алтая служат офиолитовые и турбидитовые террейны Северо-Западной Монголии [Атлас..., 2002].

Салаирский кряж (Салаирская зона) является герцинским покровно-складчатым сооружением, образующим выпуклую к северо-востоку дугу. В основании разреза залегают карбонатно-кремнисто-вулканогенная

метаморфическая толща верхнего рифея и вендско – среднекембрийские базальты, образующие офиолитовую ассоциацию. Проявившаяся в конце кембрия салаирская складчатость не прервала развитие этой зоны, поскольку выше несогласно залегают флишеидные отложения верхнего кембрия – ордовика, перекрытые терригенно-карбонатными отложениями силура – нижнего девона, черными сланцами среднего – верхнего девона и терригенно-карбонатными породами нижнего карбона. Эти отложения были дислоцированы в складки и осложнены надвигами во второй половине карбона. Кузнецкая впадина, выполненная девонскими – каменноугольными (в центральной части также триасовыми и юрскими) преимущественно континентальными молассовыми отложениями, представляет собой передовой прогиб в зоне сочленения салаирских (Кузнецкий Алатау) и герцинских (Салаирская зона) структур [Короновский, 2011].

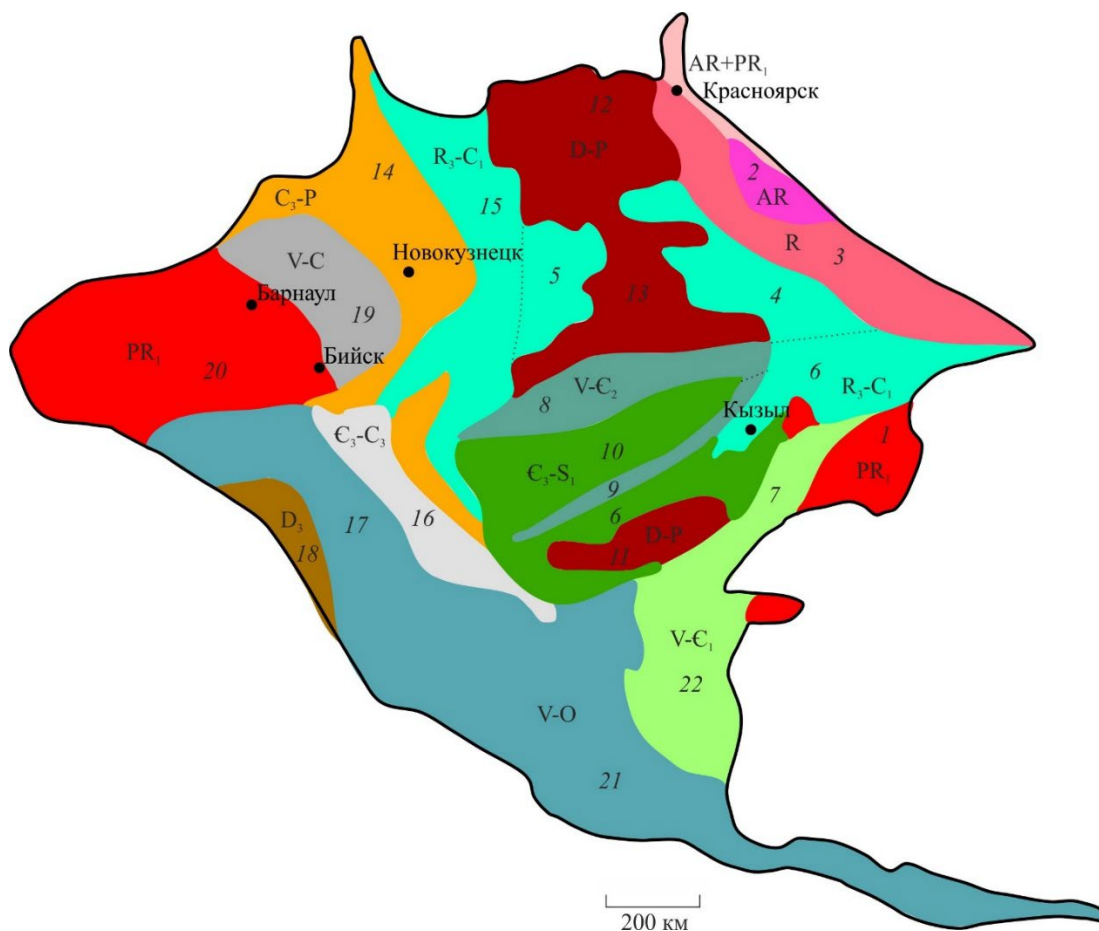


Рисунок 2.3.1. – Тектоническая схема Алтае-Саянской складчатой области, по [Короновский, 2011]. Цифрами обозначены главные структуры: 1 – Тувинский массив, 2 – Канская глыба, 3 – Дербинский антиклинорий, 4 – Казыр-Кизирская зона, 5 – Батеневское поднятие, 6 – Хемчик-Систигхемский прогиб, 7 – Таннуольская зона, 8 – Джебашский

антиклинорий, 9 – Куртушибинский антиклинорий, 10 – Усинский синклинорий. 11 – Тувинская впадина, 12 – Северо-Минусинская впадина, 13 – Южно-Минусинская впадина, 14 – Кузнецкая впадина, 15 – Кузнецкий Алатау, 16 – Катунский антиклинорий и Уйменско-Лебедской прогиб, 17 – структуры Горного Алтая, 18 – Коргонский прогиб, 19 – Салаирская структурная зона, 20 – Барнаульский массив, 21 – офиолиты и турбидитовые террейны Северо-Западной Монголии, 22 – офиолиты и островодужные террейны Северо-Западной Монголии

Таким образом, Алтае-Саянская область отличается сложным геологическим строением, обусловленным наличием в ее структуре блоков разного состава и возраста, испытавших деформации в эпохи салаирской, каледонской и герцинской складчатости.

Неотектоника

Новейший этап в этом регионе начинается с деформирования в кайнозойское время позднемезозойского пенеппена, что позволяет отнести Алтае-Саянский ороген к эпиплатформенным. Новейший этап разделен на три стадии, выделяющиеся по усилению тектонических движений: палеоген-неогеновую, олигоцен-плиоценовую и плиоцен-квартерную (четвертичную). На первой стадии произошли деформации верхнекорового слоя – древнего гетерогенного основания, представляющего коллаж разновозрастных, разнотипных по происхождению и разновеликих блоков, спаянных в единый массив к концу палеозоя. Движения данного временного интервала являются наименее интенсивными, а отложения слагают основание разрезов крупных межгорных впадин. Это свидетельствует в пользу преобладания денудационных процессов на первой стадии. Две последующие стадии сформировали современный структурный план [Геологическое..., 1988]. На новейшем этапе докайнозойские складчатые структуры Алтае-Саянской области рассматриваются как ремобилизованные из-за их значительной удаленности от индентора – Индостанской литосферной плиты. Горные хребты Алтая протяжённостью около 1800 км веерообразно расходятся в северо-западном направлении. С юга на север в их состав входят хребты Гобийского, Монгольского и Горного Алтая (рисунок 2.3.2).

Горные хребты в районе Горного Алтая ступенчато поднимаются от высот 300–500 м над уровнем моря на северо-северо-западе до 3000–4500 м на юго-юго-востоке. Самая высокая вершина достигает 4506 метров. На севере Горный Алтай граничит с Приобским плато, относящимся к морфоструктурам юго-востока Западно-Сибирской равнины. Высоты горных хребтов Монгольского Алтая составляют 3000–4000 м, а некоторые вершины имеют более высокие отметки, вплоть до 4362 м. В Гобийском Алтае высоты хребтов находятся в диапазоне от 1500 до 3000 м; высшая точка – 3957 м.

Перпендикулярно Алтайским горам ориентированы вытянутые с запада на восток хребты Западного Саяна (протяженность 650 км) и горы Танну-Ола (300 км). Для хребтов Западного Саяна характерны высоты от 2000 до 3100 м (максимум 3129 м), для Танну-Ола – от 2500 до 2700 м (максимум 3061 м). Между ними расположена Центрально-Тувинская котловина. Она имеет протяженность около 400 км при максимальной ширине до 80 км. Абсолютные отметки ее днища составляют 600–900 м. Хребет Академика Обручева (протяженность 250 км, высоты 2000–2500 м, максимальная высота 2895 м) северо-западной ориентировки отделяет Центрально-Тувинскую котловину от еще одной крупной Тоджинской котловины. Последняя имеет длину 150 км, ширину до 80 км, абсолютные отметки ее днища варьируют от 800 до 1800 м. Еще восточнее находятся горы Восточного Саяна, которые протягиваются на 1000 км с юго-востока на северо-запад и характеризуются преимущественно абсолютными отметками от 2200 до 2800 м (максимальная высота 3491 м).

К северу от Западных Саян находятся два горных хребта – Салаирский и Кузнецкий Алатау северо-западного простирания. Их длина составляет около 300 км. Для них характерен низко-среднегорный рельеф; максимальная высота Салаирского хребта составляет 621 м, Кузнецкого Алатау – 2217 м. Между ними расположена Кузнецкая котловина (300×120 км, абсолютные высоты днища от 200 до 450 м). Эта территория относится к Салаирско-Кузнецкому массиву – фундаменту Западно-Сибирской плиты, обнаженному во время неотектонического поднятия [Макеев, 2008]. Между Кузнецким Алатау и

хребтами Восточного Саяна – Южно-Минусинская (200×100 км, абсолютные высоты днища от 200 до 700 м) и Северо-Минусинская котловины (140×50 км, абсолютные высоты днища от 159 до 550 м). Между хребтами Монгольского и Горного Алтая и хребтом Танну-Ола расположена котловина Больших озер (500×400 км, абсолютные высоты днища от 760 до 1500 м). В северной части котловины находится субширотный хребет Хан-Хухийн-Ула (рисунок 2.2.2).

Для Алтае-Саянского внутриконтинентального эпиплатформенного орогена характерно сводово-блоковое строение. Среди его структурных особенностей можно отметить почти полное отсутствие соразмерных впадин на фоне преобладания сводовых поднятий [Геологическое..., 1988]. В пределах Алтае-Саянской области имеется одна зона опускания с амплитудами до 50 м, которая приурочена к Бийско-Барнаульской впадине. В пределах Салаирского кряжа амплитуды восходящих вертикальных движений достигают 1500 м, а в районе Кузнецкой и Минусинских котловин не превышают 500 м. Наибольшие амплитуды (до 3000 м) приурочены к центральной части Восточного Саяна, Монгольского и Гобийского Алтая, юго-восточной части Горного Алтая. Для Западного Саяна и гор Танну-Ола характерны амплитуды от 1000 до 2000 м, достигая значений в 2500 м в пределах Танну-Ола. Эти горные цепи разделены Центрально-Тувинской котловиной, в пределах которой амплитуды не превышают 500-1000 м [Карта..., 1996]. В пределах юго-восточной части Горного Алтая амплитуды новейших движений варьируют от 2500 м (в границах кайнозойских впадин) до 3500–4000 м в районах развития докембрийских и палеозойских отложений [Новиков, 1996].

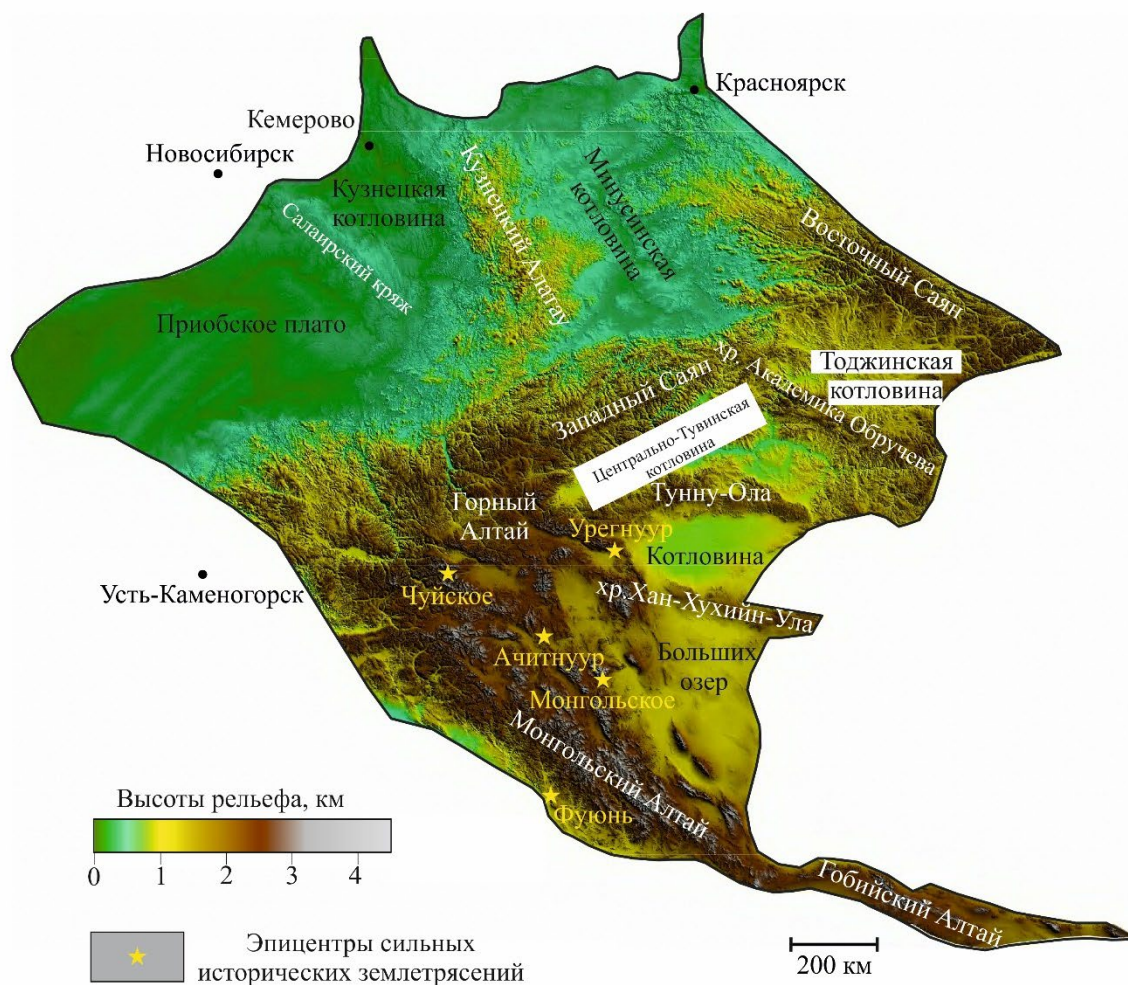


Рисунок 2.3.2. – Основные морфоструктуры Алтае-Саянской области (по [Sobisevich et al., 2025] с изменениями). Черные кружки – населенные пункты.

Сеть активных разрывных нарушений, судя по ее ориентировкам, наследует более древние разломы палеозойского времени, которые были реактивизированы на новейшем этапе [Ветров и др., 2016].

Сейсмическая активность региона

Сводный каталог землетрясений, составленный на основе данных ISC и USGS, включает данные о 2261 землетрясении с глубиной гипоцентра до 45 км, произошедших с 1922 по 2024 гг. Перевод магнитуд в единую шкалу по формулам (1.12, 1.13 и 1.15) показал, что в пределах Алтае-Саянской области произошло 41 землетрясение с $M_w \geq 5,5$. Данные о повторяемости землетрясений приведены в (таблица 2.3.1, рисунок 2.3.3).

Таблица 2.3.1. – Временное распределение сейсмических событий по магнитудам, используемое для построения графиков повторяемости

Годы	Интервал времени (годы)	Магнитуды (M _w)															
		0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8
2024-2020	5	0	0	0	0	4	14	153	86	14	3	1	1	0	0	0	0
2019-2015	5	0	0	0	0	18	56	266	149	19	0						
2014-2010	5				1	26	109	271	144	44	6	1	1	1	1		
2009-2005	5				1	27	102	98	41	10	2	4	0	1			
2004-1995	10						33	226	134	52	13	3	2	1			
1994-1985	10							2	11	15	5	0					
1984-1975	10							1	7	14	2	0	1				
1974-1965	10							3	14	13	3	0	3	1			
1964-1945	20									2	0	4	1	2	1	0	1
1944-1922	23												6	6	1	2	1

*Примечание: цветом выделены временные интервалы, используемые для построения графика повторяемости.

Согласно рисунку 2.3.3, представительность каталога определяется значением $M \geq 3,5$. Уравнения регрессии для этого интервала выглядят следующим образом:

$$\lg \left(\frac{N}{T} \right) = -0,78M_w (\pm 0,07) + 4,08 (\pm 0,44), \quad (2.3.1)$$

где N – количество землетрясений магнитуды M за временной интервал T (в годах). Коэффициенты корреляции (R_c) и детерминации (R²) составляют 0,97 и 0,93, соответственно. Регрессия проходит проверку критериями Фишера (F) и Стьюдента (t) для уровня статистической значимости $\alpha=0,01$: F=112,5, t=12,72 при F_{крит}=11,26 и t_{крит}=3,36. При детальном рассмотрении графика повторяемости землетрясений можно заметить, что он состоит из 2 сегментов – $M_w \in [3,5; 5,0]$ и $M_w \in [5,0; 7,0]$. Для того, чтобы более достоверно описать повторяемость коровых событий Алтае-Саянской области, была построена кумулятивная кривая землетрясений (рисунок 2.3.4).

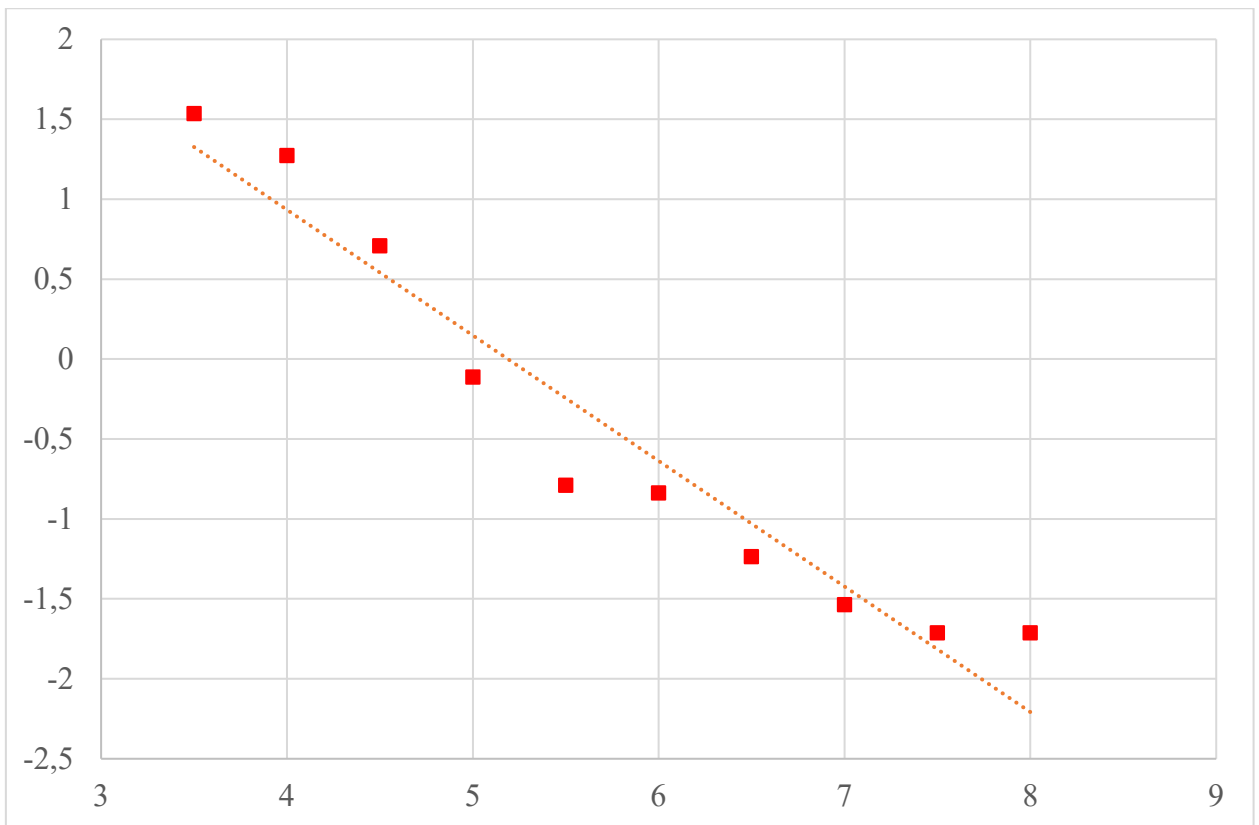


Рисунок 2.3.3. – Графики повторяемости коровых землетрясений Алтае-Саянской области с $M_w \geq 3,5$. По шкале ординат – $\lg(N/T)$, по шкале абсцисс – M_w , где N – количество землетрясений магнитуды M за временной интервал T (в годах).

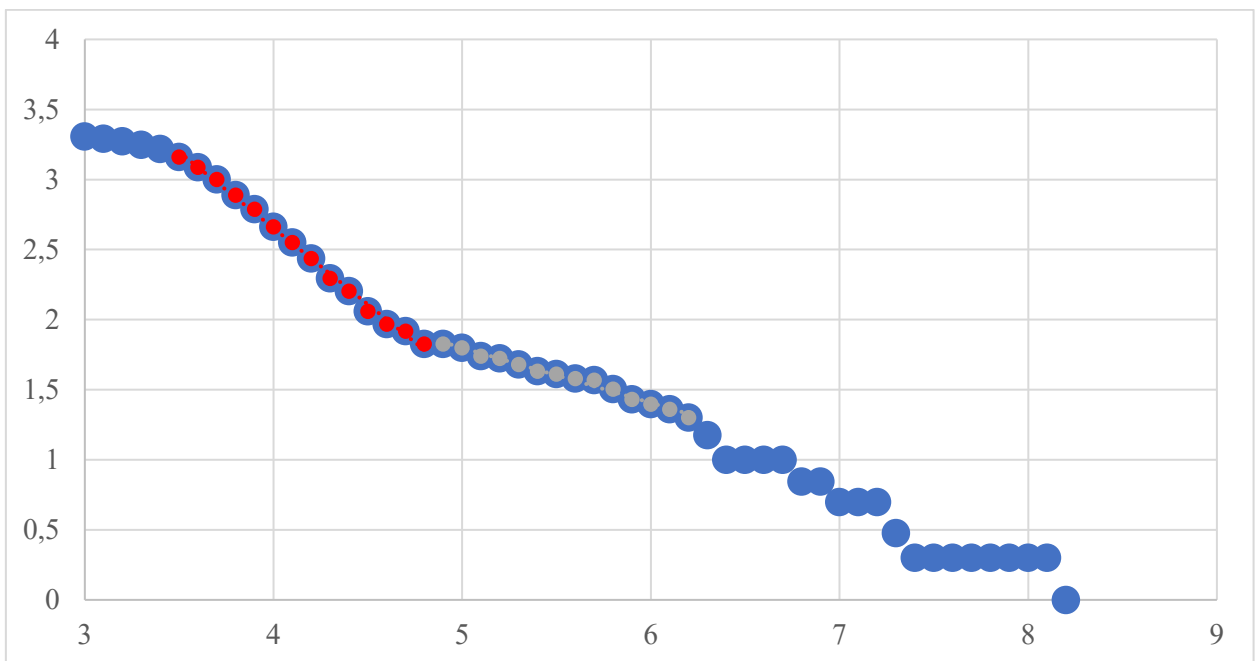


Рисунок 2.3.4. – Кумулятивная кривая землетрясений Алтае-Саянской области. По шкале ординат – $\lg(N)$, по шкале абсцисс – M_w , где N – количество землетрясений магнитуды M . Цветом показаны линейные тренды следующих интервалов магнитуд: синий – с $M_w \geq 3$; красный – для интервала $3,4 \leq M_w \leq 4,8$; серый – для интервала $4,9 \leq M_w \leq 6,2$.

Для показанных на [рисунке 2.3.4](#) магнитудных интервалов установлены следующие регрессии:

$$\begin{cases} \lg(N) = -1,09(\pm 0,02)M_w + 7(\pm 0,08), \text{ при } 3,5 \leq M_w \leq 4,8 \\ \lg(N) = -0,39(\pm 0,01)M_w + 3,76(\pm 0,07), \text{ при } 4,9 \leq M_w \leq 6,2 \end{cases} \quad (2.3.2)$$

где N – количество землетрясений с магнитудой M_w . Коэффициенты корреляции и детерминации составляют 0,99 и 0,99 для каждого интервала магнитуд, однако только для интервала $3,5 \leq M_w \leq 4,8$ регрессия проходит проверку критериями F и t для $\alpha=0,05$.

В целом Алтае-Саянский регион характеризуется высокой сейсмической активностью. За последние 200 лет здесь произошел ряд сильных землетрясений, среди которых Монгольское (9.12.1761, $M_w=8$; I=XI-XII баллов) [Davaasambuу et al., 2023], Фуюньское (10.08.1931, $M_w=7,6-7,8$; $H=10$ км) [Shao et al., 2024], Ачитннурское (19.10.1938, $M_w=6,9$, $H=10$ км) [Deev et al., 2013], Чуйское (Алтайское) 27.09.2003 ($M_w=7,3$; $H=10,3$ км, I=IX баллов) землетрясения [Rogozhin et al., 2007].

Тектоническая позиция очага Чуйского землетрясения связана с Чуйско-Курайской сейсмогенной зоной. В историческом прошлом с этой областью связывают 8 землетрясений с $M \approx 7,5$, которые произошли за последние 10000 лет с периодом повторяемости порядка 500–900 лет [Рогожин, Платонова, 2002; Рогожин, 2012]. Очаг Алтайского землетрясения 2003 г. вышел на поверхность, протяженность магистрального разлома составляла 70 км, амплитуда горизонтального смещения по нему достигала 2 м, а вертикального – 0,7 м [Рогожин и др., 2004; Рогожин и др., 2007; Рогожин и др., 2009а]. Эпицентр землетрясения был приурочен к центральной части этого разлома, по которому происходили правосдвиговые перемещения. Помимо первичных сейсмодислокаций в районе эпицентра Алтайского землетрясения широко развиты вторичные, плотность которых закономерно уменьшается при удалении от первичной сейсмодислокации. Область закартированных сейсмодислокаций имеет размер 90×25 км и вытянута в виде овала в северо-западном направлении [Рогожин, 2012].

Очаговая зона Фуюнського землетрясения связана со складчатой системой Монгольского Алтая, где произошла реактивизация на новейшем этапе разлома более раннего заложения. Очаг землетрясения вышел на поверхность в виде сейсморазрыва протяженностью порядка 176 км и простирающегося в север-северо-западном направлении [Рогожин, 2012]. Амплитуда горизонтальных и вертикальных смещений достигала 11 и 3 м, соответственно [Землетрясения..., 1985; Baljinnyam et al., 1993]. По данным палеосейсмологических исследований, в очаговой зоне Фуюнського землетрясения повторяемость землетрясений с $M \approx 8$ составляет около 3150 лет [Рогожин, 2012].

В целом многочисленные первичные и вторичные палеосейсмодислокации указывают на сильную сейсмичность Алтае-саянского региона в неоплейстоцене и голоцене [Хилько и др., 1985; Prentice et al., 2002; Cunningham et al., 2003; Ritz et al., 2003; Walker et al., 2006; Аржанников, Аржанникова, 2009; Frankel et al., 2010; Рогожин и др., 2013; Овсяченко и др., 2016, 2017, 2019, 2023; Деев и др., 2013, 2018, 2022; Deev et al., 2017, 2019, 2023а,б, 2024; Деев, 2019; Соколов и др., 2023; Arzhannikova et al., 2024; Wu et al., 2024]. Интенсивность сейсмических колебаний достигает VII и более по шкале MSK-64. Данные о расположении перечисленных палеосейсмодислокаций учтены при расчете M_{max} в пределах зон ВОЗ.

Результаты морфометрических исследований

В ходе работы было проанализировано 16 морфометрических характеристик рельефа. Критериями отбора послужили: 1) статистическая оценка взаимосвязи сейсмичности с результатами морфометрического анализа; 2) обоснованная разными авторами информативность этих параметров для понимания характера неотектонической активности. Статистическая оценка заключалась в расчете количества эпицентров землетрясений, попадающих в области, где значения определенного морфометрического параметра превышает медиану или границу 3 и 4 квартилей. В области выше медианного значения каждого

морфометрического параметра должно попадать более 50% всех землетрясений, в области, превышающие значения границы 3 и 4 квантиля должно попадать более 25% всех землетрясений, так как этим областям соответствуют половина и четверть исследуемой территории. Оба условия выполнены для 16 рассмотренных нами параметров, приведенных в [таблице 2.3.2](#). Количество проанализированных точек, расположенных с шагом 1500 м, составило 1 071 139.

Таблица 2.3.2. – Квартильные значения морфометрических характеристик рельефа Алтае-Саянской области

№	Параметр	Q1	Медиана	Q3
1	Разность базисных поверхностей 1 и 2 порядков, м	5	34	120
2	Разность базисных поверхностей 2 и 3 порядков, м	3	33	119
3	Разность базисных поверхностей 3 и 4 порядков, м	2	38	133
4	Разность базисных поверхностей 4 и 5 порядков, м	4	44	136
5	Разность базисных поверхностей 5 и 6 порядков, м	-16	58	174
6	Разность гипсометрической и базисной поверхности 6 порядка, м	121	489	1 067
7	Глубина вертикального расчленения рельефа, м	183	496	843
8	Уклон рельефа, °	1,65	4,22	8,77
9	Кривизна рельефа, взятая по модулю, $\times 10^{-3} \text{ м}^{-1}$	10	25	53
10	Дисперсия глубины вертикального расчленения рельефа, м	21	47	77
11	Дисперсия уклона рельефа, °	1,31	2,88	4,24
12	Дисперсия высот, м	42	114	197
13	Средняя высота, м	405	1 077	1 740
14	Плотность водотоков, км^{-1}	19	20	22
15	Асимметрия высот рельефа	-0,1	0,2	0,6
16	Плотность линеаментов, км^{-1}	0,31	0,43	0,49

Рассмотрим проанализированные параметры более детально. Наиболее крупной рекой в этом регионе является Енисей, которому присвоен 8 порядок [Lehrer, Grill, 2013]. Водотоки 7 порядка также распространены достаточно локально, поэтому в качестве наивысшего порядка при анализе базисных

поверхностей принят шестой. Разность гипсометрической и базисной 6 порядка поверхностей (рисунок 2.3.5) показывает, что наибольшие амплитуды поднятий связаны с хребтами Горного, Монгольского и Гобийского Алтая, Западного и Восточного Саяна, центральной части Кузнецкого Алатау, в то время как минимальные амплитуды и нисходящие движения – с Минусинской котловиной и котловиной Больших озер.

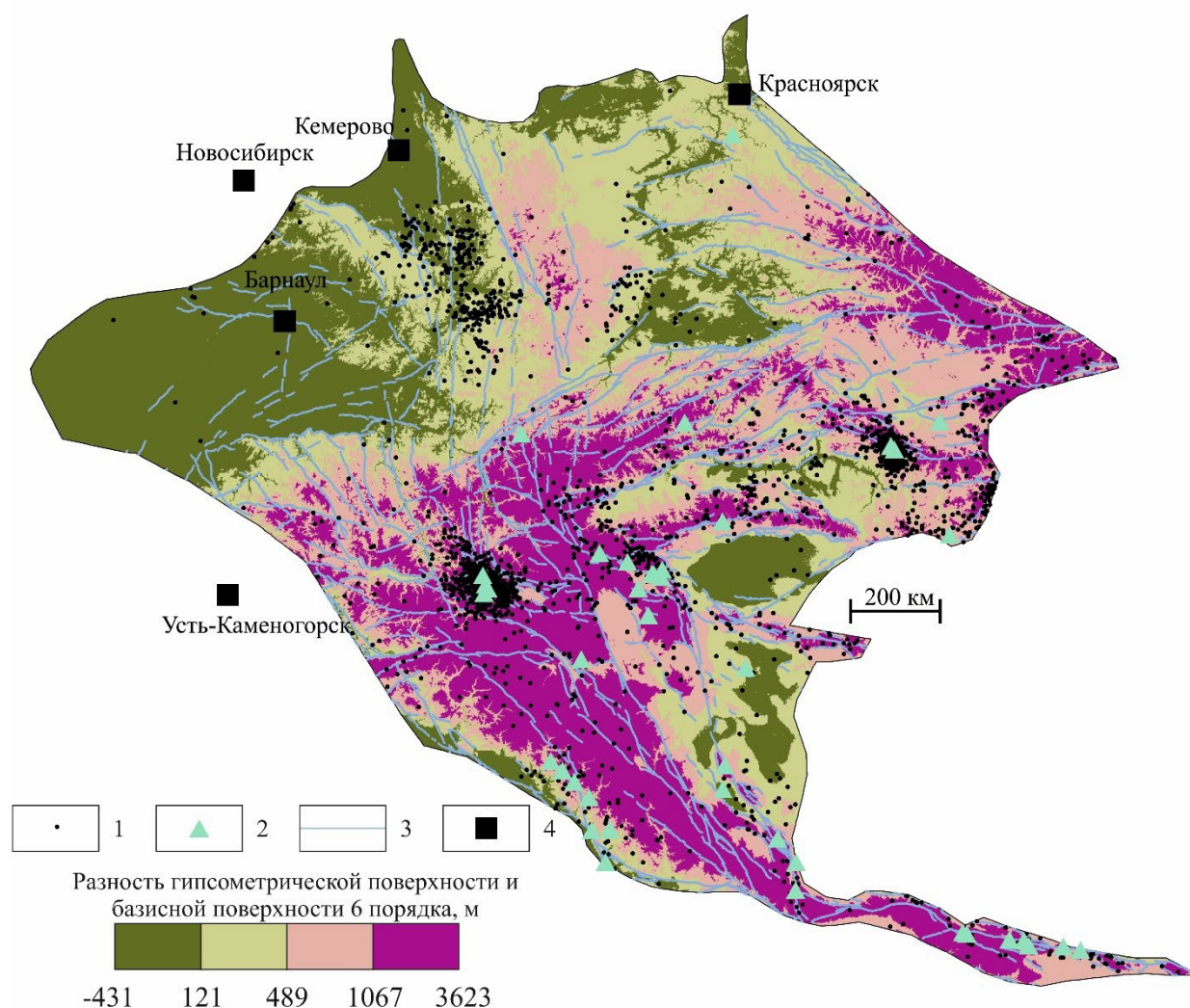


Рисунок 2.3.5. – Схема разности гипсометрической и базисной поверхности шестого порядка. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города

Во время формирования базисов эрозии водотоков 5 и 6 порядков (рисунок 2.3.6) наибольшие амплитуды поднятия характерны для Горного и Гобийского Алтая, Восточного Саяна с отдельным локальным максимумом в пределах

Минусинской котловины, а области опускания были расположены на северо-западе, на границе с Западно-Сибирской плитой, и юго-западном склоне Монгольского Алтая. По сравнению с последующими этапами, на этот интервал времени приходятся наибольшие амплитуды вертикальных движений (таблица 2.3.2).

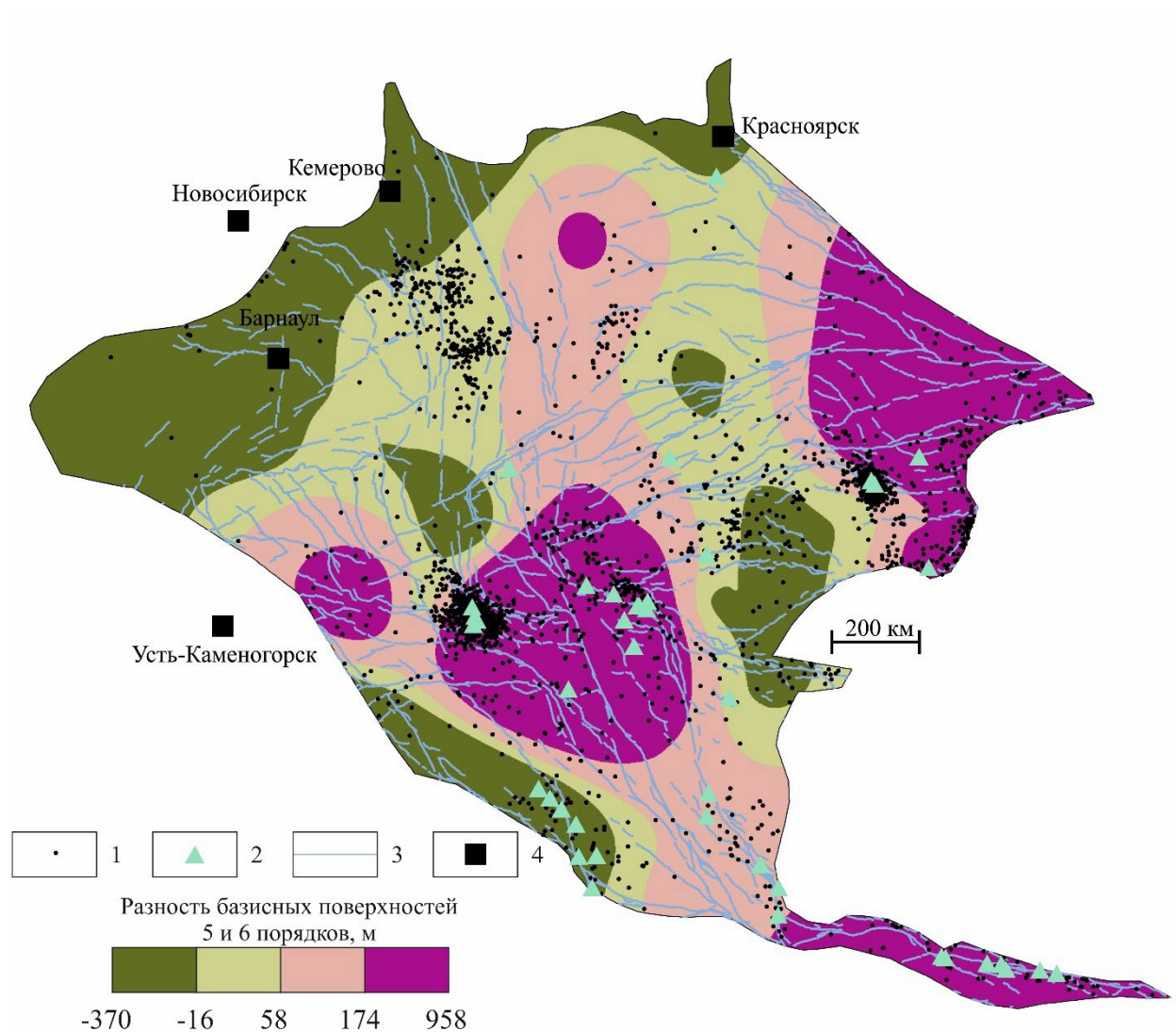


Рисунок 2.3.6. – Схема разности базисных поверхностей пятого и шестого. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

На этапе формирования базисных поверхностей 4 и 5 порядков в новейшее поднятие наиболее интенсивно вовлекается вся юго-западная часть Алтае-Саянской области и Кузнецкий Алатау. Наиболее интенсивные

прогибания продолжают в основных котловинах (Минусинской, Кузнецкой и Центрально-Тувинской). Граница Приобского плато становится хорошо выраженной. Происходит опускание в Чуйской и Курайской впадинах (рисунок 2.3.7).

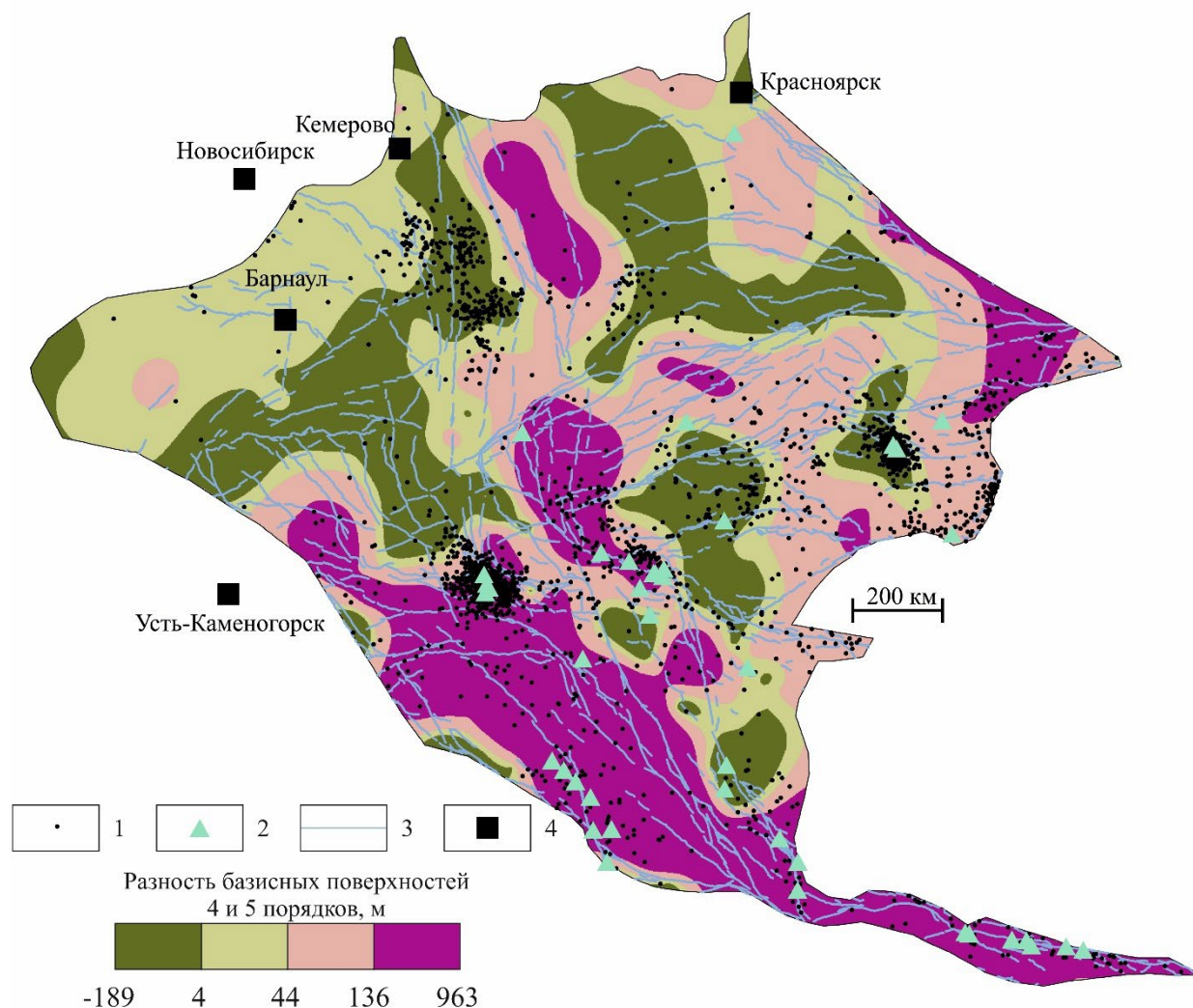


Рисунок 2.3.7. – Схема разности базисных поверхностей четвертого и пятого порядков. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

На схемах разности базисных поверхностей 3–4 порядков отчетливо выражены границы основных морфоструктур северо-западного и восток-северо-восточного простираний, во многом связанных с активными разрывными нарушениями (рисунок 2.3.8). На схеме разности базисных поверхностей 2 и 3 порядков отражены в значительной мере дифференцированные вертикальные

движения, приведшие к формированию локальных поднятий и впадин (рисунок 2.3.9). Нередко они разделены активными разломами [Zelenin et al., 2022]. Исходя из этого можно предположить, что они были заложены (а часть из них реактивизировалась) на этом временном этапе, а вся разломная сеть является разновозрастной.

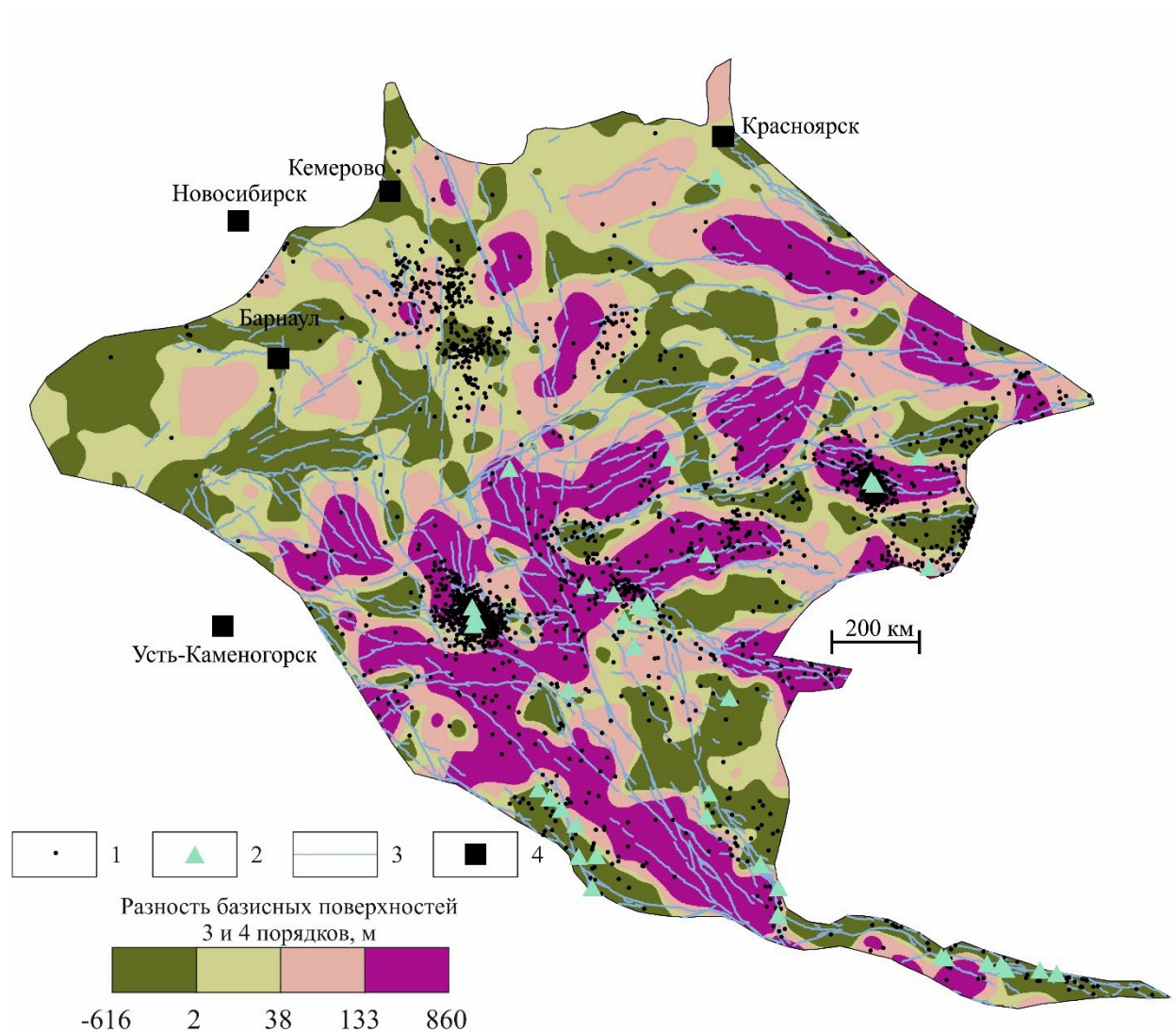


Рисунок 2.3.8. – Схема разности базисных поверхностей третьего и четвертого порядков. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

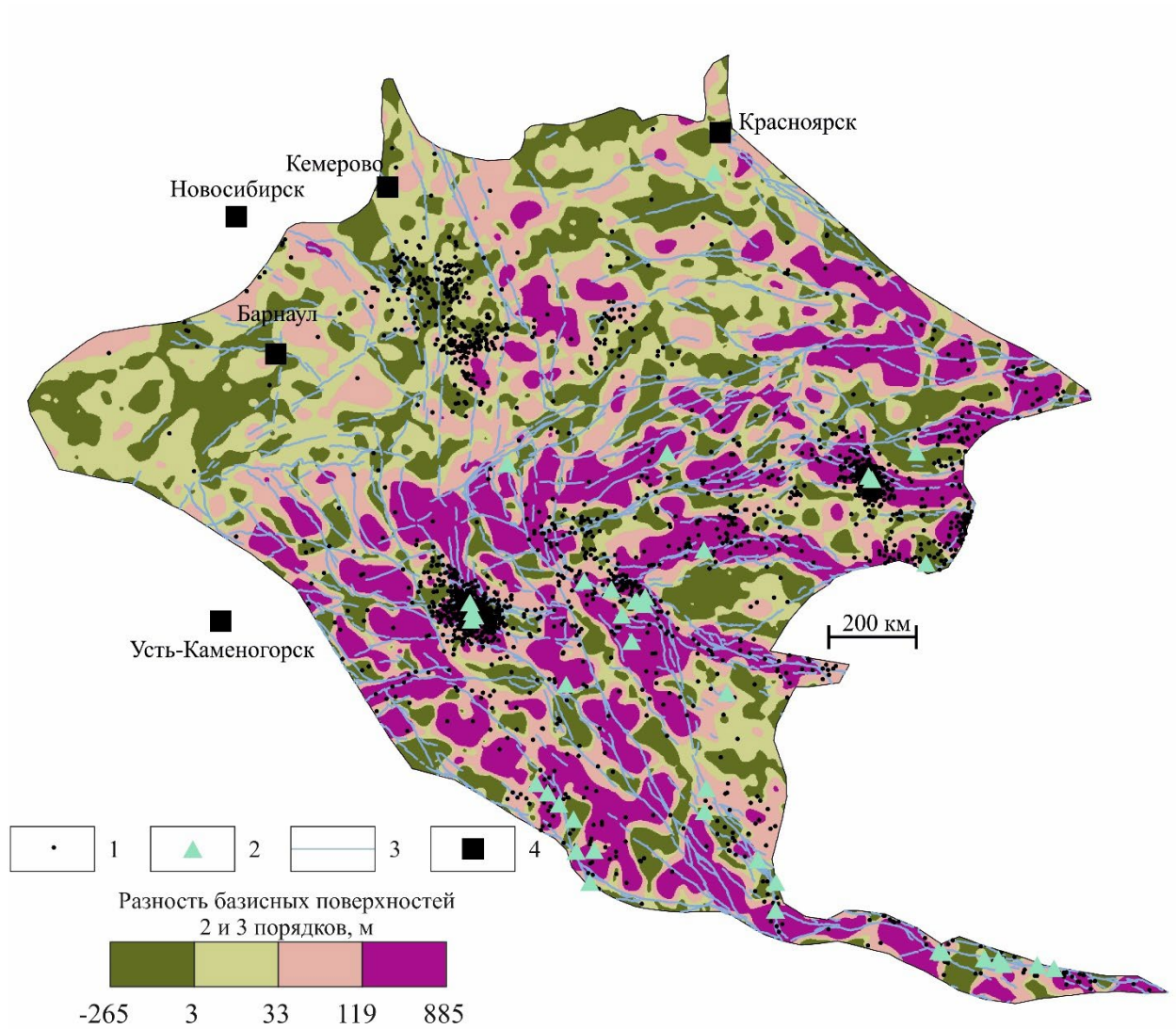


Рисунок 2.3.9. – Схема разности базисных поверхностей второго и третьего порядков. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

На поздней стадии неотектонического этапа, согласно схеме разности базисных поверхностей 1 и 2 порядков (рисунок 2.3.10), завершается формирование современного структурного плана. На этой схеме хорошо выражены черты блокового строения территории, основные направления пликативных структур и гидросети. Предгорная (северная) часть отчетливо отделяется от горной системой поднятий и разрывных нарушений восток-северо-восточного направления.

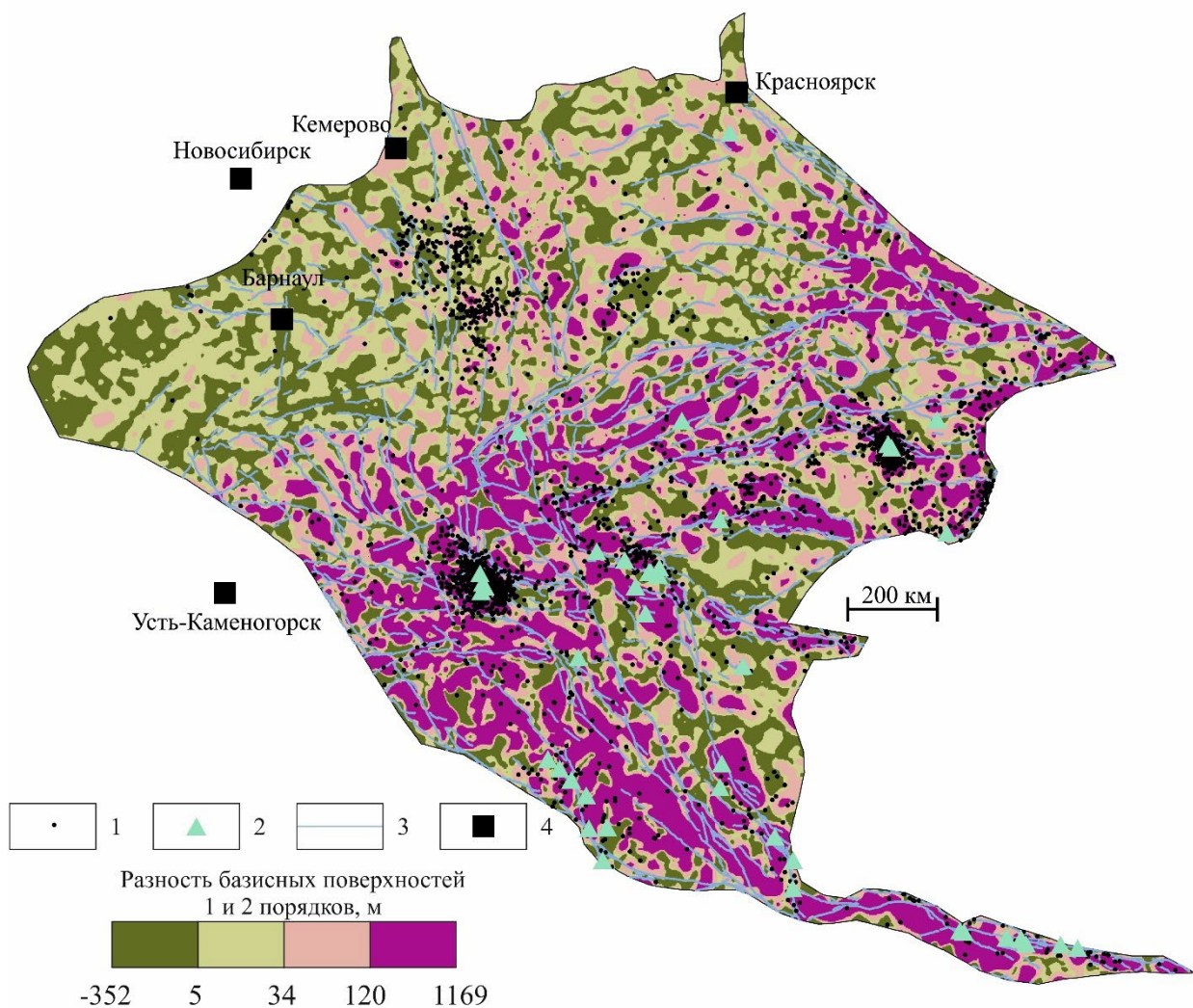


Рисунок 2.3.10. – Схема разности базисных поверхностей первого и второго порядков. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

На схеме глубины вертикального расчленения рельефа выделяются основные морфоструктуры региона: Кузнецкий Алатау, Западный и Восточный Саян, Монгольский, Горный и Гобийский Алтай, хребты Академика Обручева, Тунну-Ола и Хан-Хухийн-Ула (рисунок 2.3.11). Крупные разрывные нарушения приурочены к зонам контрастного изменения значений этого параметра.

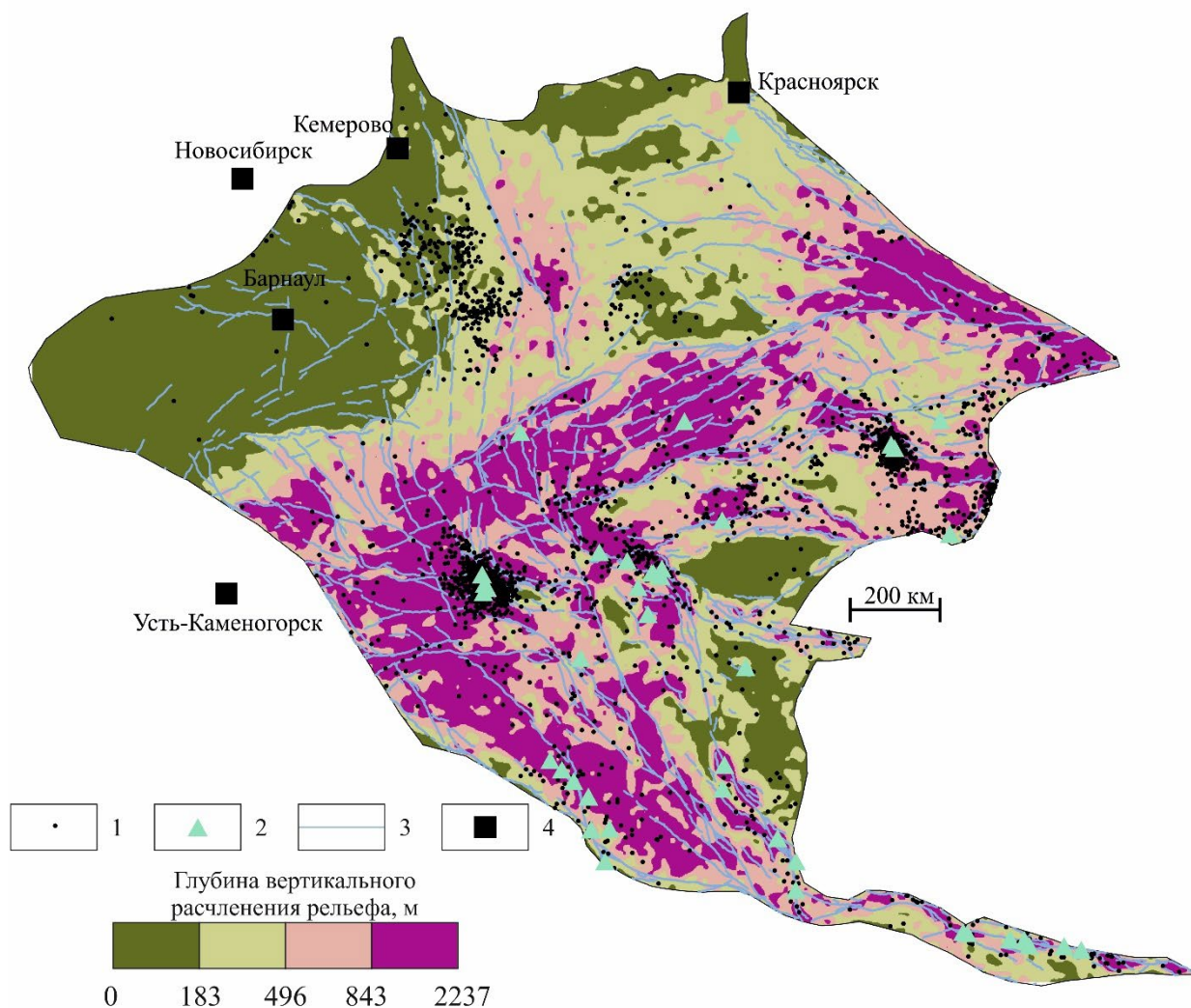


Рисунок 2.3.11. – Схема глубины вертикального расчленения рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

Если предыдущие параметры демонстрировали наибольшую связь с пликативными структурами, то уклон рельефа показывает большую взаимосвязь с дизъюнктивными: 77% разрывных нарушений связаны со средним значением вдоль разлома, превышающего медианное данного параметра для всей Алтае-Саянской области, и 34% – со значениями четвертого квартиля. (рисунок 2.3.12). Схожая ситуация происходит, если рассматривать разломы не как линии, а как узлы этих линий: 71% узлов (изгибов) активных разломов связан со значениями, выше медианного ($4,2^\circ$) данного параметра.

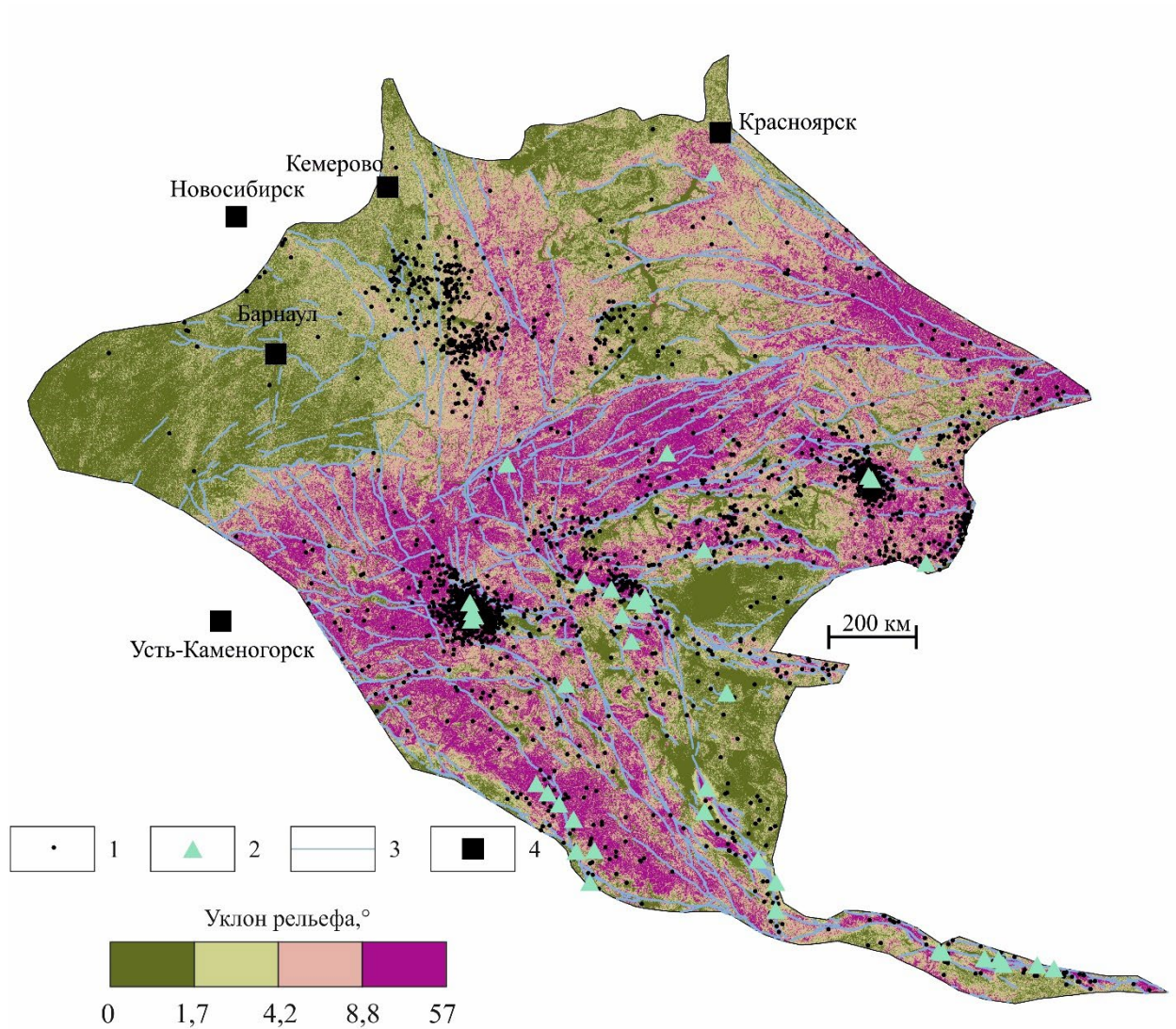


Рисунок 2.3.12. – Схема уклона рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

При сопоставлении схемы кривизны рельефа, взятой по модулю, с конфигурацией активных разрывных нарушений наблюдается аналогичная закономерность, как и с уклоном рельефа: 66% узлов разломов и 81% их суммарной протяженности расположены в областях, где значения кривизны рельефа превышают нижнюю границу четвертого квартиля (рисунок 2.3.13).

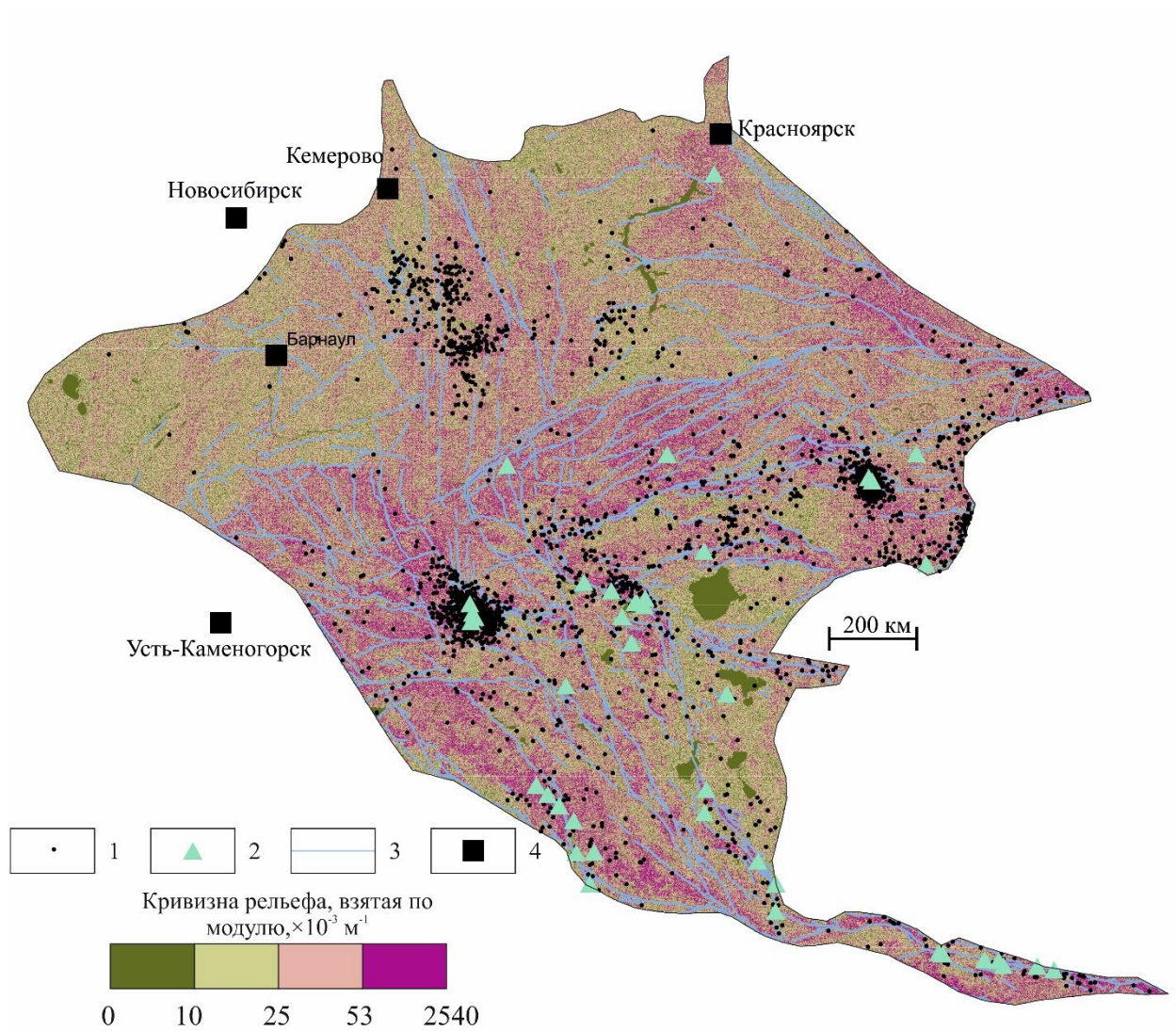


Рисунок 2.3.13. – Схема кривизны рельефа, взятой по модулю. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

На схеме дисперсии глубины вертикального расчленения рельефа также выражены основные активные разломы (рисунок 2.3.14). 78% узлов разломов связано со значениями этого параметра, превышающими медиану (47 м), 47% – третий квартиль (77 м). 75% точек, расположенных с равным шагом на линиях разломов, попадают в области, где дисперсия глубины вертикального расчленения превышает медиану, а 43% – третий квартиль.

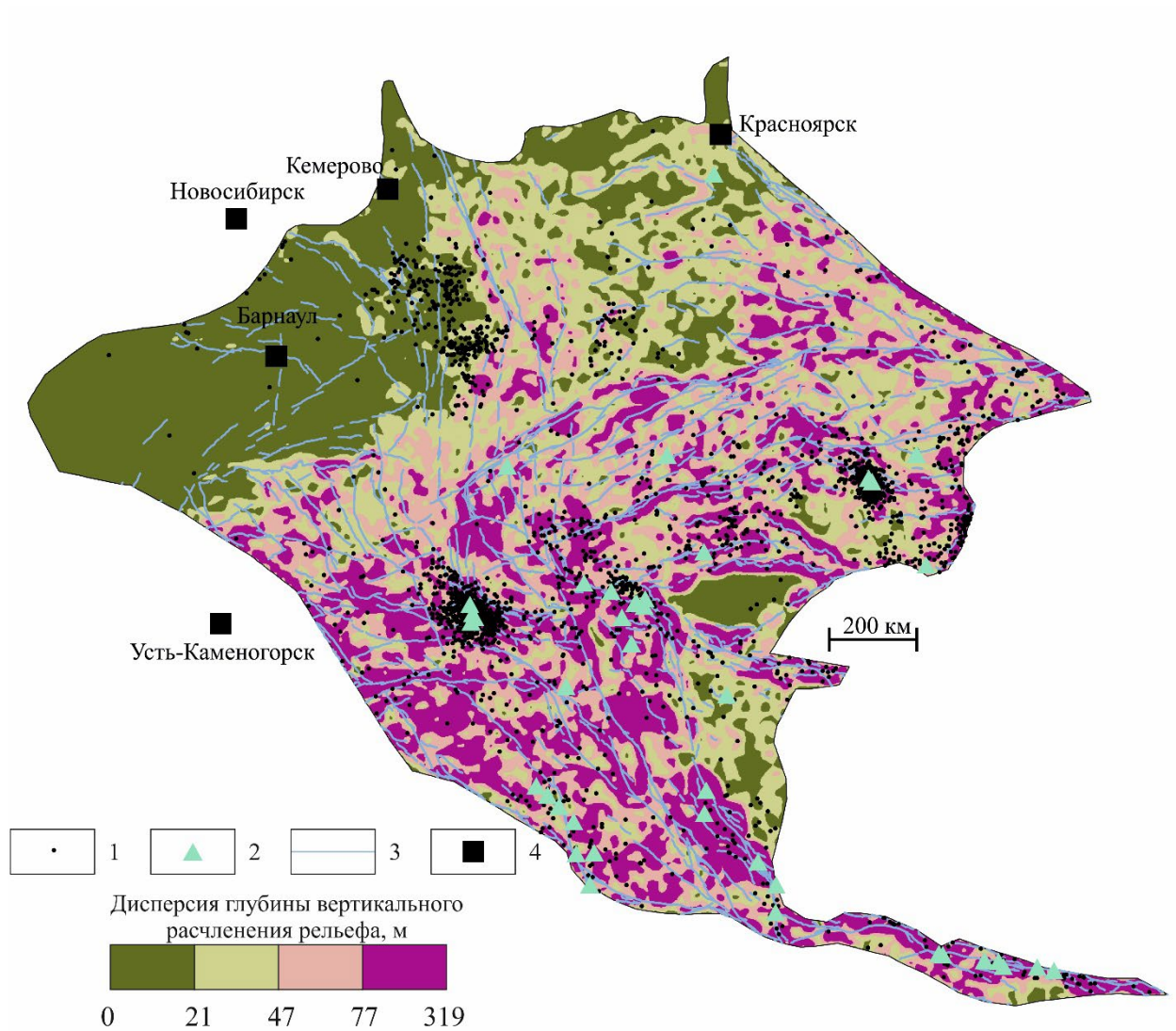


Рисунок 2.3.14. – Схема дисперсии глубины вертикального расчленения рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

Дисперсия уклона рельефа показывает отклонение от среднего значения в пределах ячейки сетки. Установлено, что 80% узлов разрывных нарушений расположены в областях, где дисперсия уклона рельефа превышает медиану, и 47% – третий квартиль. 65% точек, расположенных с равным шагом на линиях разломов, находятся в областях, где дисперсия уклона рельефа превышает медиану, а 39% – третий квартиль (рисунок 2.3.15).

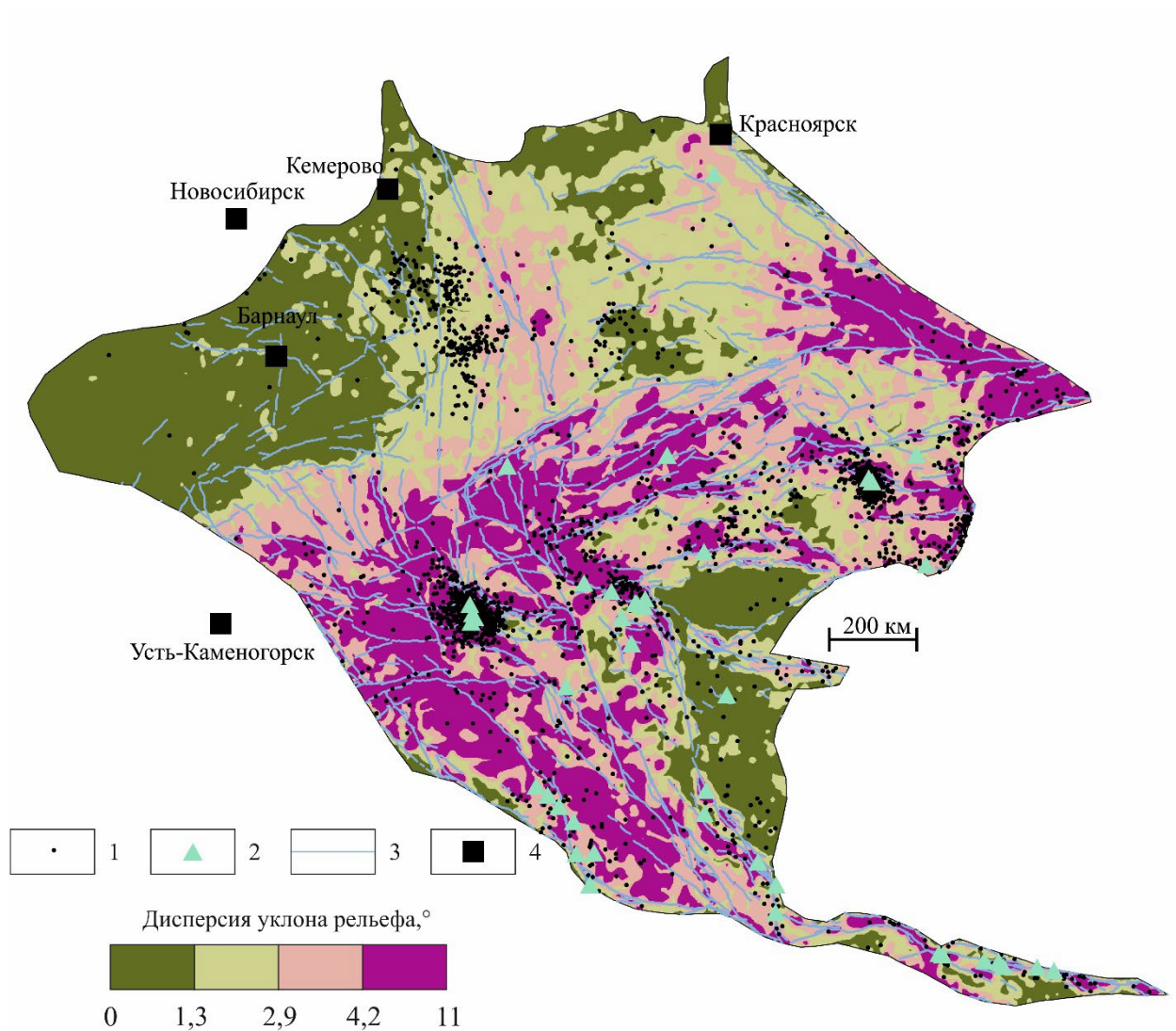


Рисунок 2.3.15. – Схема дисперсии уклона рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

Как в случае Большого Кавказа и Сахалина, дисперсия высот, характеризующая потенциальную энергию рельефа [Трегуб, 2010], служит альтернативой глубине вертикального расчленения: коэффициент корреляции Пирсона между значениями этих параметров составляет 98% (рисунок 2.3.16). К таким областям относятся все региональные морфоструктуры, представленные на рисунке 2.3.2.

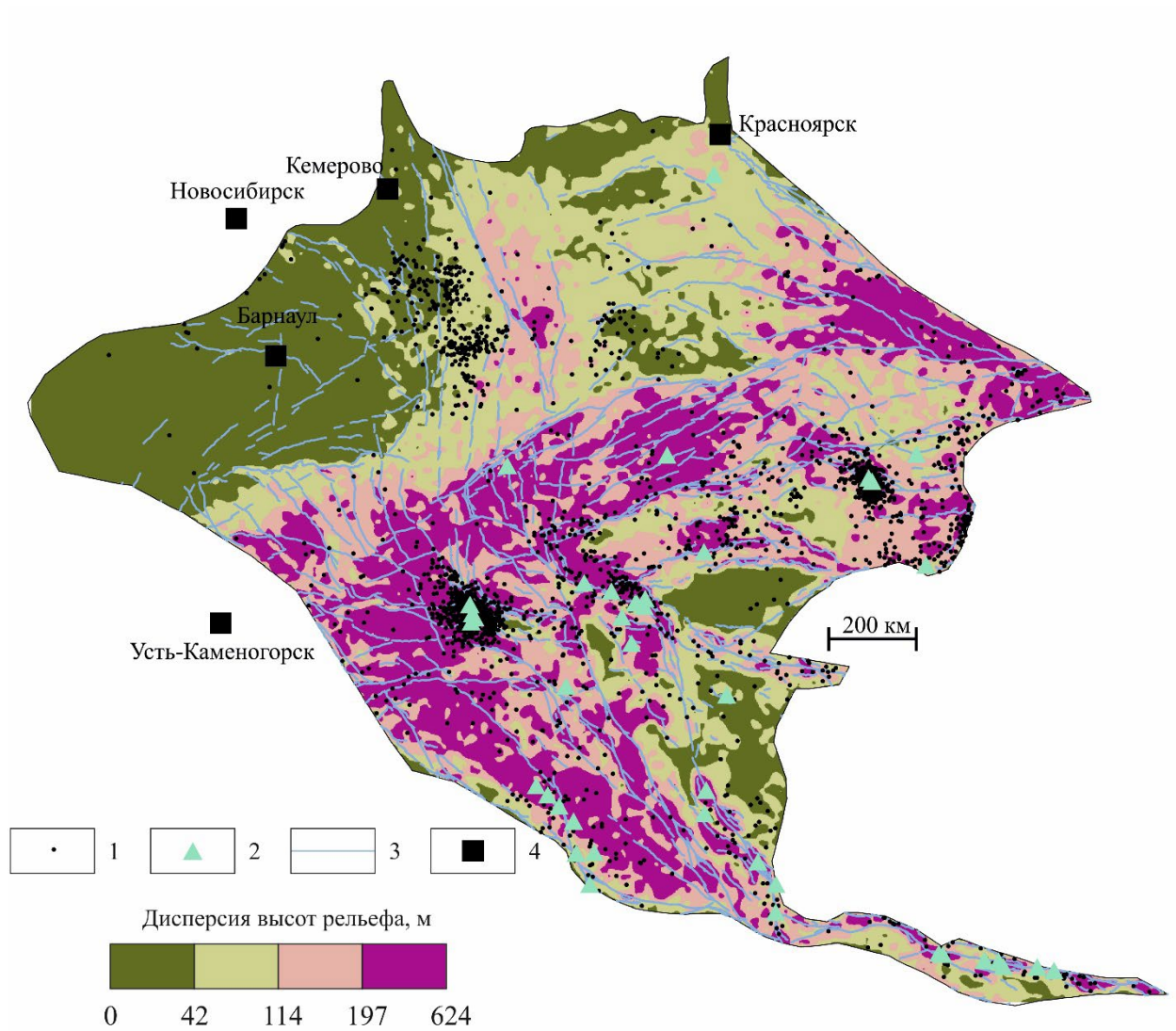


Рисунок 2.3.16. – Схема дисперсии высот рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

Основные положительные морфоструктуры региона хорошо выражены на схеме «математического ожидания высот» (средние высоты). Этим структурам соответствуют значения, превышающие медианное (1 077 м) (рисунок 2.3.17).

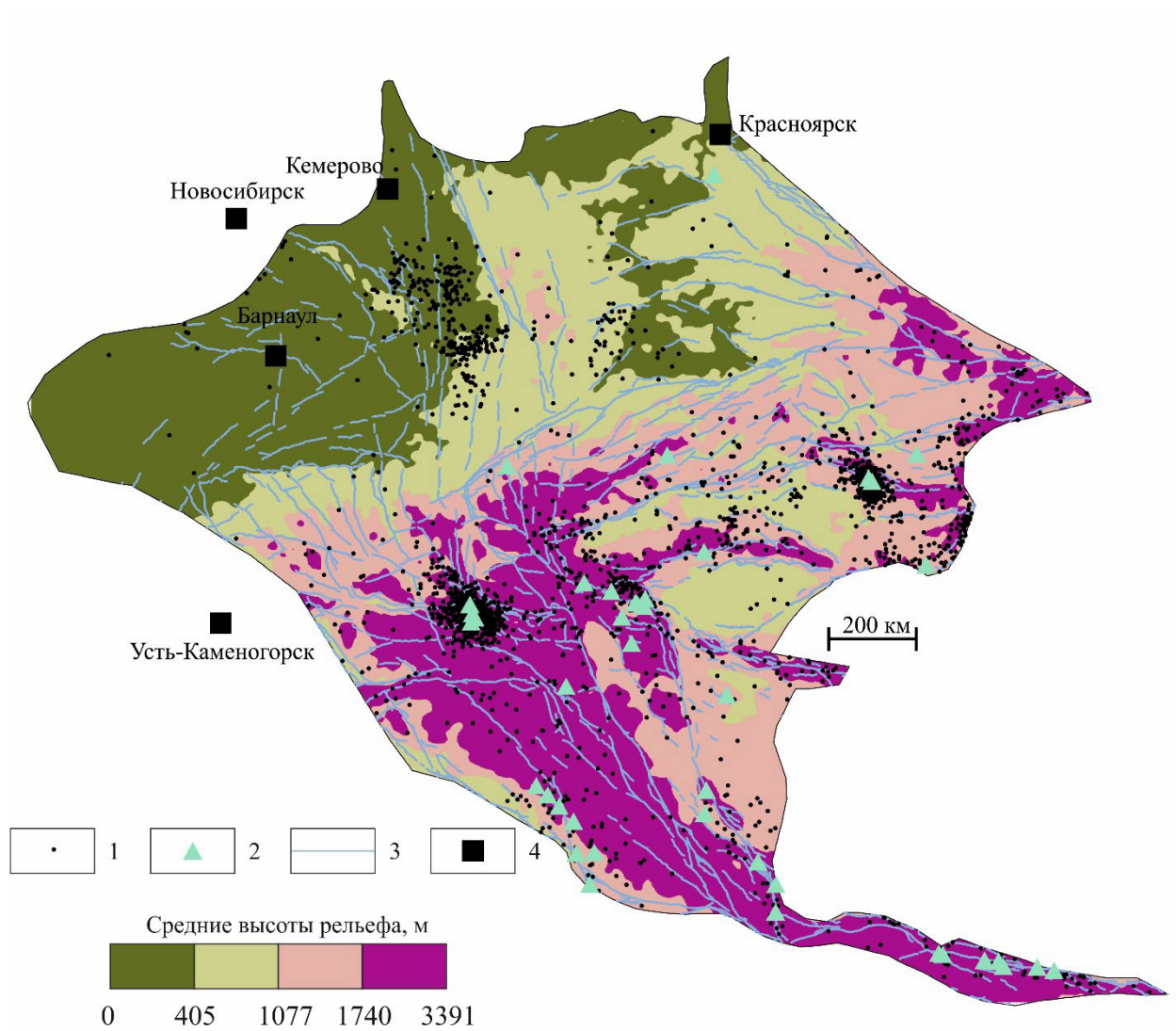


Рисунок 2.3.17. – Схема средних высот (математического ожидания) рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

Плотность гидросети позволяет получить генерализованное представление о степени развития эрозии в пределах изучаемой территории. Как показано на [рисунке 2.3.18](#), ее положительные аномалии связаны не только с региональными отрицательными структурами, но и частично с горными массивами, затронутыми интенсивной эрозией.

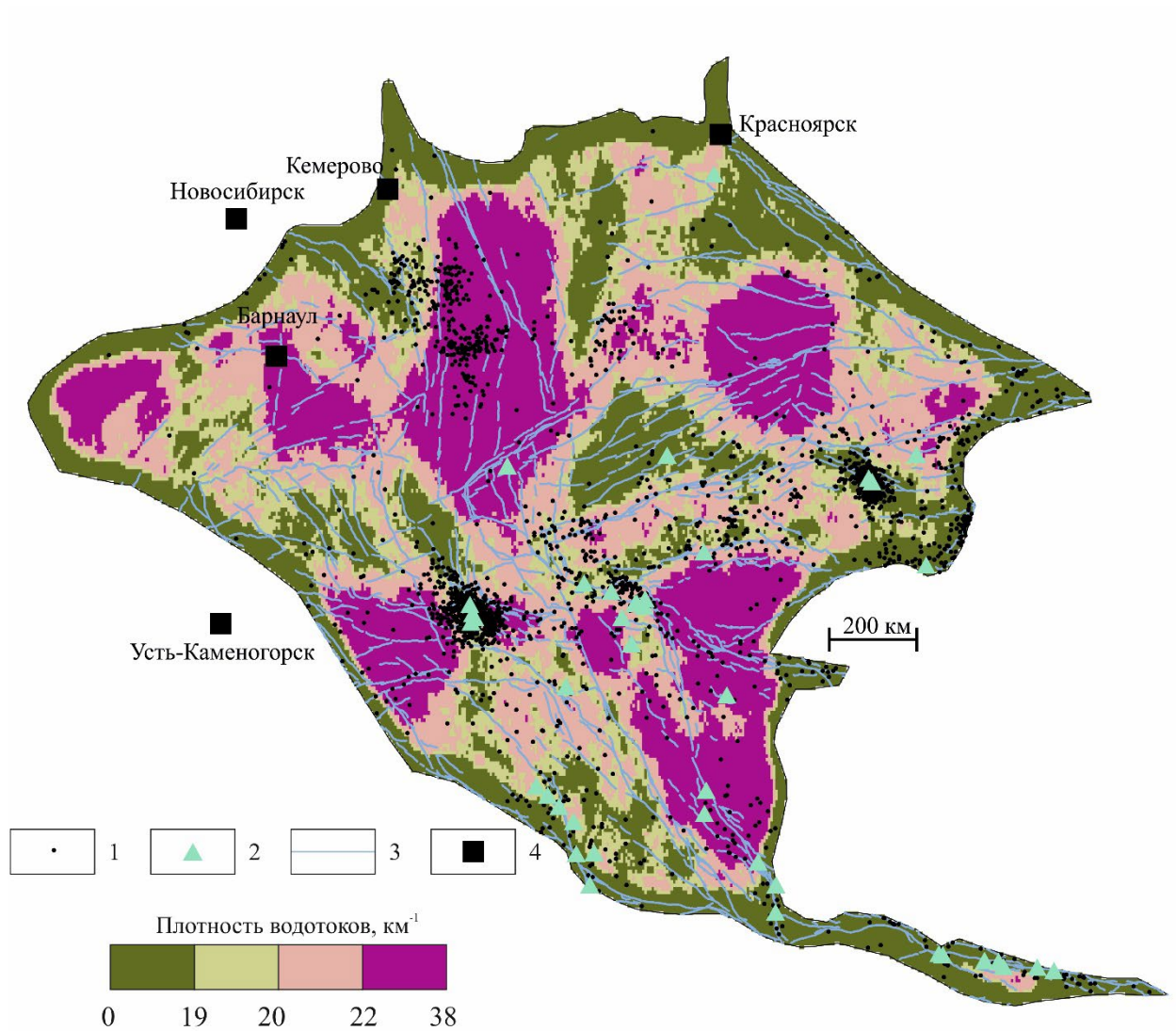


Рисунок 2.3.18. – Схема плотности водотоков. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

Асимметрия высот позволяет выделить области высокой потенциальной энергии рельефа по отрицательным значениям этого параметра. Его положительные значения нередко маркируют склоны и границы новейших поднятий, достаточно активные в сейсмическом отношении (рисунок 2.3.19).

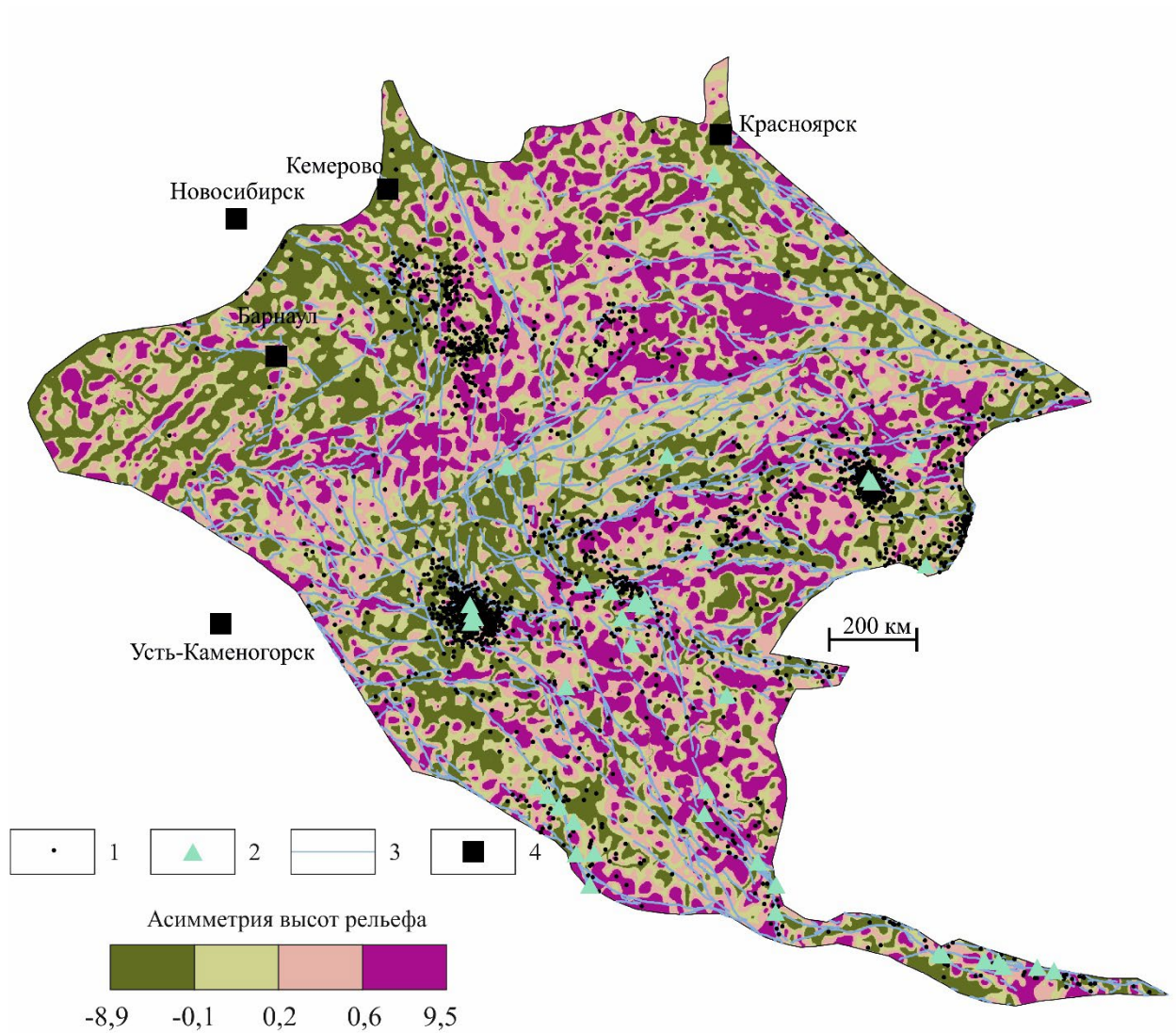


Рисунок 2.3.19. – Схема асимметрии высот рельефа. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

Схема плотности линеаментов («слабых» зон) (рисунок 2.3.20) заметно отличается от схемы плотности водотоков. По-видимому, первая в большей мере отражает расчлененность рельефа, обусловленную тектоническим фактором.

После рассмотрения морфометрических параметров перейдем к их сопоставлению с современной сейсмичностью. Для этого были рассчитаны доли эпицентров землетрясений (для всей выборки и для событий с $M_w \geq 5,5$), которые располагаются в областях, где значения морфометрических параметров превышают медиану и третий квартиль.

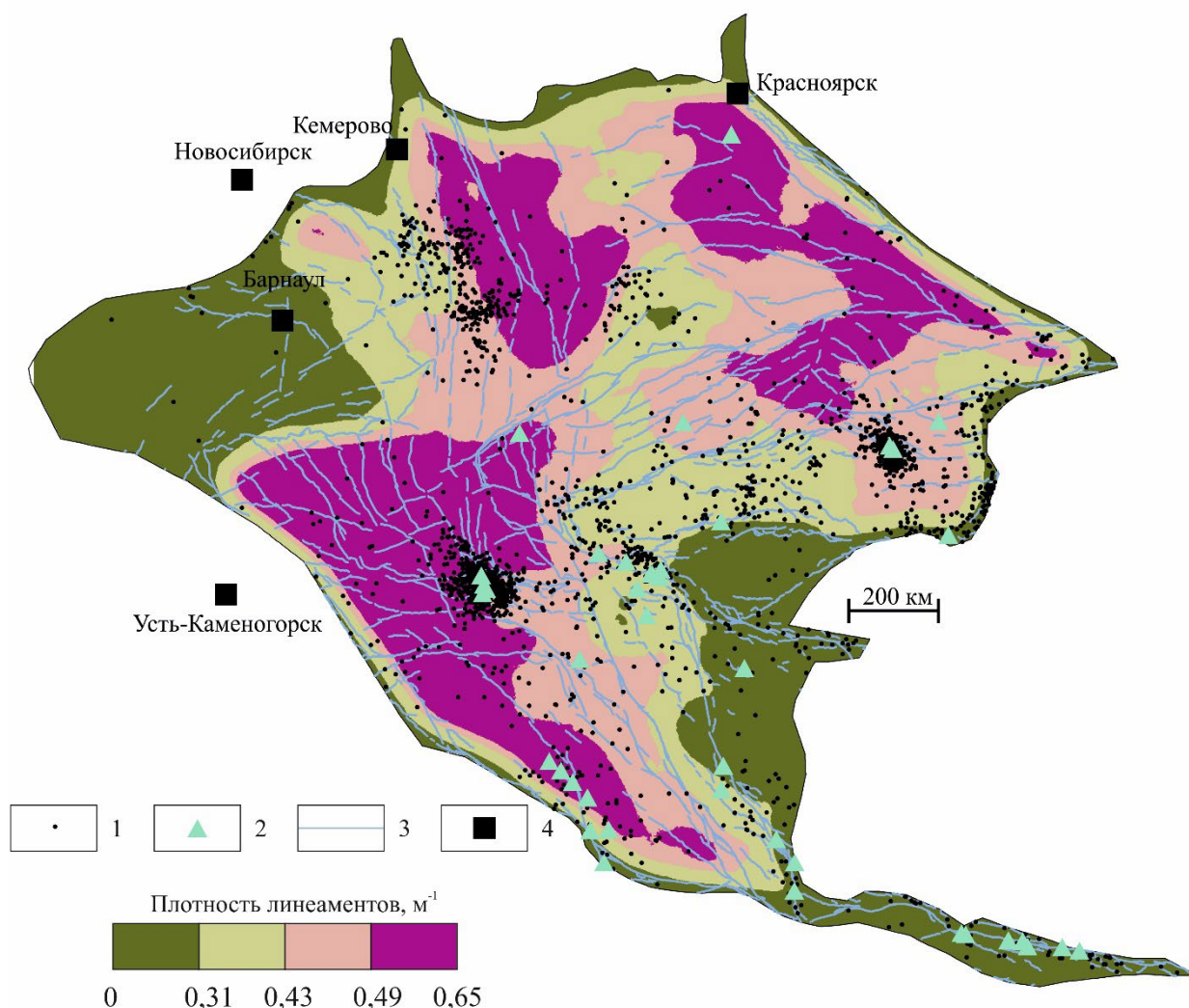


Рисунок 2.3.20. – Схема плотности линеаментов. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – крупные города.

Как было ранее сказано в Главе 1, если доля эпицентров землетрясений при переходе от медианы в четвертый квартиль меняется менее, чем в 2 раза, т.е. не пропорционально изменению площади, такие параметры можно считать наиболее отражающими новейшую тектоническую активность. В случае Алтае-Саянской области, в отличие от Большого Кавказа и Сахалина, такая зависимость проявлена практически во всех параметрах. Исходя из приведенных в [таблице 2.3.3](#) данных, в качестве наиболее информативных параметров выбраны разность гипсометрической и базисной поверхности

шестого порядка, глубина вертикального расчленения и математическое ожидание высот.

Таблица 2.3.3. – Доля эпицентров землетрясений Алтае-Саянской области, расположенных в областях, где значения морфометрических параметров рельефа превышают медиану и третий квартиль

№ параметра	Доля эпицентров землетрясений с магнитудой M_w , расположенных в областях, где значения морфометрических параметров рельефа превышают			
	медиану		нижнюю границу четвертого квартиля	
	все значения M_w	$M_w \geq 5,5$	все значения M_w	$M_w \geq 5,5$
1	0,68	0,68	0,44	0,45
2	0,70	0,79	0,42	0,42
3	0,70	0,63	0,41	0,31
4	0,60	0,79	0,40	0,71
5	0,72	0,76	0,49	0,50
6	0,76	0,84	0,48	0,58
7	0,75	0,84	0,48	0,58
8	0,66	0,74	0,39	0,45
9	0,64	0,6	0,38	0,45
10	0,71	0,79	0,43	0,63
11	0,75	0,76	0,49	0,45
12	0,75	0,84	0,47	0,58
13	0,79	0,97	0,52	0,71
14	0,47	0,30	0,20	0,11
15	0,41	0,55	0,17	0,19
16	0,66	0,41	0,28	0,24

*Примечание: зеленым выделены параметры, использованные в качестве исходных данных для анализа γ -оператором нечеткой логики. В первом столбце цифрам соответствуют параметры из таблицы 2.3.2.

Выбранные параметры были преобразованы в нечеткие множества, обработанные с помощью γ -оператора. В результате получена схема индекса неотектонической активности (F) (рисунок 2.3.21). Значениям $F \geq 0,6$ соответствует 29% площади территории, а $F \geq 0,4$ – 54%. В первой области локализовано 57% эпицентров всех землетрясений и 68% – с $M_w \geq 5,5$, в то время как для $F \geq 0,4$ подобные отношения составили 78% и 90%, соответственно. Для оценки достоверности полученной модели применялся ROC-анализ. С помощью него установлено, что значения площади под кривой

(AUC) составляет 66% для всех сейсмических событий и 80% – землетрясений с $M_w \geq 5,5$ (рисунок 2.3.22).

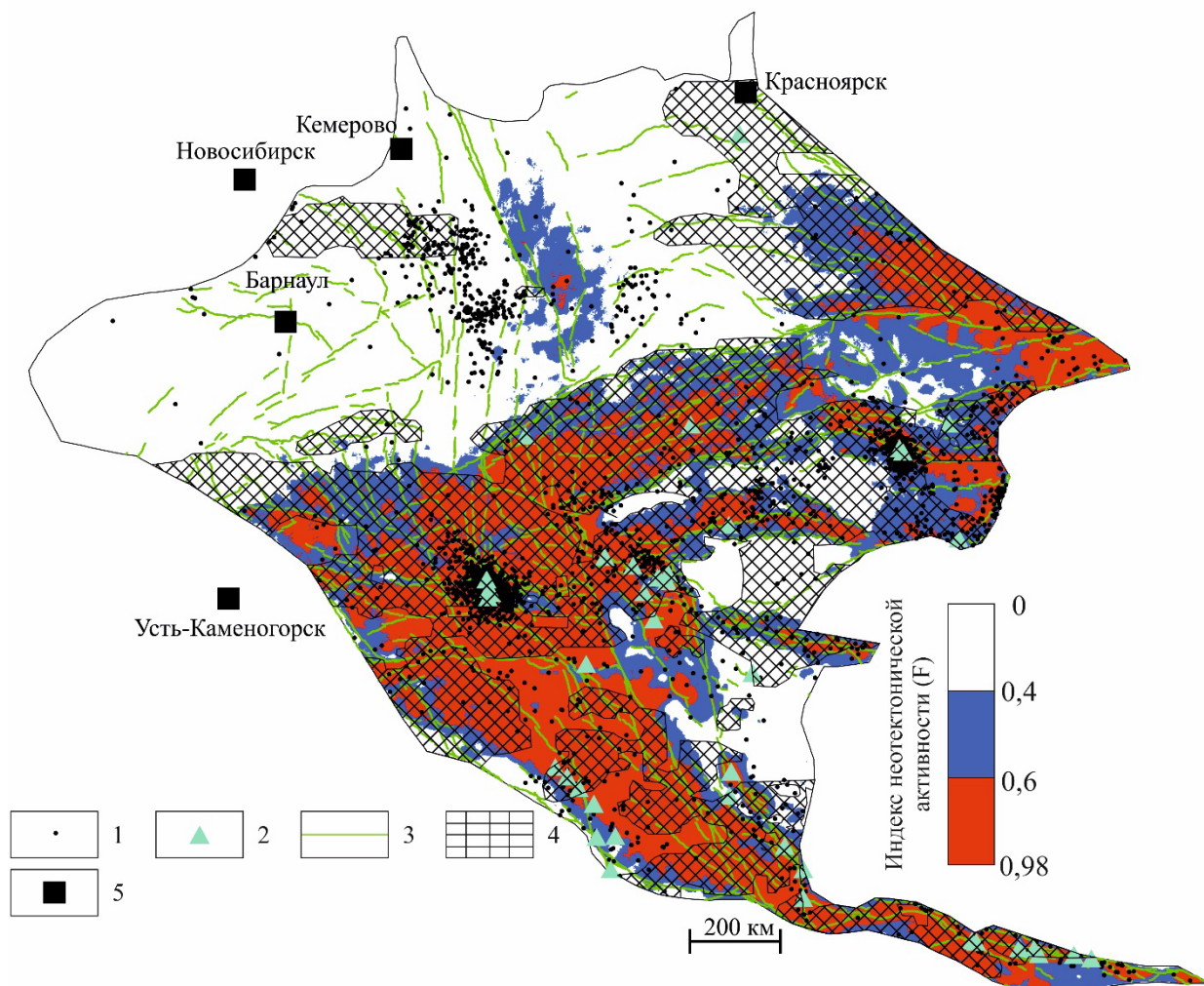


Рисунок 2.3.21. – Схема индекса неотектонической активности (F). 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – области локализации горизонтальных напряжений; 5 – крупные города.

В ходе проверки модели для Алтае-Саянской области диаграммой Молчана были проанализированы две выборки: репрезентативная ($N=1\ 191$ и $M_w \geq 3,5$) и малая ($N=41$ для $M_w \geq 5,5$) с общим количеством ячеек (n) 11 109 и 9 958 соответственно (рисунок 2.3.23). Для первой выборки получено значение пространственной характеристики модели $\sum \min(\tau; \nu) = 0,76$, при объявленном уровне тревоги (τ) на 37% территории доля пропуска составляет

38%. Применение фильтров $F \geq 0,6$ и $F \geq 0,4$ не вносит изменений в полученный результат. Для событий с $M \geq 5,5$ (вторая модель с $N=41$) пространственная эффективность модели составляет 0,53, при объявлении тревоги на 31% территории (τ) доля ошибок составляет 22% (ν). Как и в случае репрезентативной выборки, варьирование параметра F не влияет на конечный результат.

Из-за того, что области низких значений $0,4 \leq F < 0,6$ занимают 25% площади территории, где расположено 21% эпицентров всех землетрясений и 21% – с $M_w \geq 5,5$, для выделения зон ВОЗ нами были привлечены результаты компьютерного геодинимического моделирования.

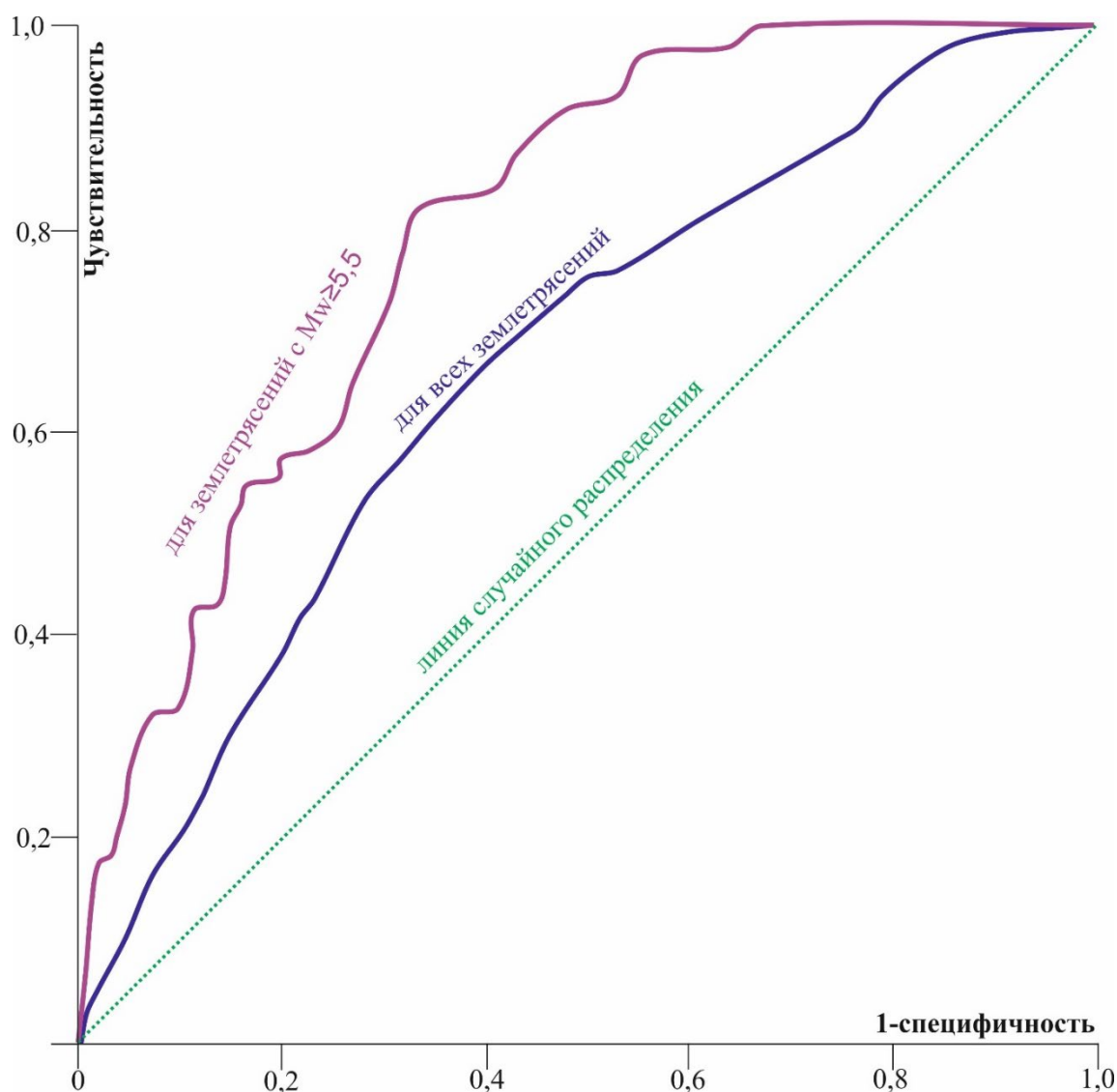


Рисунок 2.3.22. – ROC-кривые, построенные для индекса неотектонической активности и эпицентров землетрясений Алтае-Саянской области.

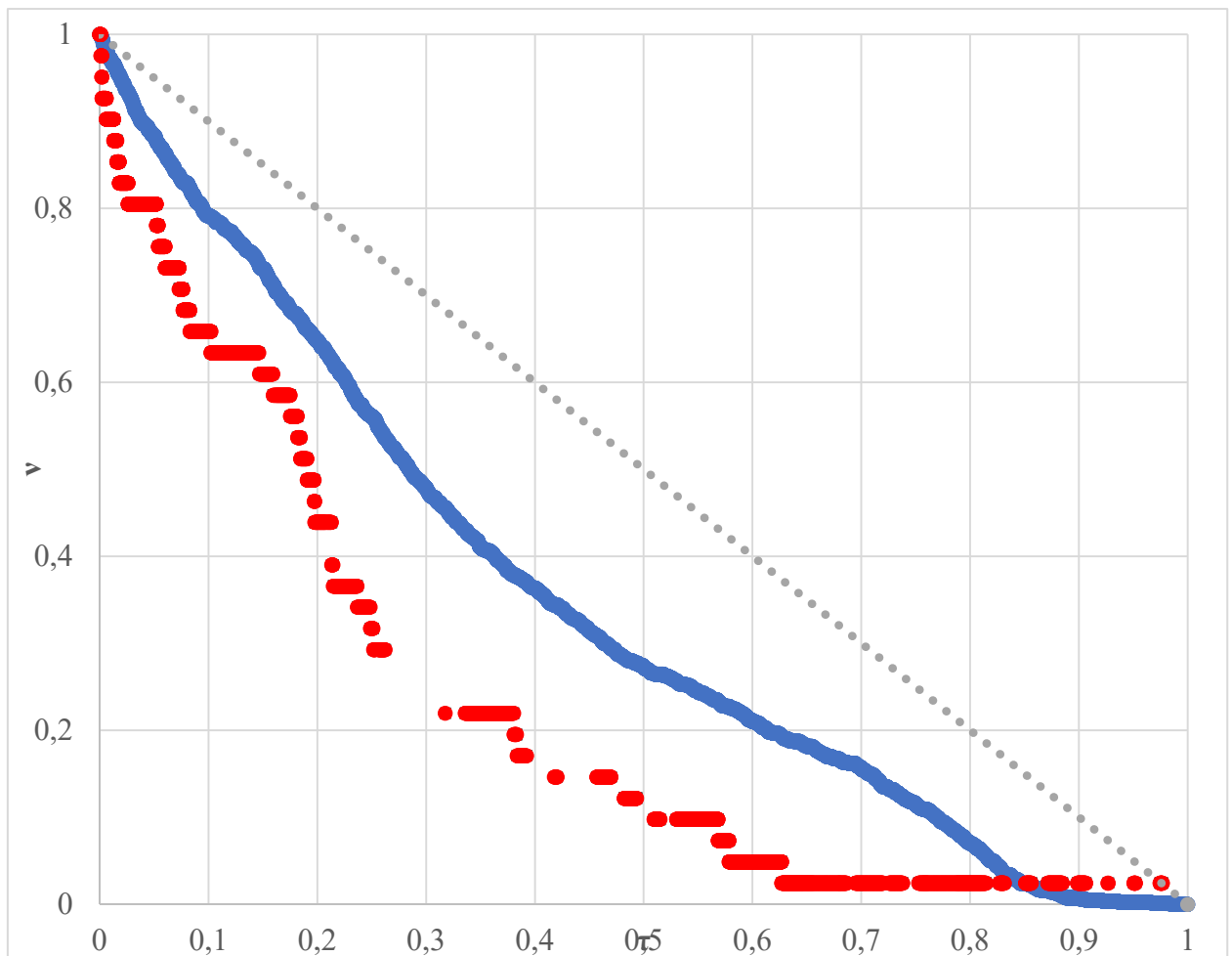


Рисунок 2.3.23. – Диаграмма Молчана для территории Алтае-Саянской области, построенная по сетке 15×15 км. По оси абсцисс – мера тревоги (τ), по оси ординат – доля пропущенных целей (v). Синий тренд – для $M \geq 3,5$, соответствует представительности каталога, красный – для $M \geq 5,5$. Серой линией показано случайное распределение. Количество элементов сетки (n) составляет 11 109 при значениях $M \geq 3,5$ и 9 958 для $M \geq 5,5$.

Моделирование напряженно-деформированного состояния

Для определения напряженно-деформированного состояния среды были использованы данные о решениях фокальных механизмов очагов землетрясений за период с 1977 по 2024 гг. из каталога ISC и о скоростях перемещения стационарных станций ГНСС. Выборка из 78 решений МКА Ю.Л. Ребецкого [Ребецкий и др., 2017] была разделена на 2 группы: первой соответствует сдвиговая обстановка с осью сжатия, ориентированной по азимуту 35° ($N=35$), а второй – взбросо-сдвиг с осью сжатия, пологой наклонной в субмеридиональном направлении ($N=39$) (рисунок 2.3.24).

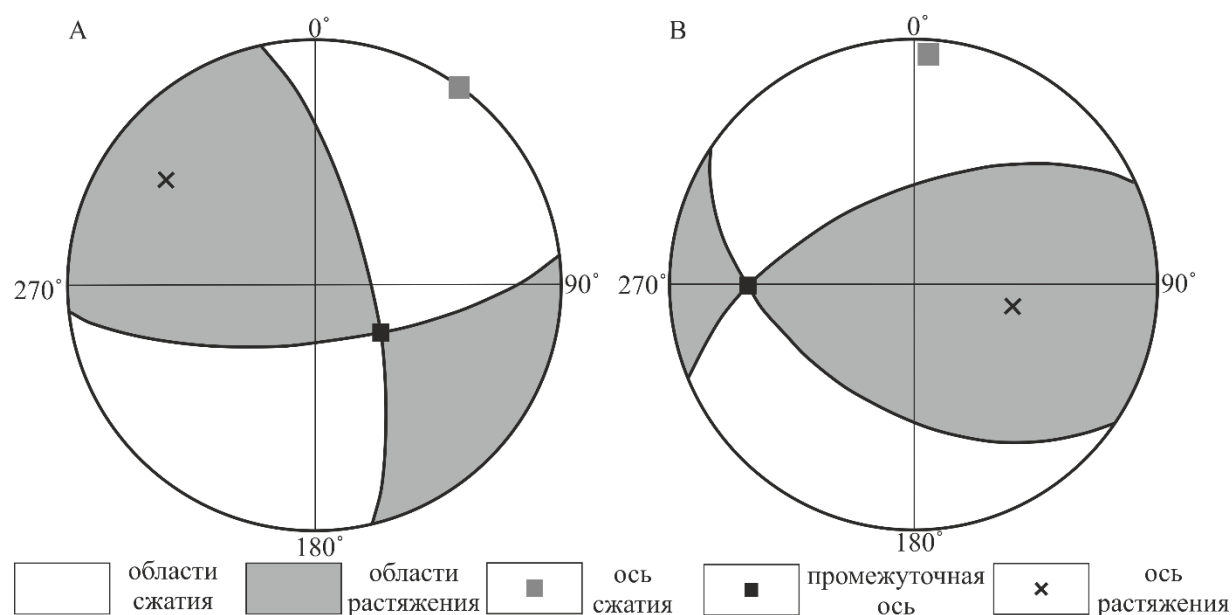


Рисунок 2.3.24. – Реконструкция положения главных нормальных осей напряжений Алтае-Саянской области по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений (нижняя полусфера). Буквами А и В обозначены две кинематические группы.

Анализ перемещений станций ГНСС (таблица 2.3.4, рисунок 2.3.25) показал наличие как областей сжатия, так и областей растяжения (рисунок 2.3.26). При этом среднее круговое значение азимута простираения оси укорочения составляет 36° .

Таблица 2.3.4. – Данные о расположении и скорости горизонтальных перемещений пунктов ГНСС Алтае-Саянской области относительно Евразийской плиты, по [Лухнев и др., 2010; Тимофеев и др., 2019]

Название	Координаты		V_E , мм/год	V_N , мм/год	V , мм/год	Азимут перемещения, °
	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.				
АВАК	53,669	91,59	-0,41	-1,52	1,57	195
ALTA	46,554	96,252	4,69	1,56	4,94	72
АНУИ	52,35	84,76	1,8	0,2	1,81	84
ARAD	52,443	93,57	0,27	-0,28	0,39	136
ARTB	51,79	87,28	-2,5	-0,3	2,52	263
BADA	51,756	102,216	0,16	-1,18	1,19	172
BALY	50,7	88	-0,3	1,9	1,92	351
BOL1	49,207	98,049	2,52	-1,59	2,98	122
BZUR	50,178	98,976	1,59	-2,59	3,04	148
CHAD	51,334	91,198	1,16	-0,18	1,17	99
CHAG	50,06	88,41	2,2	5,1	5,55	23
CHIK	50,64	86,31	-1,8	3	3,5	329
DALA	43,587	104,426	5,06	-1,88	5,4	110

ERZN	50,25	95,023	0,25	1,04	1,07	14
HOVD	47,763	91,629	1,37	4,22	4,44	18
KAIT	50,14	85,43	-0,7	1,7	1,84	338
KHAR	44,466	100,79	4,76	-1,12	4,89	103
KRUT	53,95	81,2	1,3	-0,8	1,53	122
KSTU	55,993	92,794	-0,21	-1,05	1,07	191
KURA	50,24	87,89	-1,3	2,5	2,82	333
MOND	51,623	100,915	-1,24	-2,21	2,53	209
NVSK	54,84	83,23	-2,1	0,7	2,21	288
ORKL	52,537	99,802	-0,04	-0,09	0,1	204
SEMI	51,01	85,62	-2,2	1,5	2,66	304
SOLO	51,7	84,41	1	2,4	2,6	23
TANZ	53,135	92,916	-2,6	-0,95	2,77	250
TEEG	45,666	101,441	1,75	-2,6	3,13	146
TUNZ	52,01	86,47	0,8	-1,6	1,79	153
UKOK	49,56	88,23	6,3	8,9	10,9	35
ULAA	49,971	92,078	2,53	1,45	2,92	60
ULAG	50,5	87,65	1,4	1,8	2,28	38
ULGI	48,982	89,938	3,8	2,23	4,41	60
ULIA	47,613	96,78	3,16	-0,43	3,19	98
UNDU	43,085	101,306	3,96	-1,36	4,19	109
URUM	43,308	87,601	4,12	8,05	9,04	27
USTK	50,93	84,76	-2	1,4	2,44	305
YAZU	50,58	88,85	0,5	2,4	2,45	12

**Примечание: V_E – скорость перемещения в восточном направлении, V_N – скорость перемещения в северном направлении, V – суммарная скорость перемещения.*

Из-за неопределенности полученного типа напряженно-деформированного состояния при моделировании были опробованы 10 типов напряженно-деформированного состояния: построено по пять моделей для обстановок сдвига и сжатия с ориентировкой оси сжатия от 0° до 40° с шагом 10° . Показано, что самая высокая степень взаимосвязи конфигурации областей пониженных (\leq медианных) значений горизонтальных напряжений (Sh) с сейсмичностью достигается в сдвиговой обстановке, когда ось максимального сжатия простирается по азимуту 20° . Таким образом, области пониженных значений Sh занимают половину площади Алтае-Саянской области, а в их пределах локализовано 72% эпицентров всех землетрясений и 83% эпицентра землетрясений с $M_w \geq 5,5$ (рисунок 2.3.21). Полученные результаты были

использованы вместе с индексом неотектонической активности (F) для выделения зон ВОЗ.

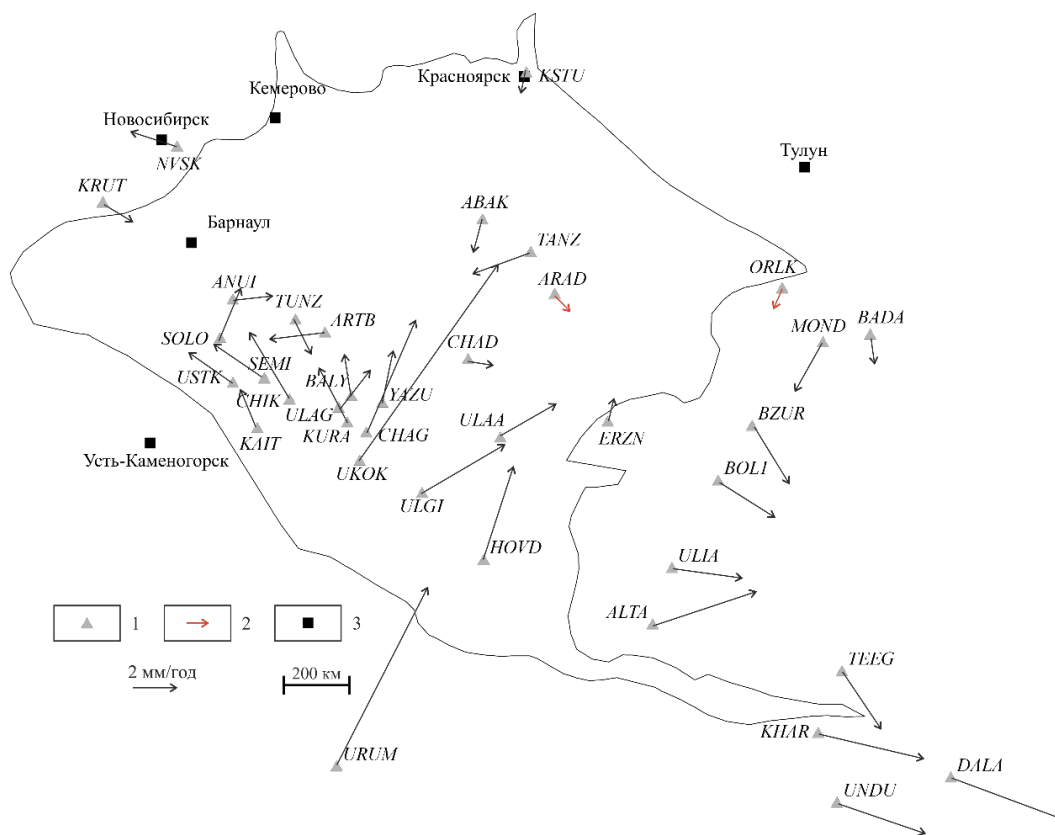


Рисунок 2.3.25. – Схема скоростей перемещения стационарных станций ГНСС в системе ITRF2014 относительно Евразийской плиты. 1 – станции ГНСС (по [Лухнев и др., 2010; Тимофеев и др., 2019]); 2 – скорости менее 1 мм/год; 3 – города.

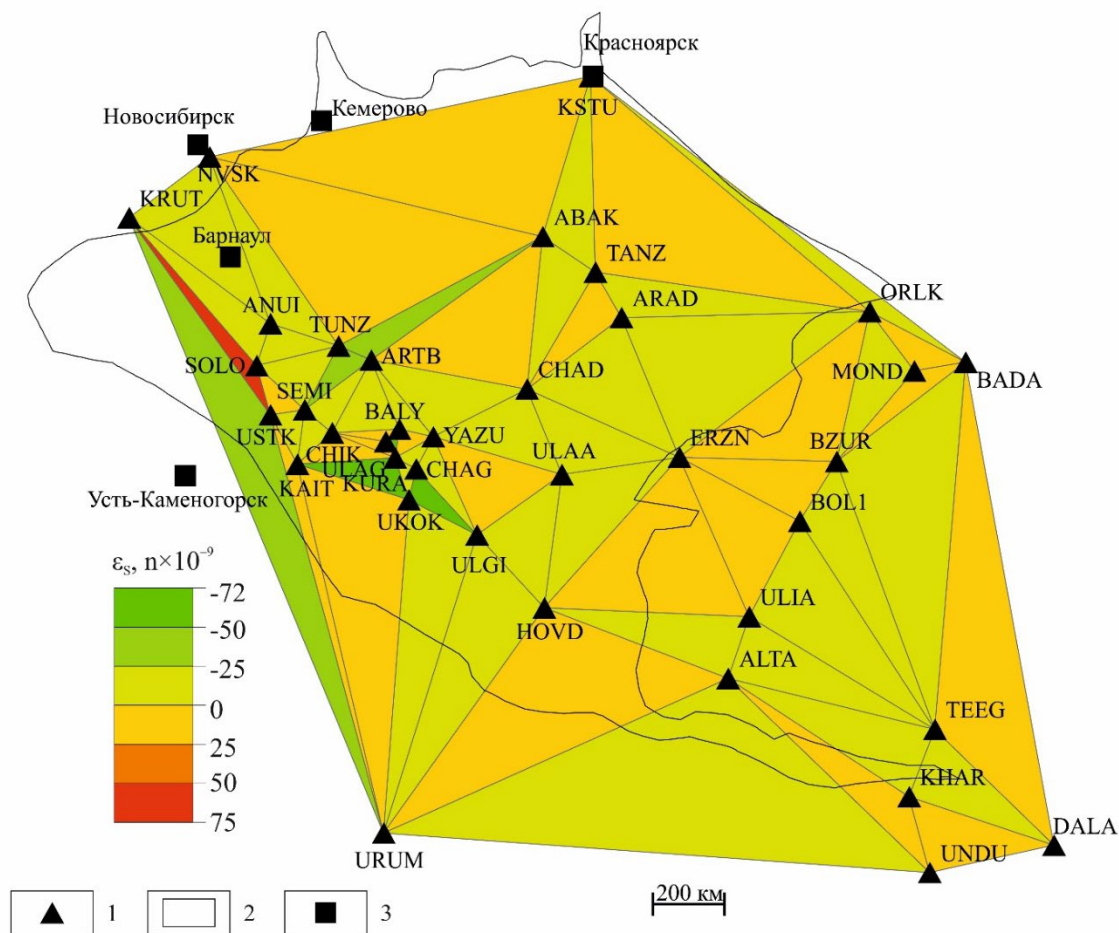


Рисунок 2.3.26. – Схема площадной деформации, полученной на основе обработки данных стационарных станций ГНСС. 1 – станции ГНСС (по [Лухнев и др., 2010; Тимофеев и др., 2019]); 2 – границы Алтае-Саянской области; 3 – города.

Зоны возникновения очагов землетрясений Алтае-Саянской области

Для выделения зон ВОЗ с $M_w \geq 5,5$ применены два подхода к их выделению: формализованный метод, основанный на использовании уравнения макросейсмического поля и менее формализованный, основанный на выделении зон ВОЗ вручную с учетом ограничений, наложенных условиями описанной в главе 1 методики. Уравнение макросейсмического поля [Шебалин, 1997] имеет вид:

$$I_0 = 1,5M - 3,5LgR + 3,0, \quad (2.3.4)$$

где I_0 – интенсивность, M – магнитуда. Его применение для выделения зон ВОЗ предполагает оконтуривание областей, где $I_0 \geq 5$ баллов, а затем сокращение их площади на основе данных о значениях индекса неотектонической активности и относительной величины горизонтальных напряжений.

На основе формализованного подхода выделено 9 зон (рисунок 2.3.27), а менее формализованного – 13 (рисунок 2.3.28). В обоих случаях их конфигурация в целом согласуется с данными [Гвишиани и др., 2021], однако границы зон ВОЗ с $M_w \geq 5,5$, оконтуренных формализованным методом, не отражают разломной тектоники региона, поэтому в качестве более достоверной выбрана приведенная на рисунке 2.3.28 схема.

Полученные 13 зон ВОЗ занимают 9% от исследуемой территории, а в их пределах сосредоточено 53% эпицентров всех землетрясений, в т. ч. 88% – с $M_w \geq 5,5$. Для выделенных зон ВОЗ с $M_w \geq 5,5$ оценена M_{max} по нескольким эмпирическим формулам (таблица 2.3.5, рисунок 2.3.29).

Обоснованность полученного результата – схемы зон ВОЗ Алтае-Саянской области – подтверждается новыми данными о современной сейсмичности: после подачи статьи [Sobisevich et al., 2025] в печать в пределах зоны ВОЗ № I произошли 2 сильных землетрясения – 15 февраля 2025 г. с $M_s=5,7$ и 25 мая 2025 г. с $m_b=5,2$ (согласно формулам (1.11 и 1.13), значения M_w составляют 5,9 и 4,8, соответственно) [Служба...2025]. Кроме того, в зоны ВОЗ попадают все эпицентры сильных исторических землетрясений, ранее рассмотренных в параграфе «Сейсмическая активность региона», за исключением эпицентра землетрясения Фуюн.

В зоне ВОЗ № I расположен эпицентр Чуйского землетрясения 2003 г., в зоне ВОЗ № II – Урегнююр, в зоне ВОЗ № XIII – Монгольского и Ачитнурского. Палеосейсмологические исследования подтверждают значения M_{max} в зонах ВОЗ: в зоне № I находится Курайская разломная зона, где зарегистрированы палеособытия с $M_w=6,7-7,6$ [Deev et al., 2023б], в зоне № II по разломам Джид и Шапшальский [Овсюченко и др., 2016] M_w палеособытий оценена как 7–7,5 и 7.2–7.3, соответственно, по Час-Тайгинскому разлому в зоне № V в доинструментальный период были события с $M_w > 7,0$, в зоне № IX по данным [Хилько и др., 1985] палеосейсмодислокации позволяют оценить M_w как 7,3, в зоне № XI расположена палеосейсмодислокация Чандмань

[Хилько и др., 1985] с $M_w=7,3$. В зоне № XIII имеются данные о подвижке с $M_w=7,8-8,2$ [Рогожин и др., 2013].

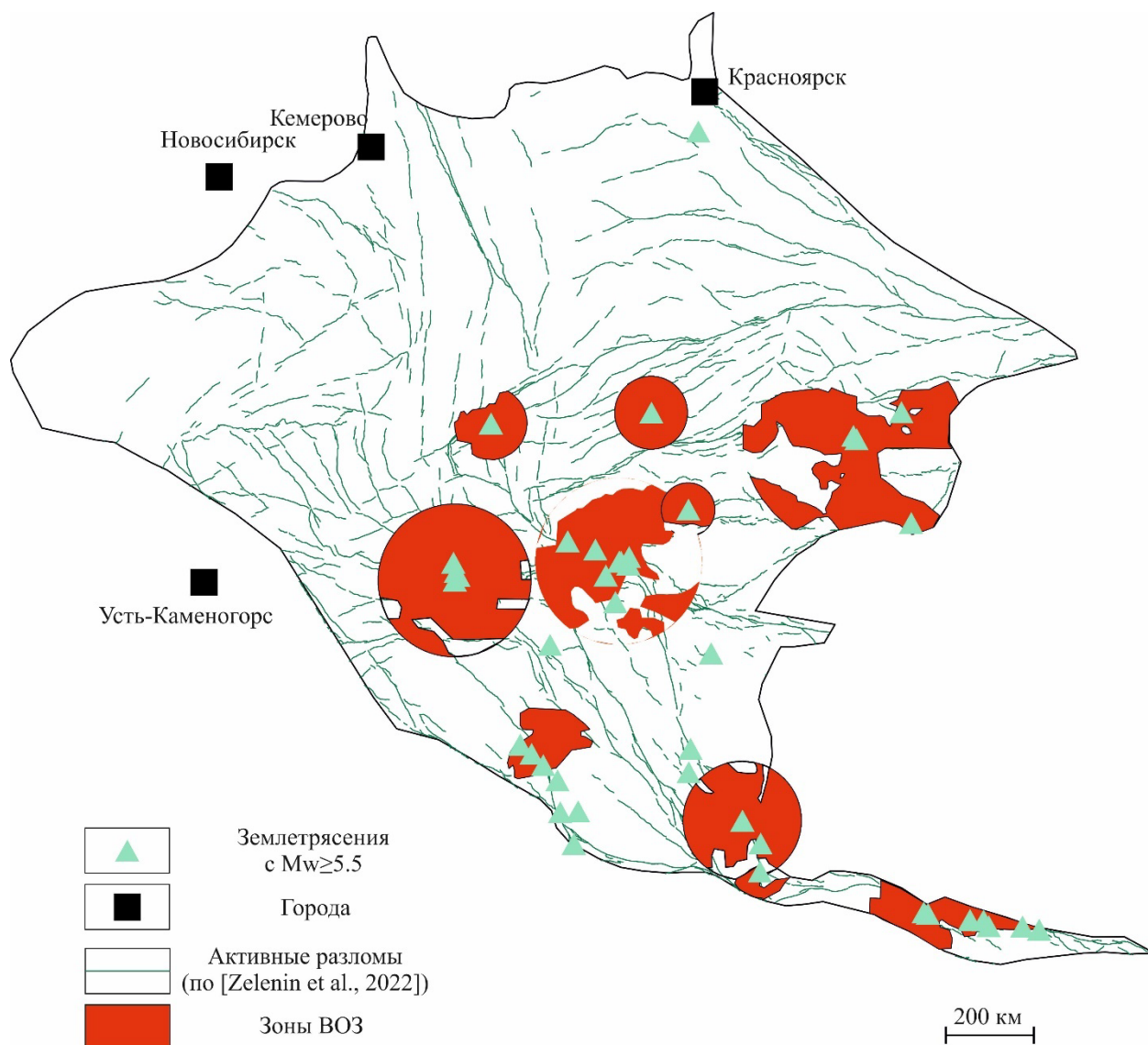


Рисунок 2.3.27. – Схема зон ВОЗ с $M_w \geq 5,5$ Алтае-Саянской области, полученная с использованием уравнения макросейсмического поля [Shebalin 1997] для $I_0=5$.

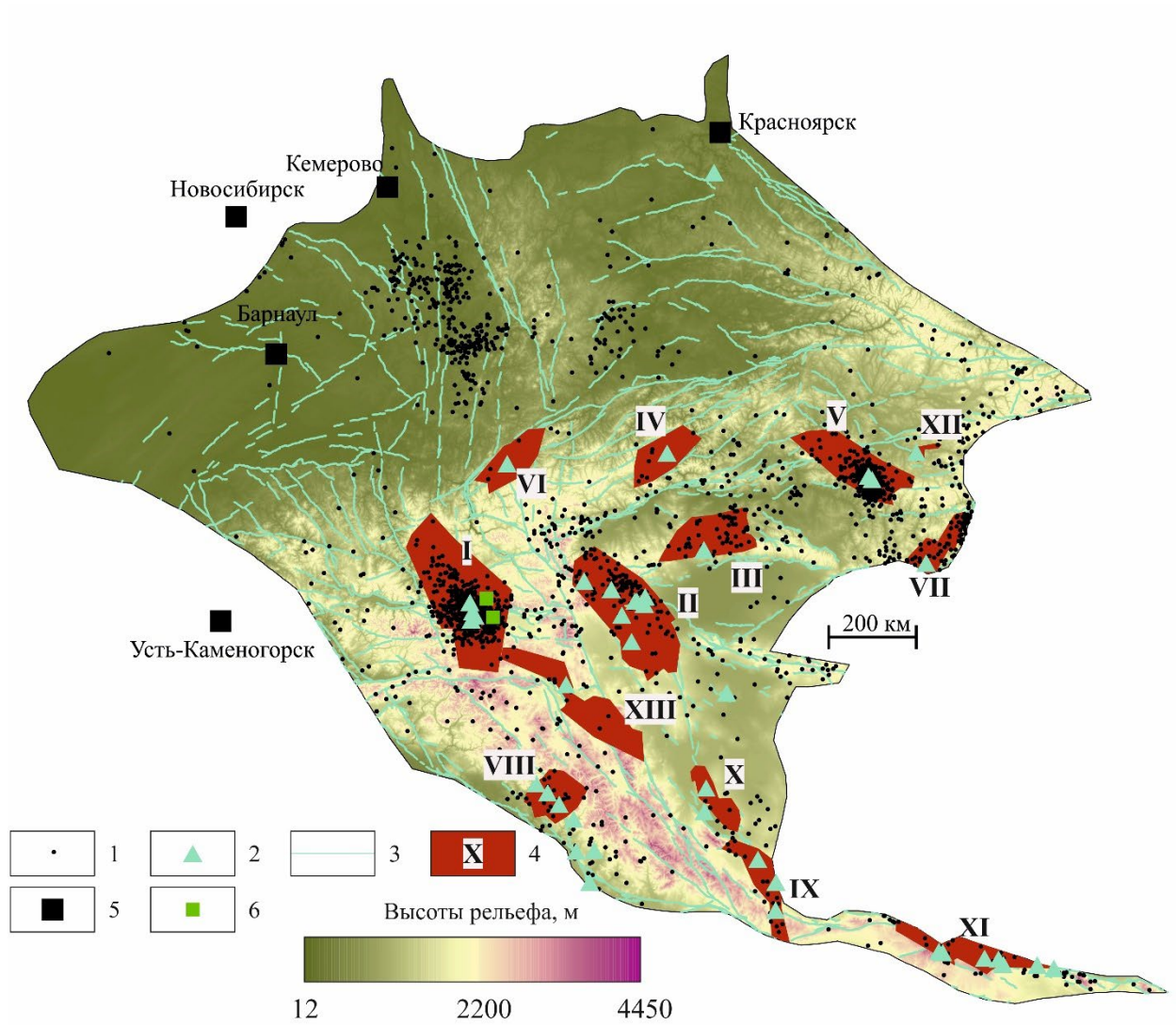


Рисунок 2.3.28. – Схема зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) Алтае-Саянской области. 1-2 – эпицентры землетрясений с: 1 – $M_w < 5,5$; 2 – $M_w \geq 5,5$; 3 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 4 – зоны ВОЗ и их номера; 5 – крупные города; 6 – эпицентры землетрясений 15.02.2025 с $M_w=5,9$ (южный) и 25.05.2025 с $M_w=4,8$ (северный).

Таблица 2.3.5. – Максимальны магнитуды в пределах выделенных зон ВОЗ, рассчитанные на основе эмпирических формул

Номер зоны ВОЗ	Mw зарегистрированная	По формуле (1.16)	По формуле (1.17)	По формуле (1.18)	По формуле (1.19)	L, км
I	7,3	7,8	8,8	7,9	8,7	290
II	6,7	7,2	8,7	7,9	8,6	260
III	5,5	6	8,3	7,7	8,2	172
IV	5,8	6,3	8,1	7,5	7,9	133
V	6,9	7,4	8,4	7,7	8,3	190
VI	5,8	6,3	8,2	7,6	8,0	152
VII	6,2	6,7	7,8	7,4	7,6	95
VIII	6,3	6,8	7,6	7,2	7,3	73
IX	6,3	6,8	8,6	7,9	8,5	246
X	6,7	7,2	8,3	7,7	8,1	166
XI	8,2	8,7	9,0	8,1	9,0	383
XII	5,7	6,2	6,8	6,8	6,4	30
XIII	7,2	7,7	8,2	7,6	8,1	160

*Примечание: L – максимальная протяженность активного разлома из [Zelenin et al., 2022], проходящего в пределах зоны ВОЗ, выраженная в километрах.

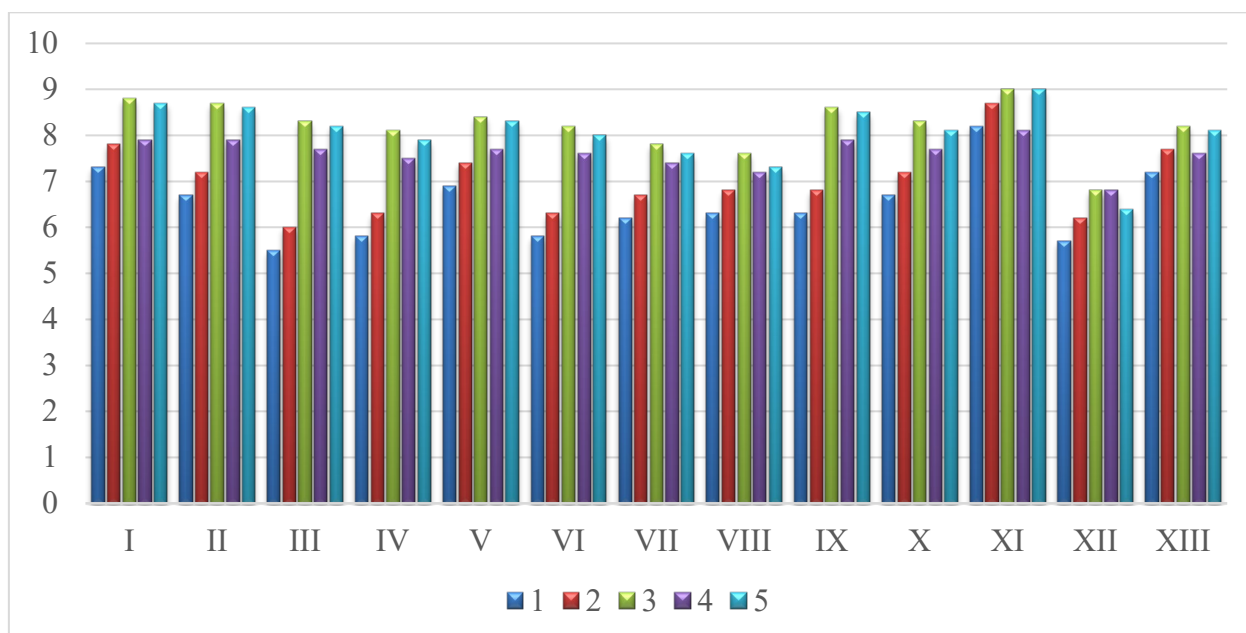


Рисунок 2.3.29. – Максимальная магнитуда ожидаемого землетрясения (Mmax) в зонах ВОЗ Алтае-Саянской области, рассчитанная по разным формулам: римскими цифрами обозначены номера зон ВОЗ, по оси ординат отложена магнитуда (Mw). 1 – зарегистрированная магнитуда в пределах зоны ВОЗ; 2 – по формуле [Руководство..., 2018]; 3 – по формуле из [Kanamori, Anderson, 1975]; 4 – по формуле из [Wells, Coppersmith, 1994]; 5 – по формуле из [Завьялов, Зотов, 2021].

2.4. Сопоставление полученных зон ВОЗ с ЛДФ-моделями карт ОСР-97, ОСР-2016 и региональными моделями

Проведено сравнение выделенных зон ВОЗ с результатами работ других авторов. В этом параграфе рассмотрено, как конфигурация зон ВОЗ согласуется с региональными линеаментно-доменно-фокальными (ЛДФ) моделями территории Большого Кавказа, о. Сахалин и Алтае-Саянской области и с ЛДФ-моделями, входящими в комплект карт ОСР-1997 и ОСР-2016. Кроме того, сопоставлены значения M_{max} , полученные по формуле 1.18 с приведенными в работах предшественников.

Большой Кавказ

Схема зон ВОЗ Большого Кавказа сопоставлена со схемой оценки M_{max} и потенциальных очагов землетрясений (ПОЗ), разработанной Е.А. Рогожиным [Рогожин, 2012] по материалам [Шолпо и др., 2004]. Методика выделения ПОЗов основана на внерегиональном сеймотектоническом подходе Г.И. Рейснера [Рейснер, Иогансон, 1993]. Он формализован и основан на типизации земной коры по геодинамической активности, в то время как данные о сейсмической активности анализируются на финальном этапе работ.

Зона ВОЗ № I с $M_{max}=7,2$ имеет ту же ориентировку и положение, что и ПОЗ с $M_{max}=7,0\pm 0,2$, расположенная в зоне регионального разлома и рассмотренная в [Рогожин, 2012] (рисунки 2.4.1). Зона ВОЗ № II с $M_{max}=6,1$ расположена в граничной части схожей зоны ПОЗ с такой же M_{max} . Большая часть зоны ВОЗ № III с $M_{max}=7,2$ находится в ПОЗ с $M_{max}=6,5\pm 0,2$. Зоны ВОЗ № IV-VI с $M_{max}=6,1$, $6,1$ и $6,3$ соответственно, в разной степени связаны с ПОЗ с $M_{max}=6,0\pm 0,2$. Зона ВОЗ № VII с $M_{max}=6,8$ расположена за пределами ПОЗ, а зона ВОЗ № VIII с $M_{max}=6,7$ приурочена к ПОЗ с $M_{max}=6,5\pm 0,2$. Зона ВОЗ № IX с $M_{max}=6,6$ расположена в пределах ПОЗ с $M_{max}=6,0\pm 0,2$. Таким образом, 8 из 9 выделенных зон ВОЗ достаточно хорошо согласуются с ПОЗ. Отметим, что в работе [Рогожин, 2012] рассмотрены ПОЗы с $M_{max}=7,5\pm 0,2$, расположенные в районе Эльбруса, Дербента и на юго-восточном замыкании Большого Кавказа.

Отметим также, что выделенные зоны ВОЗ № I–VII расположены в областях ПОЗ, о контуренных формализованным подходом, описанным в [Гвишиани и др., 2021].

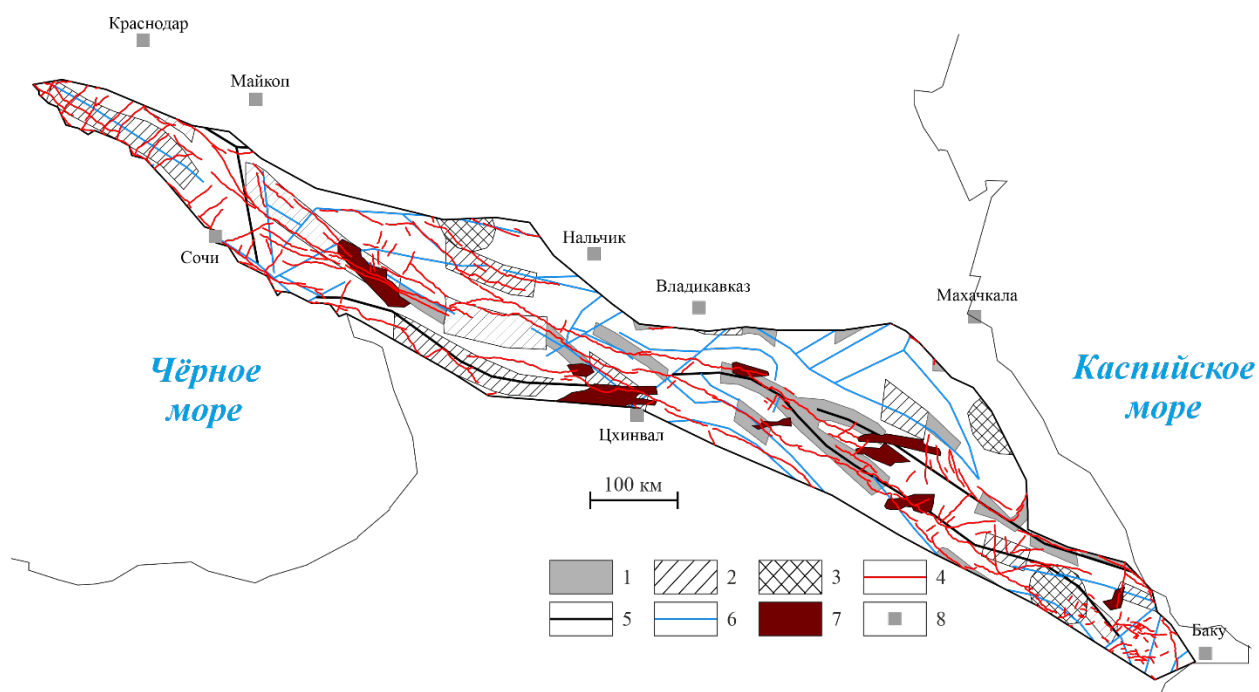


Рисунок 2.4.1. – Схема сопоставления выделенных зон ВОЗ Большого Кавказа со схемой оценки максимальных магнитуд ожидаемых землетрясений (в десятых долях единицы магнитуды) и потенциальные очаги землетрясений Кавказа (по [Рогожин, 2012; Шолпо и др., 2004] с изменениями). 1-3 – потенциальные очаги сильных землетрясений с разными значениями прогнозируемой M_{max} : 1 – $6,0 \pm 0,2$; 2 – $6,5 \pm 0,2$; 3 – $7,5 \pm 0,2$ [Рогожин, 2012]; 4 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 5-6 – разломы (по [Рогожин, 2012]): 5 – региональные; 6 – локальные; 7 – зоны ВОЗ Большого Кавказа, представленные в параграфе 2.1; 8 – города.

Таким образом, форма и конфигурация выделенных зон ВОЗ достаточно сходна с ПОЗ. Важные отличия зон ВОЗ от ПОЗ связана с исходными данными об активных разломах. Нами выбрана сетка активных разломов, приведенная в базе данных [Zelenin et al., 2022], которая охватывает всю территорию России и разработана в рамках единого методического подхода. Это обеспечивает воспроизводимость результатов. В целом все вышеизложенное подтверждает применимость предлагаемого методического подхода, описанного в Главах 1 и 2 диссертации.

Сахалин

Схема зон ВОЗ Сахалина сопоставлена с ЛДФ-моделью, приведенной в [Оскорбин, 1997] (рисунок 2.4.2). Зона ВОЗ № I проходит через 2 сейсмогенные зоны – с $M_{max}=5,5$ и $M_{max}=6$, а также затрагивает линеамент с $M_{max}=7,5$. Конфигурация зоны ВОЗ № I сходна с контурами сейсмогенной зоны с $M_{max}=6$. В пределах этой же сейсмогенной зоны расположена ВОЗ № VIII с $M_{max}=6,6$, через которую проходит тот же линеамент с $M_{max}=7,5$. Он не входит в базу данных активных разломов [Zelenin et al., 2022]. Зоны ВОЗ № II, V, VI, VII и IX, для которых M_{max} составляют 7,4, 6,9, 6,7, 6,8 и 6,6, соответственно, расположены в пределах сейсмогенных зон с $M_{max}=5,5$ и линеаментами с $M_{max}=7$.

На основе разработанной модели значения M_{max} завышаются в пределах сейсмогенных зон, но более, чем в 2 раза, уменьшается их площадь. При этом в выделенные зоны ВОЗ не попали 3 эпицентра землетрясений с $M_w \in [5,6-6,1]$. Зоны ВОЗ № III и IV с M_{max} 7,2 и 7,6 достаточно значительно (почти на 2 магнитудные единицы) завышают M_{max} в пределах сейсмогенных зон [Оскорбин, 1997]. Это представляется обоснованным и подтверждается магнитудой Углегорского землетрясения 2000 г. M_{max} в пределах зоны ВОЗ № X дискуссионная и требует дополнительных исследований, т. к. в непосредственной близости от нее расположен эпицентр одного сейсмического события с $M_w=5,3$, а рассчитанная M_{max} достигает 7,0. В сейсмогенной зоне этого района $M_{max}=5$.

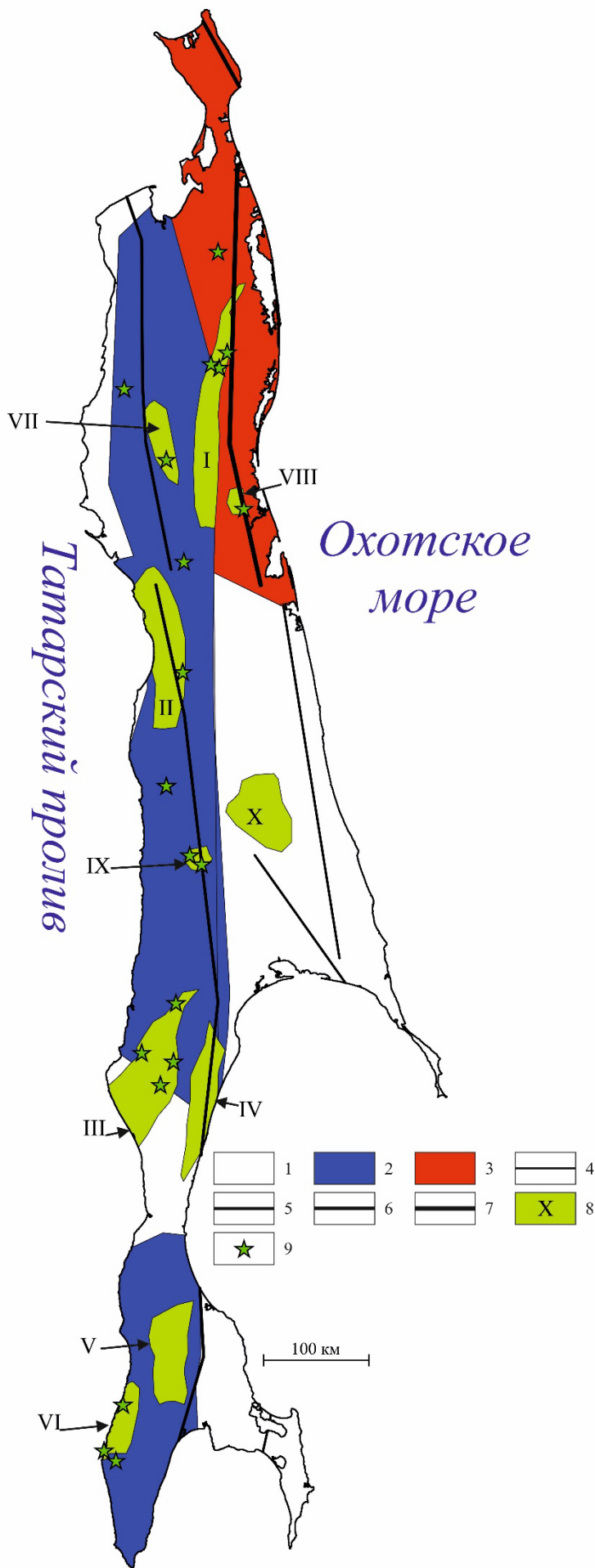


Рисунок 2.4.2. – Схема сопоставления выделенных зон ВОЗ Сахалина с линеаментно-доменно-фокальной моделью (по [Оскорбин, 1997] с изменениями). 1-3 – сейсмогенные зоны с M_{max} : 1 – 5; 2 – 5,5; 3 – 6; 4-7 – линеаменты с M_{max} : 4 – 6; 5 – 6,5; 6 – 7; 7 – 7,5; 8 – зоны ВОЗ и их номера (см. рисунок 2.2.15, таблицу 2.2.5); 9 – землетрясения с $M_w \geq 5,5$.

Алтае-Саянская область

Зоны ВОЗ Алтае-Саянской области сопоставлены с данными о сейсмолинеаментах [Карта..., 2015] из-за отсутствия региональных схем с площадными зонами ВОЗ. Так, через зоны ВОЗ № I и II (рисунок 2.3.28) с $M_{max}=7,9$ проходят сейсмолинеаменты с $M_{max}=7,5-8$. В целом эти зоны ВОЗ имеют схожую с ними конфигурацию. Сейсмолинеаменты с $M_{max}=7$ пересекают зоны ВОЗ № II, IV, V и XII, для которых M_{max} составляет 7,9, 7,5, 7,7 и 6,8, соответственно. Как видно из приведенных значений, различия составляют до 0,9 магнитудных единиц. Чуть меньшее различие между линеаментом с $M_{max}=7,0$ и зоны ВОЗ № XIII с $M_{max}=7,6$. На рассмотренной территории выделено 6 эллипсов, где значение функции принадлежности составляет 0,5 и 11 – где это значение равно 1 [Гвишиани и др., 2021]. Эти эллипсы проинтерпретированы как потенциальные места возникновения землетрясений с $M \geq 6$. Выделенные нами зоны ВОЗ в разной степени «захватывают» 7 из 11 эллипсов с функцией принадлежности 1 и 3 из 6 с функцией принадлежности 0,5.

Сравнение основных методических подходов к выделению зон ВОЗ

Наиболее длительно в строительных нормах использовалась ЛДФ-модель к картам 1997 г. (рисунок 2.4.3А, 2.4.4.А, 2.4.5.В). В ОСР-97 рассмотрены линеаменты и домены – «квазиоднородные в тектоническом и геодинамическом отношении объемы геологической среды, характеризуются рассеянной сейсмичностью» [Комплект..., 1999]. Однако в записке к карте ОСР-97 не рассмотрена терминология и исходные данные, положенные в основу ЛДФ-модели. Например, не проанализирован важный методический вопрос о том, на основании каких геолого-геофизических материалов и в каком масштабе необходимо выделять линеаменты. Кроме того, приведенные в ЛДФ-модели линеаменты нередко крестообразно пересекают друг друга. По определению, по активному разлому происходят смещения [Wallace, 1949; Геологический..., 2025], которые должны быть в большинстве случаев видимы

в узлах крестообразного пересечения линеаментов. Исключением могут служить разломы с незначительной амплитудой горизонтальных смещений (которая может быть не видна в региональном масштабе) или разломы, по которым происходили только вертикальные подвижки. В связи с этим возникает вопрос о тектонической интерпретации сейсмолинеаментов, которым могут соответствовать как активные разломы, так и линейные элементы, вдоль которых ориентированы эпицентры землетрясений. Отметим также недостаточную определенность термина «рассеянная сейсмичность», который не предполагает строгого алгоритма выделения областей ее проявления. По мнению автора, недостаточная проработанность этих методических аспектов затрудняет воспроизводимость разработанных ЛДФ-моделей другими исследователями.

В [Комплект..., 1999] приведена схема сейсмогеодинамики и сейсмичности Северной Евразии. В ней произведено разделение территории на сегменты и регионы, которое во многих случаях не согласуется с геологическими данными. Например, Восточно-Европейский сегмент разделен на Восточно-Европейский и Прибалтийский регионы. При этом границы обоих регионов включают области как плитной части Восточно-Европейской платформы, так и Балтийского щита. В состав Иран-Кавказ-Анатолийского региона включены не только горно-складчатые сооружения, но и Скифская молодая плита с фундаментом герцинского возраста. Западно-Сибирский регион включает часть Восточной Сибири с архей-протерозойским фундаментом. Это позволяет предположить, что регионализация выполнена исходя из зон ответственности филиалов ФИЦ ЕГС РАН.

Частично упомянутые методические вопросы проработаны в пояснительной записке к комплекту карт ОСР–2016. Отмечено, что к сейсмолинеаментам относятся крупные активные разрывные нарушения, методика выделения которых описана в работе [Трифонов, Кожурин, 2010]. Однако оценки M_{max} «получены экспертным путем на основе сопоставления оценок, полученных разными сейсмологическими и геологическими методами

с учетом их достоверности» [Общее..., 2025], поэтому такие оценки представляются трудно воспроизводимыми другими исследователями.

Рассмотренная в диссертационной работе методика выделения зон ВОЗ в значительной мере формализована и учитывает данные о конфигурации активных разломов, современном поле напряжений, рельефе. Она предполагает использование относительно небольшого объема исходных данных, поэтому применима для труднодоступных и слабо изученных территорий. Ограничения, связанные с ее использованием, заключатся в том, что она предполагает анализ только малоглубинных (коровых) землетрясений в областях, где не происходило активного вулканизма, оказавшего значительное влияние на рельеф. Эти особенности не позволяют применить разработанный подход для выделения зон ВОЗ ряда сейсмоактивных регионов нашей страны, прежде всего, полуострова Камчатка, где значительная часть эпицентров землетрясения происходит на большой глубине, а вулканизм является одним из главных факторов рельефообразования. Отметим также необходимость дальнейшей апробации методики на примере платформенных территорий со слабо расчлененным рельефом.

Сопоставляя ЛДФ-модели Большого Кавказа, Сахалина и Алтае-Саянской области, отметим, что конфигурация линеаментов, положенных в основу карт ОСР-97 и ОСР-2016, сходны. Определенные отличия наблюдаются в конфигурации доменов, прежде всего, в пределах Алтае-Саянской области. Представленные в диссертационной работе схемы зон ВОЗ значительно отличаются от доменов, показанных на обеих картах ОСР, однако значения M_{max} в пределах зон ВОЗ и доменов достаточно близки. Это утверждение справедливо для зон ВОЗ № I, II, VI-VII на о. Сахалин. В пределах Большого Кавказа части линеаментов, положенных в основу карты ОСР-2016, соответствуют зоны ВОЗ, где значения M_{max} на 1,5-2 магнитудных единицы меньше по сравнению с ОСР. В пределах Алтае-Саянской области основное отличие связано с зоной ВОЗ № VIII, где значения M_{max} ниже на 0,5-0,8

магнитудных единицы по сравнению с ЛДФ-моделью к карте ОСР-2016 (рисунки 2.4.3–2.4.5).

В целом в мировой практике нет однозначного подхода к сейсморайонированию и выделению зон ВОЗ. В [Clark, 2006] оконтуривание сейсмических доменов Австралии предложено проводить на основе неотектонических данных, прежде всего, конфигурации активных разломов (не линеаментов). Домены выделяются с учетом различий основных параметров разломов (протяженности, кинематики и др.) и их сейсмической активности. В этой же работе рассмотрено несколько вариантов оценки сейсмической опасности. Они предполагают проведение компьютерного моделирования, использование неотектонических и палеосейсмологических данных, анализ современной площадной деформации. Эти результаты использованы для построения карты сейсмической опасности [Allen et al., 2018]. Согласно [Delvaux et al., 2017], в основу выделения зон сейсмических источников должны быть положены данные, отраженные на геологических картах и картах неотектоники. При недостаточной изученности активных разломов выделение сейсмических источников может быть основано на анализе повторяемости землетрясений, описываемой законом Гутенберга-Рихтера. В [Hók et al., 2016] рассмотрена модель сейсмических источников (по своей сути – ЛДФ-модель) территории Словакии, в основу которой положены унифицированный сейсмический каталог (все магнитуды приведены к M_w) и данные о напряженно-деформированном состоянии геосреды. Под сейсмодоменом понимается объем земной коры с гомогенными геодинамическими характеристиками, при выделении которого учитываются в т. ч. особенности тектонического районирования. В [Meletti et al., 2008] для построения моделей затухания на территории Италии предложено в качестве исходных материалов использовать информацию о кинематике активных разломов и типе напряженно-деформированного состояния. Методика построения карты сейсмических источников Швейцарии рассмотрена в

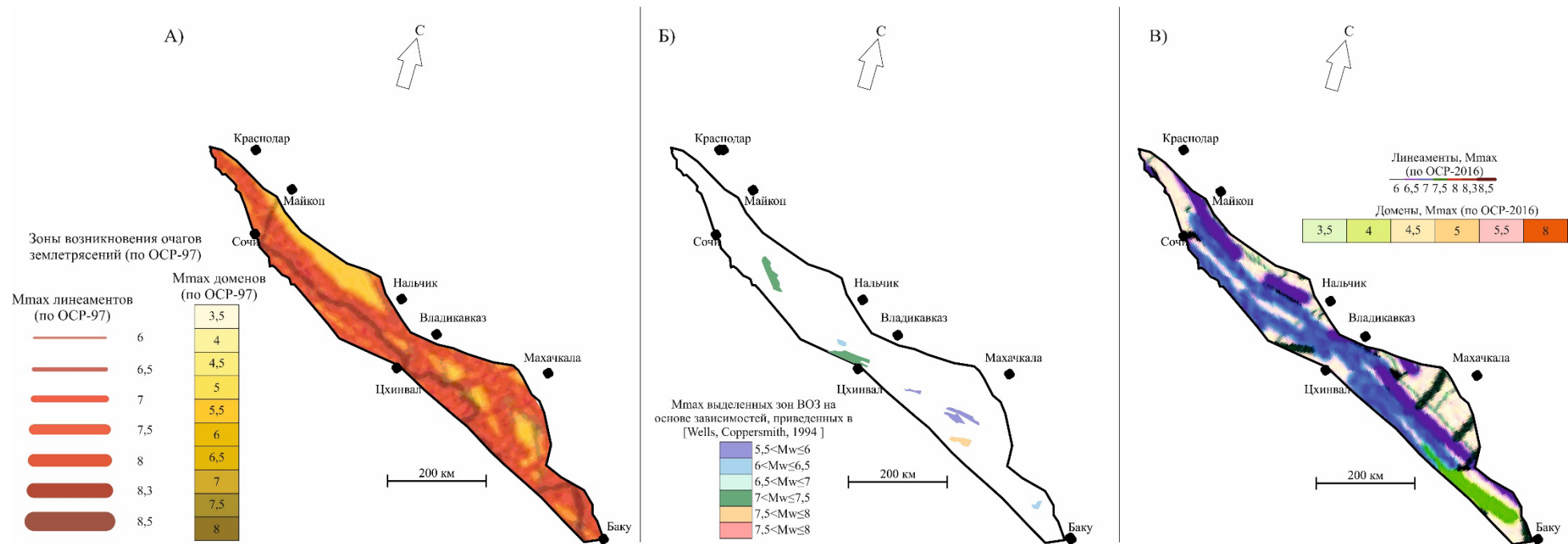


Рисунок 2.4.3. – Схемы зон ВОЗ Большого Кавказа: А – входящих в комплект карт ОСР-97; Б – выделенные в ходе проведенного исследования (доля занимаемой площади региона – 6%); В – входящие в комплект карт ОСР-2016.

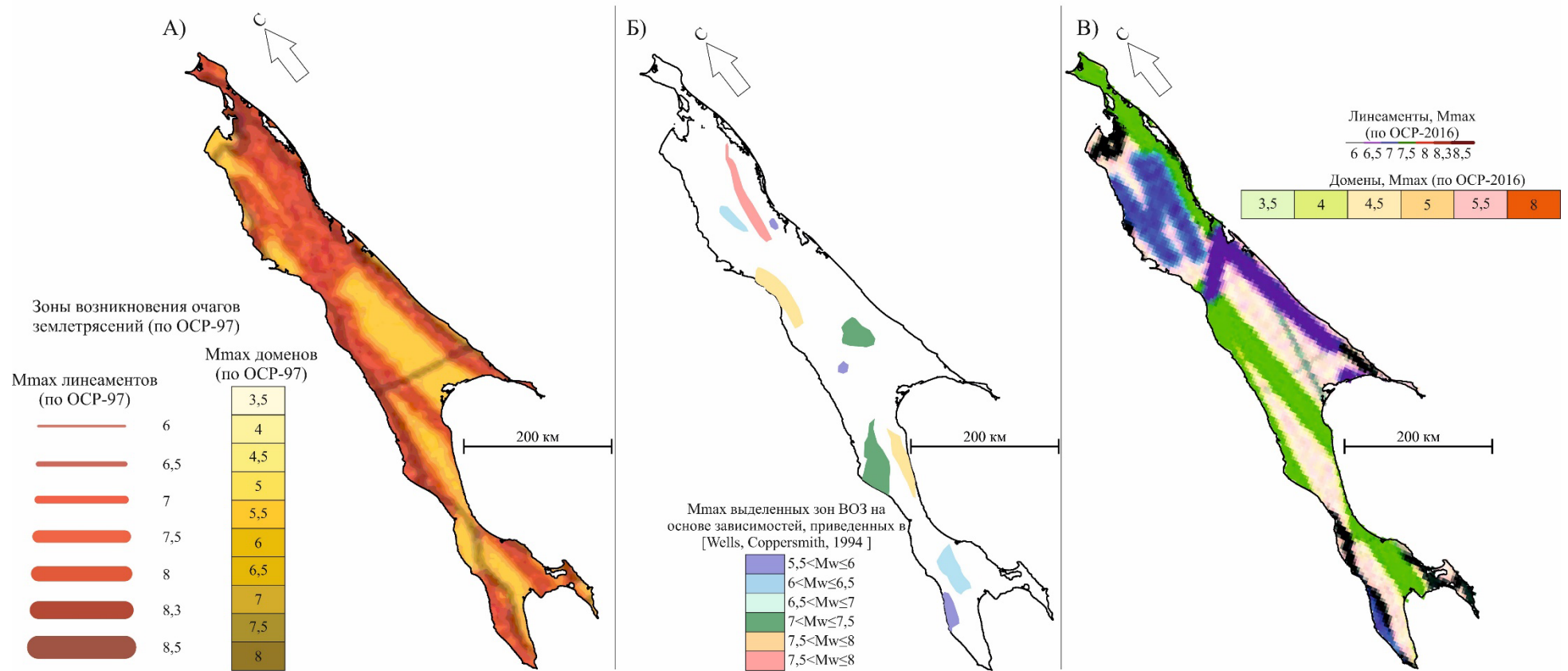


Рисунок 2.4.4. – Схемы зон ВОЗ Сахалина: А – входящих в комплект карт ОСР-97; Б – выделенные в ходе проведенного исследования (доля занимаемой площади региона – 14%); В – входящие в комплект карт ОСР-2016.

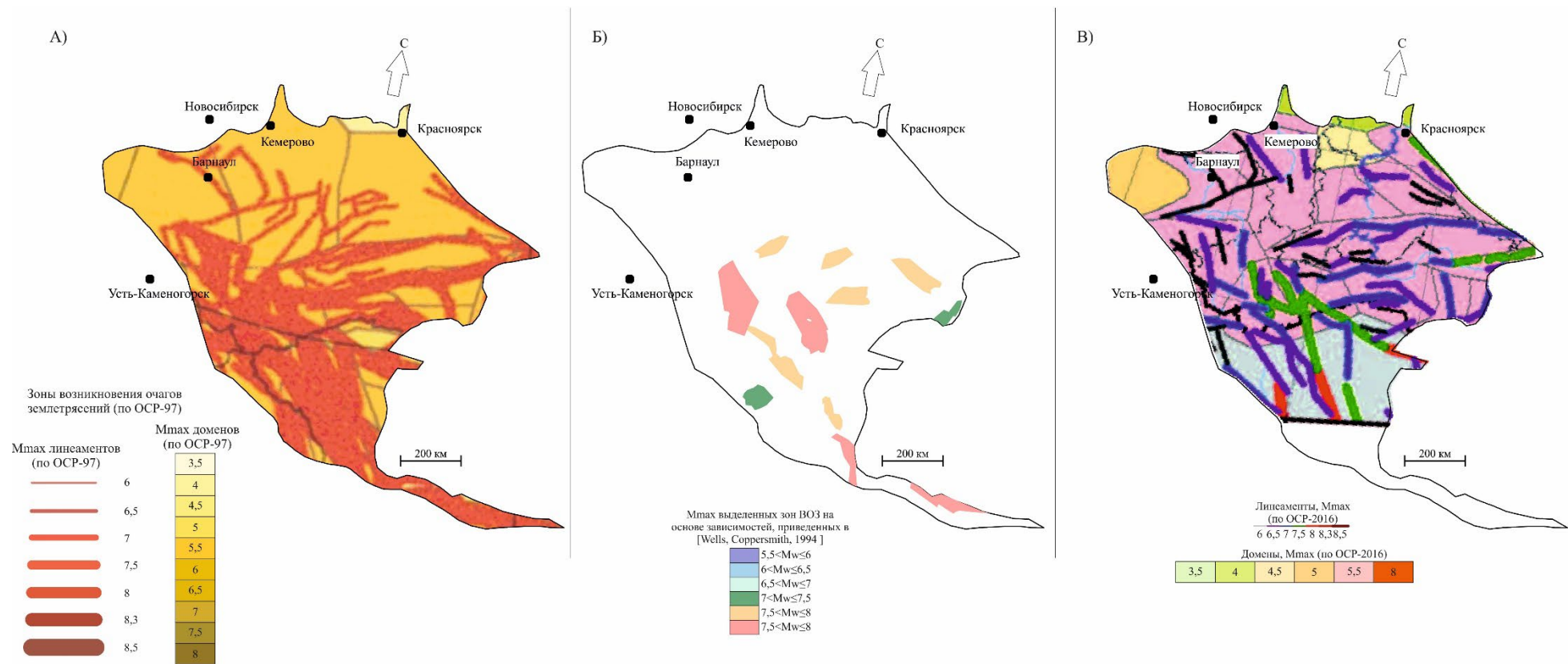


Рисунок 2.4.5. – Схемы зон ВОЗ Алтае-Саянской области: А – входящих в комплект карт ОСР-97; Б – выделенные в ходе проведенного исследования (доля занимаемой площади региона – 9%); В – входящие в комплект карт ОСР-2016.

[Burkhard, Grünthal, 2009]: их выделение с использованием логических деревьев предполагает анализ величины максимального горизонтального напряжения, конфигурации активных разломов и тектонических единиц регионального и локального масштабных уровней.

Таким образом, можно сделать вывод об общей тенденции в развитии подходов к сейморайонированию, которая заключается в формализации алгоритмов выделения зон сейсмических источников, использовании технологий машинного обучения, комплексировании большого объема геолого-геофизических данных. В отечественной литературе, например, [Шебалин и др., 2022], обоснована необходимость совершенствования подходов к оценке сейсмической опасности. Согласно [Шебалин и др., 2024], выбор границ доменов и зон ВОЗ в принципе не имеет однозначного решения, поэтому рассмотренные в диссертационной работе подходы к их выделению на основе формализованных алгоритмов представляются актуальными и практически значимыми.

Выводы по главе 2

В основу ЛДФ-моделей, использованных для создания карт ОСР-97 и ОСР-2016, легли сейсмические каталоги ФИЦ ЕГС РАН и схемы линеаментов. Алгоритмы разработки этих моделей недостаточно формализованы и не учитывают большой объем данных о новейших движениях, напряженно-деформированном состоянии среды, которые в значительной мере влияют на сейсмичность. Предложенный в диссертационной работе подход направлен на выделение зон ВОЗ с учетом данных не только о линеаментах и разломах, но и пликтивных морфоструктурах, напряженно-деформированном состоянии земной коры. Зоны ВОЗ представляют собой площадные объекты, в пределах которых расположены активные разломы. Их протяженность позволяет оценить M_{max} по разным эмпирическим формулам. Апробация этого методического подхода выполнена на примере активных в сеймотектоническом отношении областей – Алтае-Саянской области, о.

Сахалин, Большого Кавказа. Достоверность построенных сеймотектонических моделей обоснована на количественном уровне методом ROC-анализа.

Таким образом, на основании результатов, изложенных в главе 2, обосновано **второе защищаемое положение**: *новые объёмные сеймотектонические модели земной коры областей активного тектоногенеза: Большого Кавказа, Сахалина и Алтае-Саянской области, построенные на основе предлагаемого методического подхода, позволяют выделять зоны возникновения очагов землетрясений в областях активного тектоногенеза.*

Глава 3. Тектоническая раздробленность и морфоструктуры

Анализ удельной длины линеаментов, выполненный по методике Ю.В. Нечаева [2010], позволяет оценить степень тектонической раздробленности геосреды на разной глубине. Аномалии этого параметра связаны с морфоструктурным планом территории, к элементам которого относятся в т. ч. сейсмогенерирующие разломы. Тектоническая раздробленность геосреды связана с проявлениями неотектонических движений и деформаций, поэтому ее изучение значимо для понимания закономерностей новейших структурообразующих процессов.

Проведенные морфометрические исследования территорий Большого Кавказа, Сахалина и Алтае-Саянской области показали блоковое строение каждой территории. Кроме того, ряд параметров, таких как кривизна рельефа и плотность линеаментов, выделенных по методу Н.П. Костенко [1999], показали взаимосвязь с активными разрывными нарушениями.

Задача – установка взаимосвязи между активными разрывными нарушениями, линеаментами (в контексте данной работы, под линеаментами понимаются «слабые» зоны [Костенко, 1999]), и нарушенными формами рельефа. Для решения поставленной задачи рассмотрены методические аспекты тектонической раздробленности, раздробленность Большого Кавказа, острова Сахалин и Алтае-Саянской области.

3.1. Методика оценки тектонической раздробленности

Методика оценки величины тектонической раздробленности Ю.В. Нечаева основана на «тотальном дешифрировании линеаментов», которое может быть выполнено визуально или в автоматизированном режиме в программе Lessa А.А. Златопольского [2011].

Она предполагает расчет удельной длины линеаментов (УДЛ) – отношение суммы длин линеаментов в пределах ячейки к ее площади. Степень раздробленности (К) определяется не только количеством линеаментов, интерпретируемых как выраженные в рельефе мегатрещины, но характером раскрытия трещин. Затем рассчитывается удельная длине линеаментов (l) в

пределах элементарной квадратной ячейки как отношение суммы длин линеаментов в пределах ячейки к ее площади:

$$K = l = C_1 C_2 \frac{\sum l}{S}, \quad (4.1)$$

где l – длина линеамента (м или км), S – площадь элементарной ячейки (м^2 или км^2), C_1 и C_2 – константы, характеризующие среднюю степень раскрытия трещин и относительную их раскрытость. Понимание УДЛ как меры раздробленности среды на глубине основано на эмпирически установленном соответствии трещиноватости одной грани образца кубической формы степени трещиноватости всего образца. В этом случае для оценки раздробленности верхняя часть литосферы разбивается на серию кубических блоков с ребром a [Таскин и др., 2014]. Для небольшой глубины УДЛ в определенном приближении характеризует степень раздробленности на глубине $h=a/2$, где a – размер расчетной ячейки. Варьируя значения a , можно оценить степень раздробленности на разной глубине (рисунок 3.1.1).

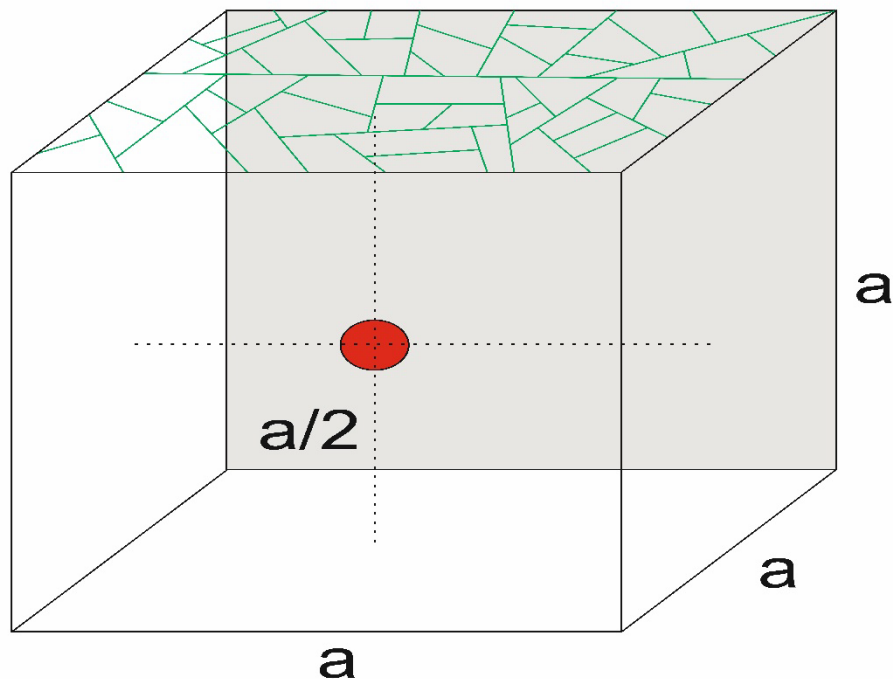


Рисунок 3.1.1. – Пример элементарной ячейки, для которой рассчитывается значение тектонической раздробленности. Зелеными линиями показаны линеаменты, красная точка – геометрический центр ячейки (куба) со стороной a .

Таким образом, для оценки степени тектонической раздробленности на глубине 20 км необходимо рассчитать удельную длину линеаментов (УДЛ) в пределах квадрата со стороной 40×40 км, для глубины 5 км – в пределах квадрата 10×10 км и т. д. Полученная объемная модель степени раздробленности может быть визуализирована в виде серии горизонтальных и вертикальных срезов.

Исходя из размеров исследуемых территорий, были построены горизонтальные и вертикальные срезы поля тектонической раздробленности Большого Кавказа для интервала глубин 5, 10 и 20 км, о. Сахалина – 2,5, 5, 10 и 20 км, Алтае-Саянской области – 10, 20, 30 и 40 км. При построении схем УДЛ интерполяция значений этого параметра выполнена методом кригинга. При построении вертикальных профилей для Большого Кавказа и Сахалина применялся метод интерполяции сплайн, в то время как для Алтае-Саянской области — кригинг. Упомянутые алгоритмы интерполяции подобраны эмпирически, их применение позволяет получить горизонтальные и вертикальные срезы поля тектонической раздробленности высокого качества, удобные для структурной интерпретации. Линии вертикальных профилей были расположены преимущественно вкрест простирания основных разломов [Zelenin et al., 2022], для того чтобы количественно оценить степень их выраженности по резким (градиентным) изменением значений УДЛ. Поправка на рельеф не учитывалась при построении разрезов.

3.2. Тектоническая раздробленность Большого Кавказа

Для территории Большого Кавказа тектоническая раздробленность оценена на глубине 5, 10 и 20 км (рисунки 3.2.1–3.2.3), построено 9 вертикальных профилей. Расстояние между точками вдоль линии профиля составляет 5 км, расстояние между профилями – 150–170 км. На глубине 5 км значения тектонической раздробленности достигают $22 \times 10^{-4} \text{ м}^{-1}$. Основные максимумы простираются вдоль горно-складчатого сооружения Большого Кавказа. Градиентный переход от максимальных к минимальным значениям приурочен к Главному Кавказскому разлому. Средние значения данного параметра по линиям активных разрывных нарушений составляет $7,5 \times 10^{-4} \text{ м}^{-1}$, что незначительно меньше медианы для УДЛ на данной глубине ($7,9 \times 10^{-4} \text{ м}^{-1}$).

На глубине 10 км (рисунок 3.2.2) значения УДЛ могут достигать $10 \times 10^{-4} \text{ м}^{-1}$, при медианном значении $5,2 \times 10^{-4} \text{ м}^{-1}$ и границе четвертого квартиля в $5,9 \times 10^{-4} \text{ м}^{-1}$. В целом, рисунок положительных и отрицательных аномалий УДЛ становится более генерализованным. Границы основных разрывных нарушений комформны градиентным зонам данного параметра. По данному глубинному срезу, как наиболее обособленному от влияния эрозионных процессов (с учетом поправок за рельеф), были выделены предположительные активные разрывные нарушения. Среднее значение УДЛ для предполагаемых разломов составляет $5,2 \times 10^{-4} \text{ м}^{-1}$, т.е. соответствует медиане, в то время на глубинном срезе 20 км (рисунок 3.2.3) эти разломы не выражены.

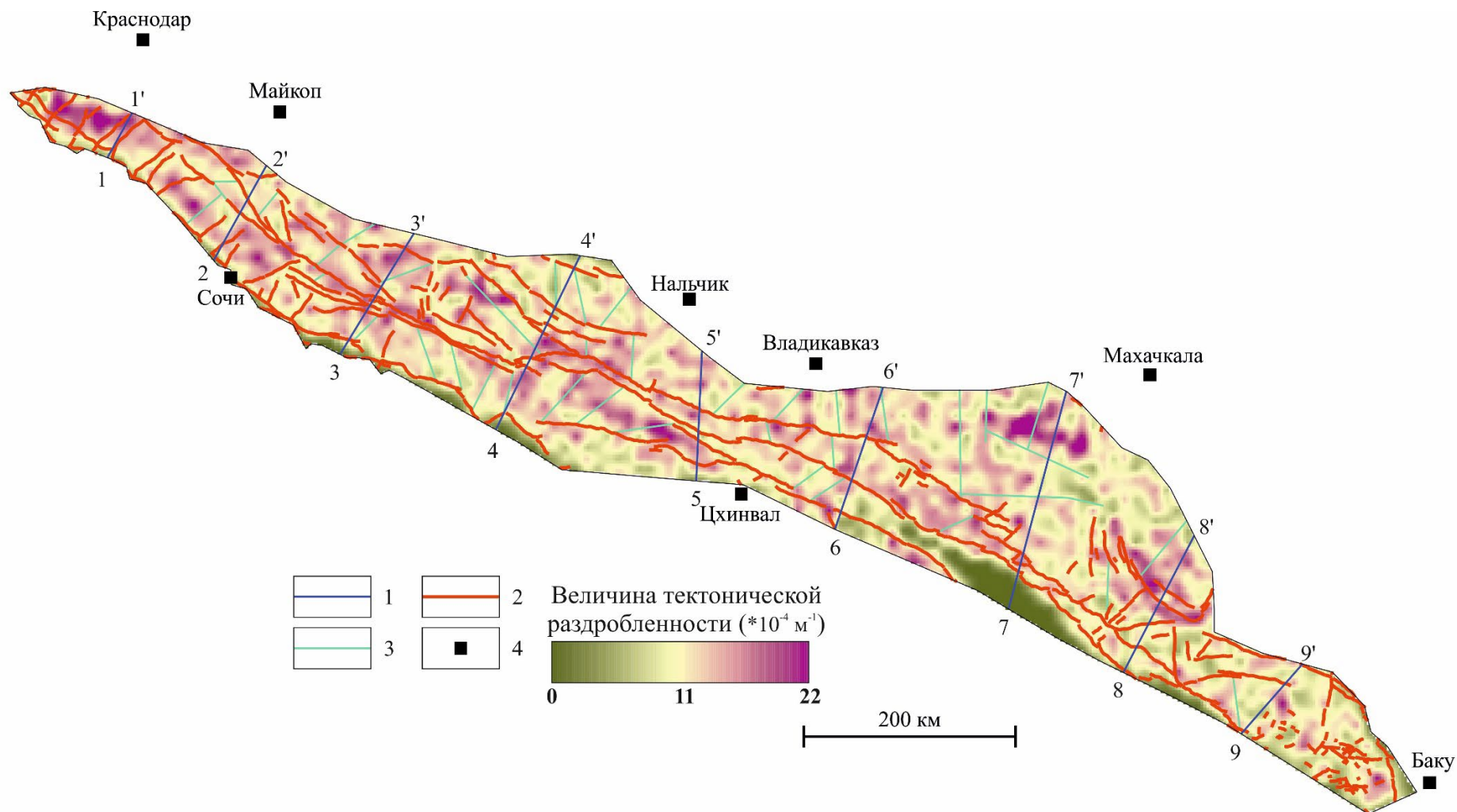


Рисунок 3.2.1. – Схема площадного распределения тектонической раздробленности для глубины 5 км. 1 – линии профилей тектонической раздробленности; 2 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 3 – предполагаемые активные разломы, выделенные по глубинном срезе в 10 км; 4 – города.

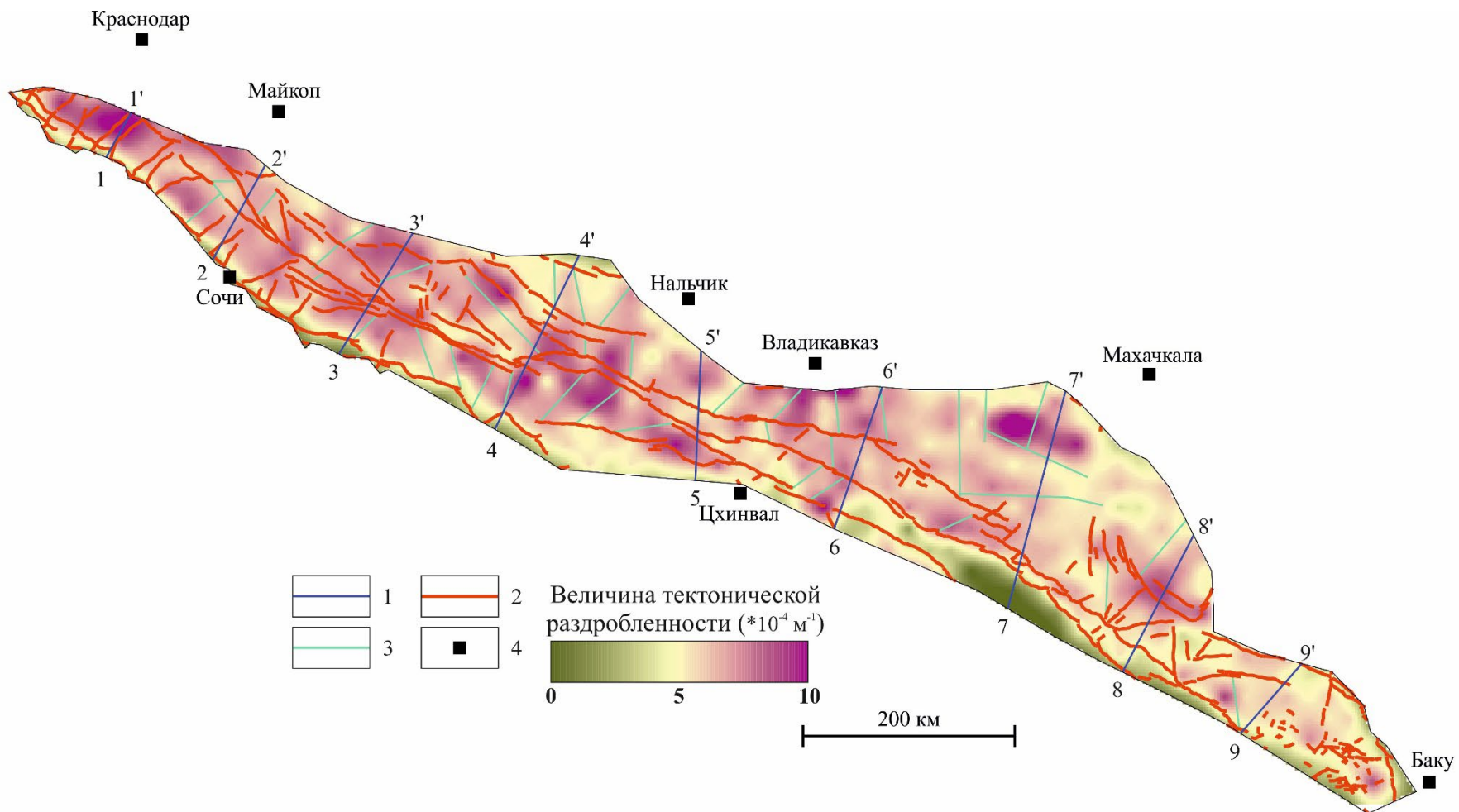


Рисунок 3.2.2. – Схема площадного распределения тектонической раздробленности для глубины 10 км. 1 – линии профилей тектонической раздробленности; 2 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 3 – предполагаемые активные разломы, выделенные по глубинном срезе в 10 км; 4 – города.

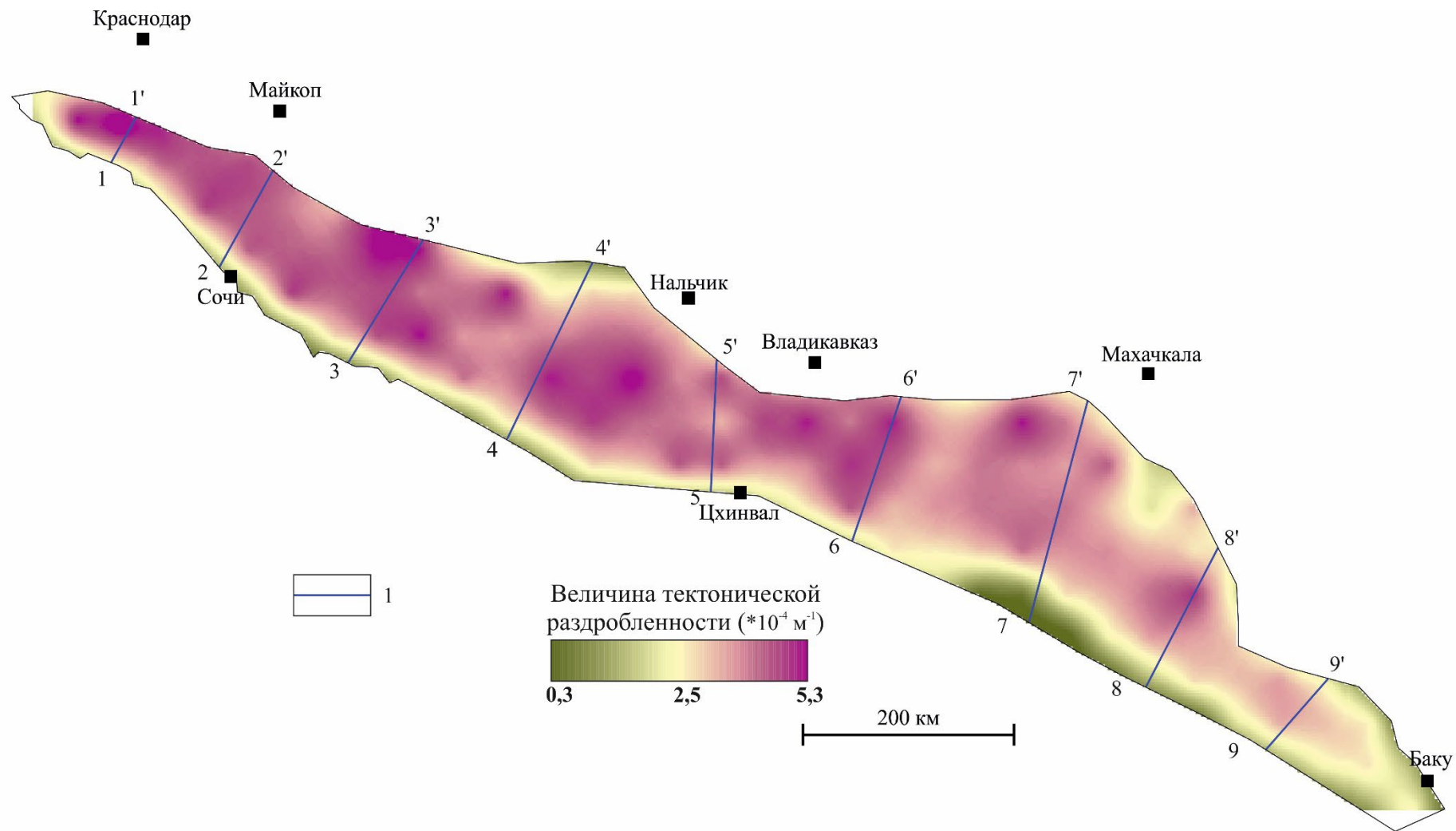


Рисунок 3.2.3. – Схема площадного распределения тектонической раздробленности для глубины 20 км. 1 – линии профилей тектонической раздробленности.

Первый профиль (1-1') расположен на северо-западной оконечности Большого Кавказа (рисунок 3.2.4). На нем выражен 1 активный разлом и 2 линеамента. При выделении этих линейных элементов по характеру изменения УДЛ сделано предположение об их направлении и угле падения. На остальных профилях линеаменты и разломы показаны вертикальными линиями.

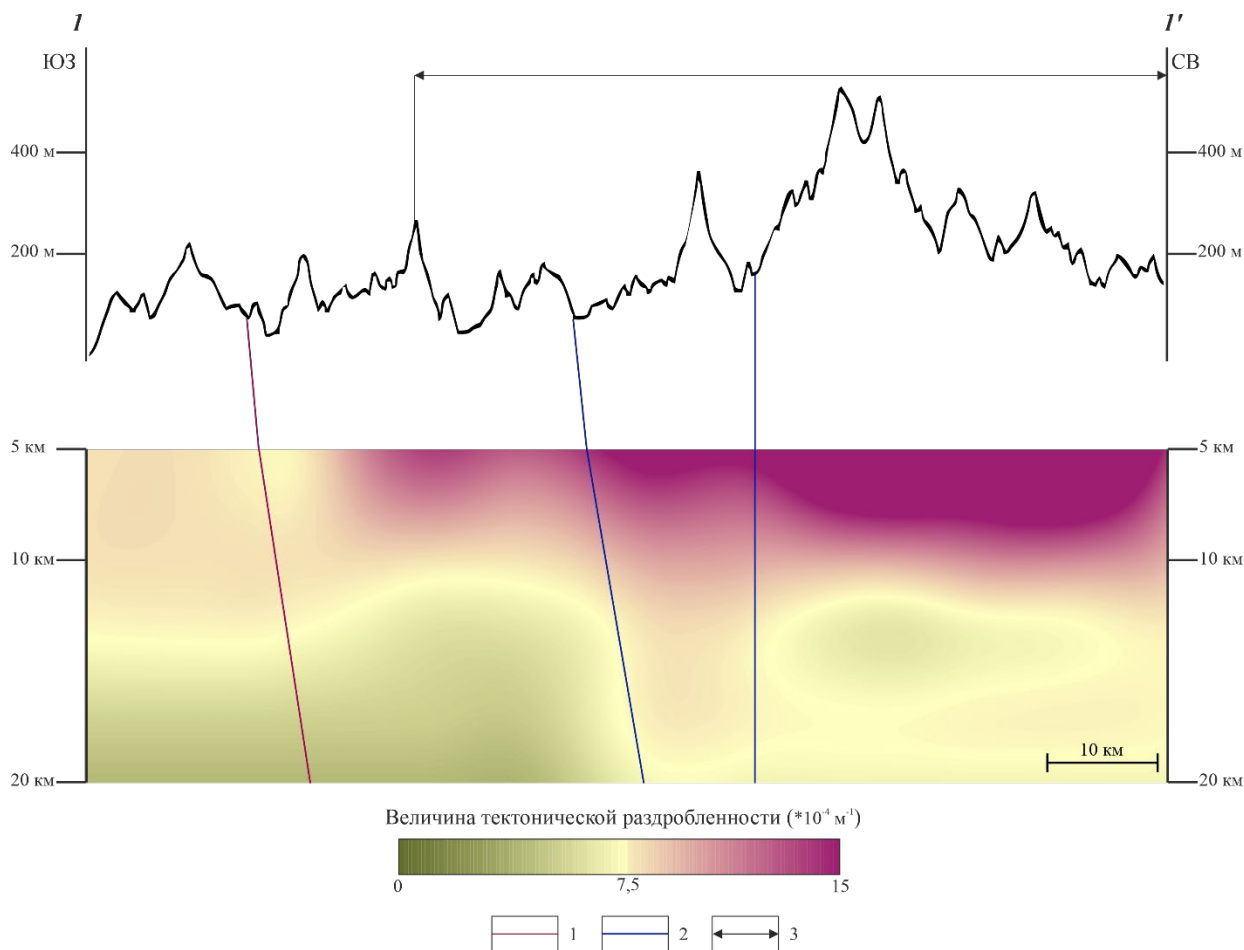


Рисунок 3.2.4. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 1-1'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

Начиная с глубины 20 км наблюдается расположенная в центральной части профиля положительная аномалия УДЛ, с которой может быть связано региональное поднятие, а по приповерхностным максимумам УДЛ и с учетом рельефа выделяются контуры локального новейшего поднятия.

На профиле 2-2' выражено 4 активных разлома (80% от общего количества разломов, пересекающих линию профиля) и 5 линеаментов показал

(**рисунок 3.2.5**). Высокие значения УДЛ в целом соответствуют возвышенным участкам рельефа. Локальным понижениям в верхней части профиля на глубине 5 км соответствуют отрицательные формы рельефа.

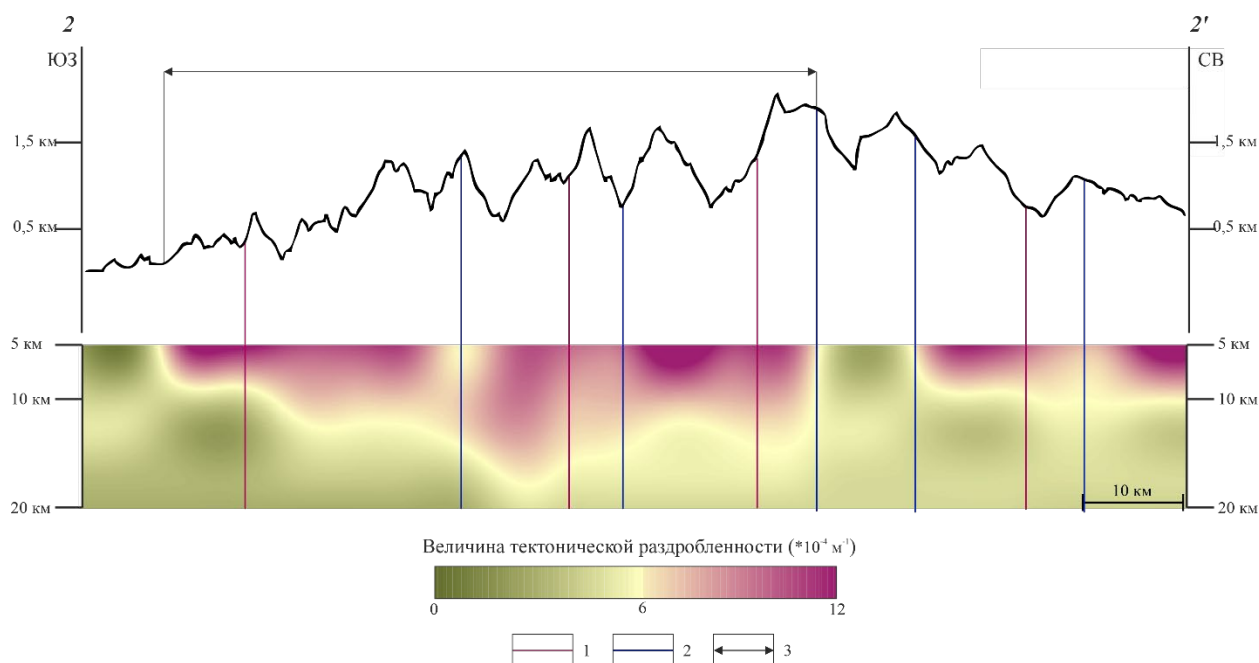


Рисунок 3.2.5. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 2-2'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

На профиле 3-3' (**рисунок 3.2.6**) выражены 4 разлома (57% от общего количества) и 5 линеаментов. Отметим их приуроченность к отрицательным формам рельефа и склонам. Под осевой зоной поднятия, расположенного в южной части профиля, наблюдается положительная аномалия УДЛ до глубины 15-17 км.

На профиле 4-4' выражены 7 активных разломов (75% от общего количества), 8 линеаментов и границы 3 новейших поднятий, разделенных локальными понижениями (**рисунок 3.2.7**). Отметим, что самое южное поднятие, которому соответствует положительная аномалия УДЛ, слабо выражено в рельефе. Это может быть объяснимо интенсивной эрозией.

Профиль 5-5' ориентирован субмеридионально, на нем выражены все 4 разрывных нарушения и 5 линеаментов. (**рисунок 3.2.8**). Здесь наибольшие

значения сосредоточены под северным поднятием (из трех выделенных) и доходят до глубины в 15 км.

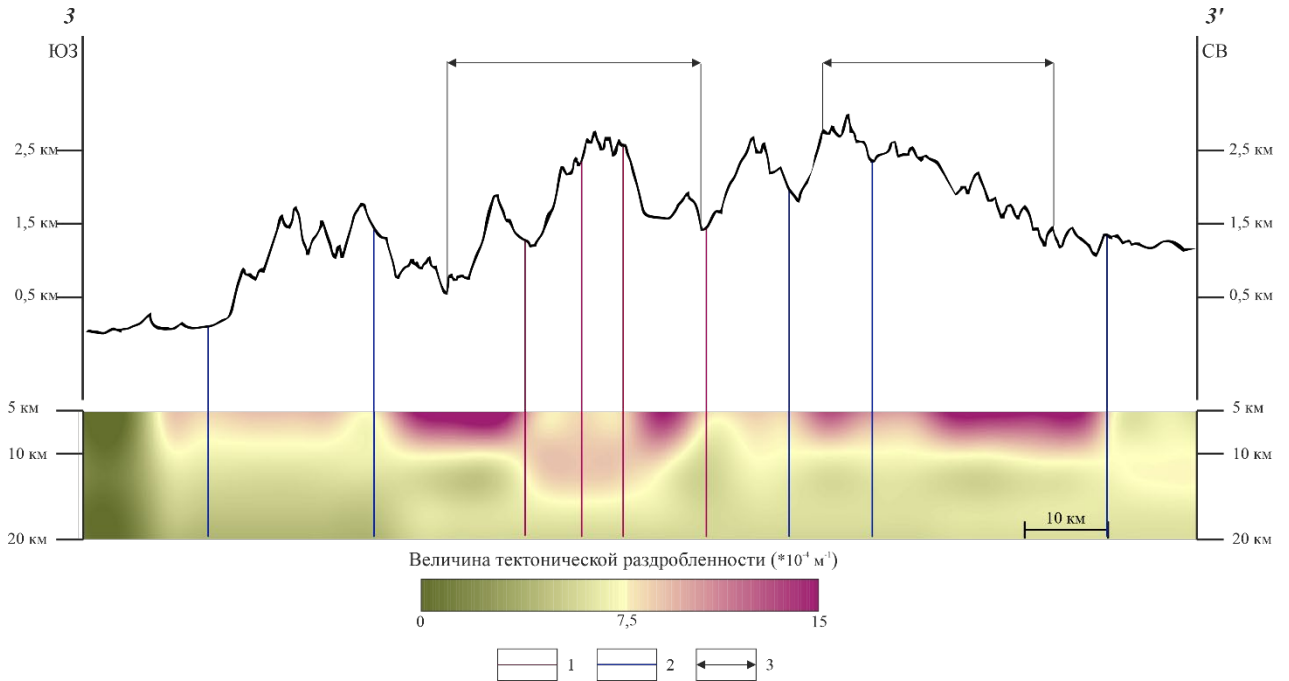


Рисунок 3.2.6. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 3-3'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

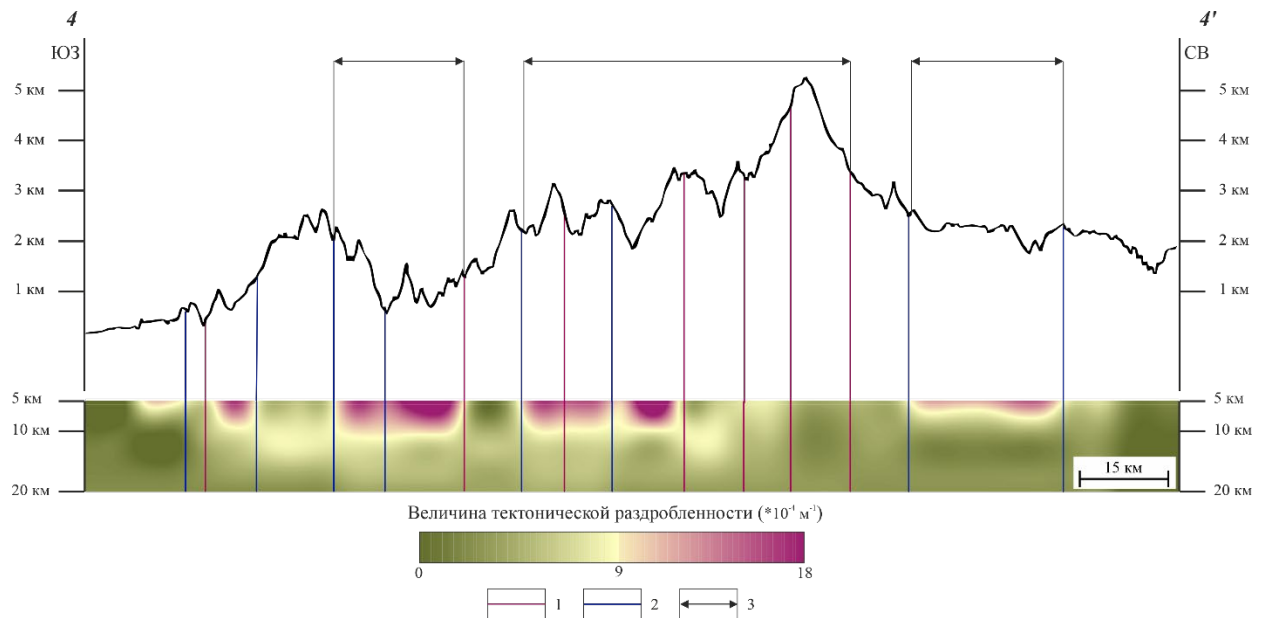


Рисунок 3.2.7. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 4-4'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

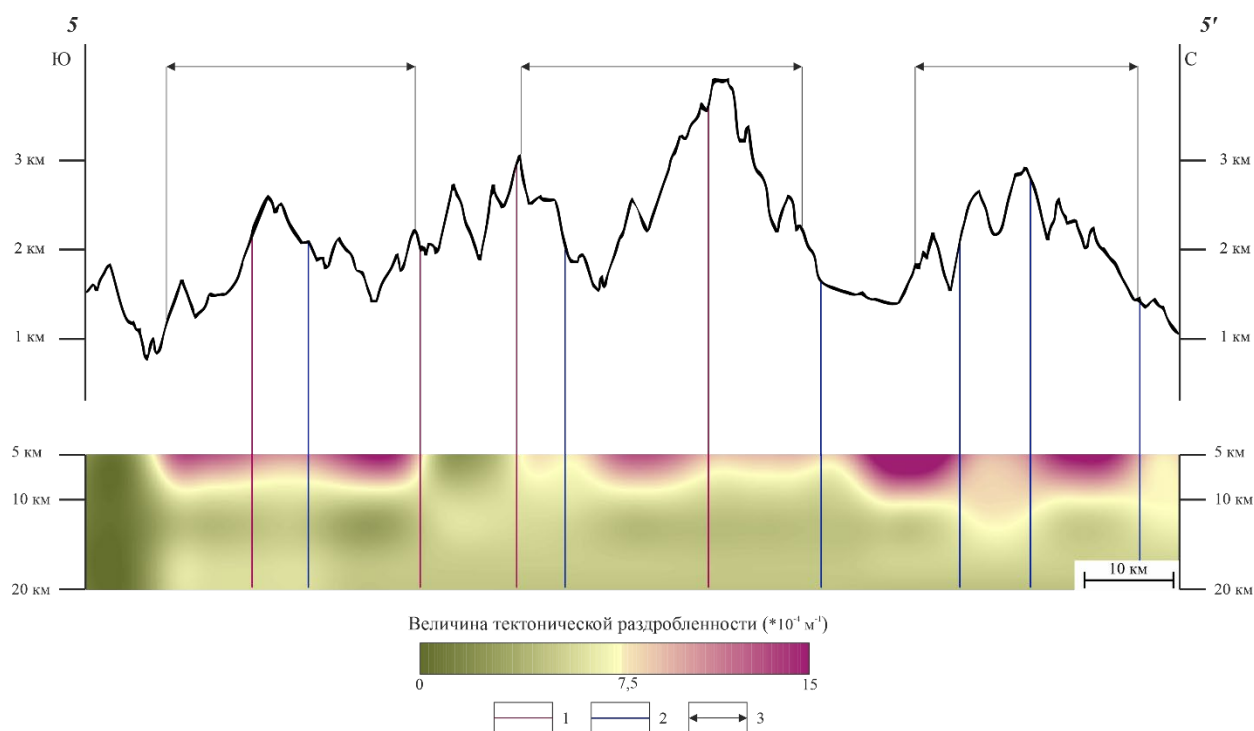


Рисунок 3.2.8. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 5-5'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

Анализ профиля 6-6' позволил выделить предполагаемые границы 6 локальных новейших поднятий, 3 разрывных нарушения и 10 линеаментов (рисунок 3.2.9). Большинство разломов и линеаментов приурочено к отрицательным формам рельефа и склонам, маркируя, в ряде случаев, границы поднятий.

На самом протяженном профиле 7-7' по градиентным зонам УДЛ выделены 2 разлома (66% от общего количества), 13 линеаментов и границы поднятий, исключая самое южное из них (рисунок 3.2.10). В пределах 2 северных поднятий заметны понижения в рельефе при снижении значения УДЛ. Вероятно, они связаны с влиянием экзогенных процессов на рельеф.

В центральной части профиля 8-8' наблюдается область повышенных значений УДЛ, которая прослеживается до глубины ~15 км, хорошо выражены пликативные структуры, 4 разлома (80% от общего количества) и 5 линеаментов. В пределах локальных участков, где на глубине 5 км появляются

небольшие области пониженных значений УДЛ, заметны понижения высот рельефа (рисунок 3.2.11).

На самом южном профиле 9-9' (рисунок 3.2.12) выражены 2 разлома (100% от общего количества), а в его осевой части видна положительная аномалия УДЛ.

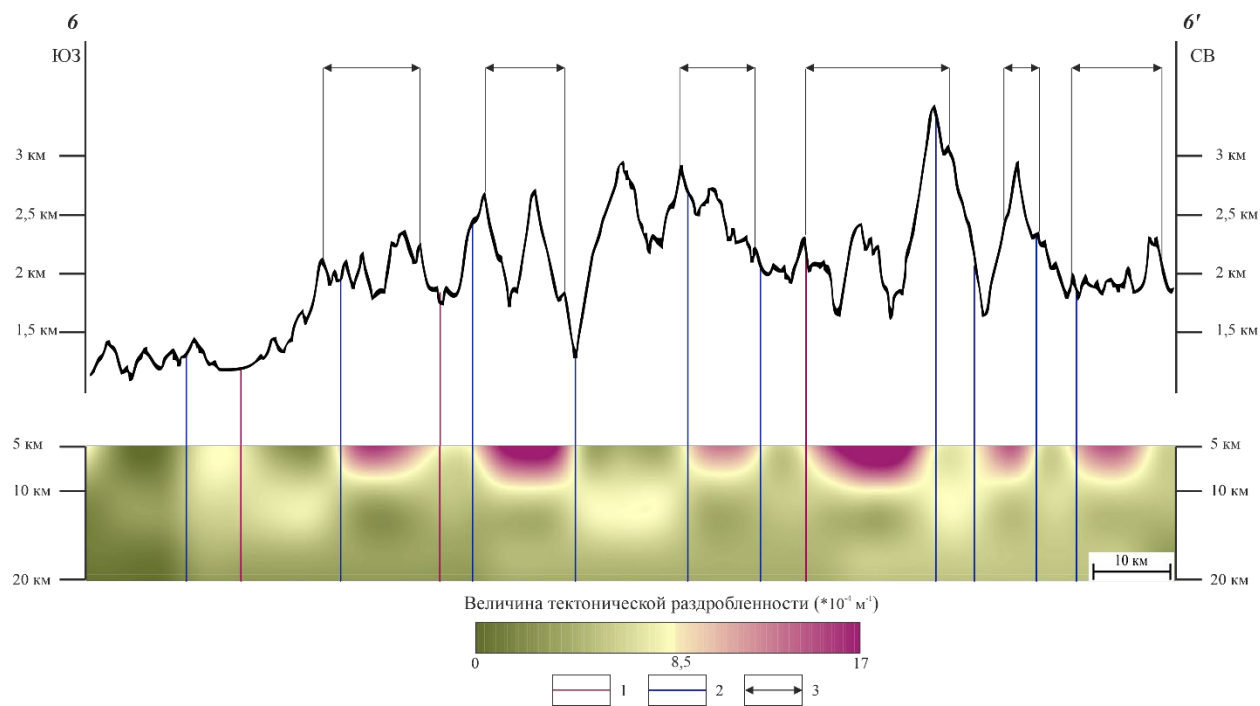


Рисунок 3.2.9. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 6-6'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

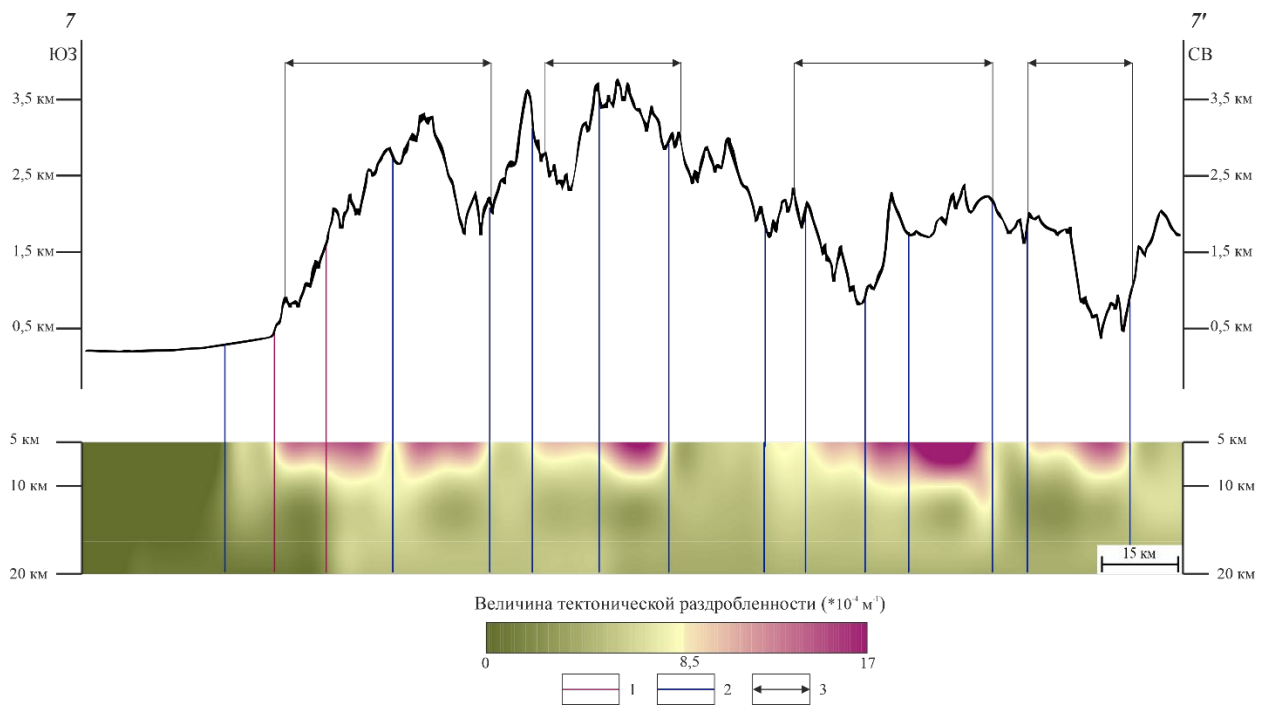


Рисунок 3.2.10. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 7-7'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

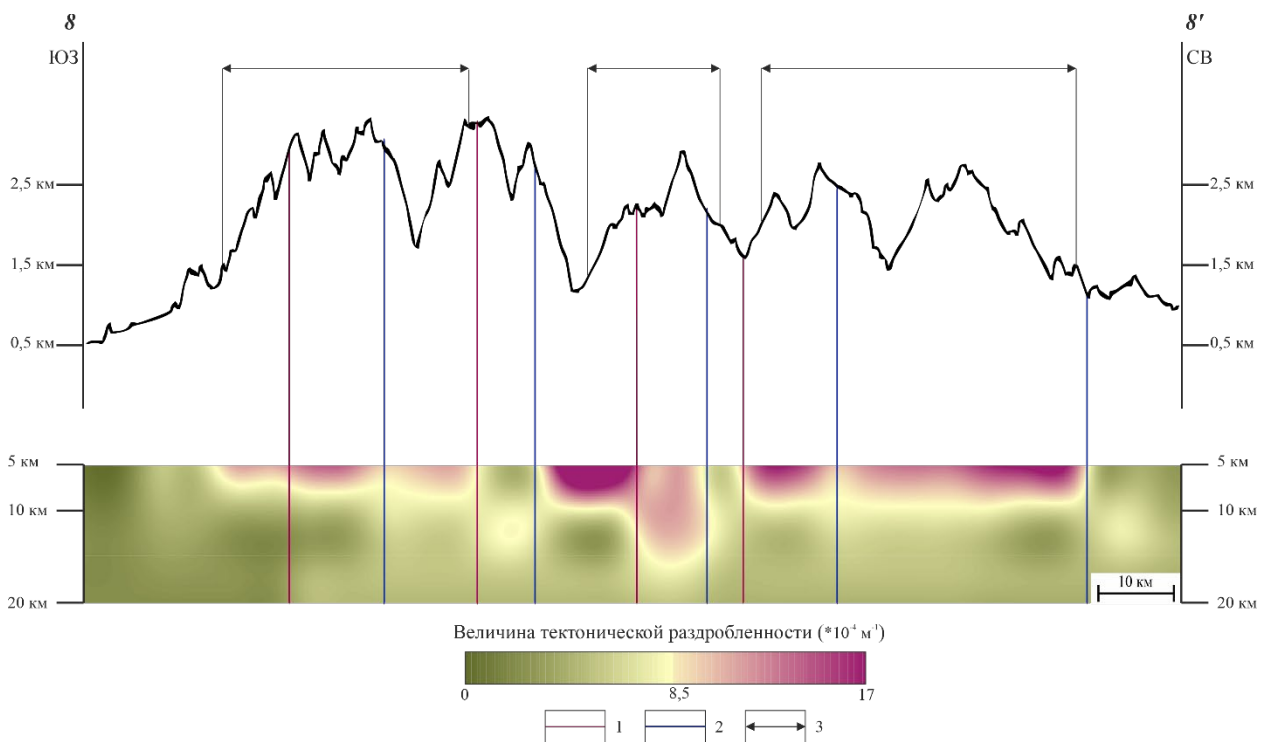


Рисунок 3.2.11. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 8-8'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

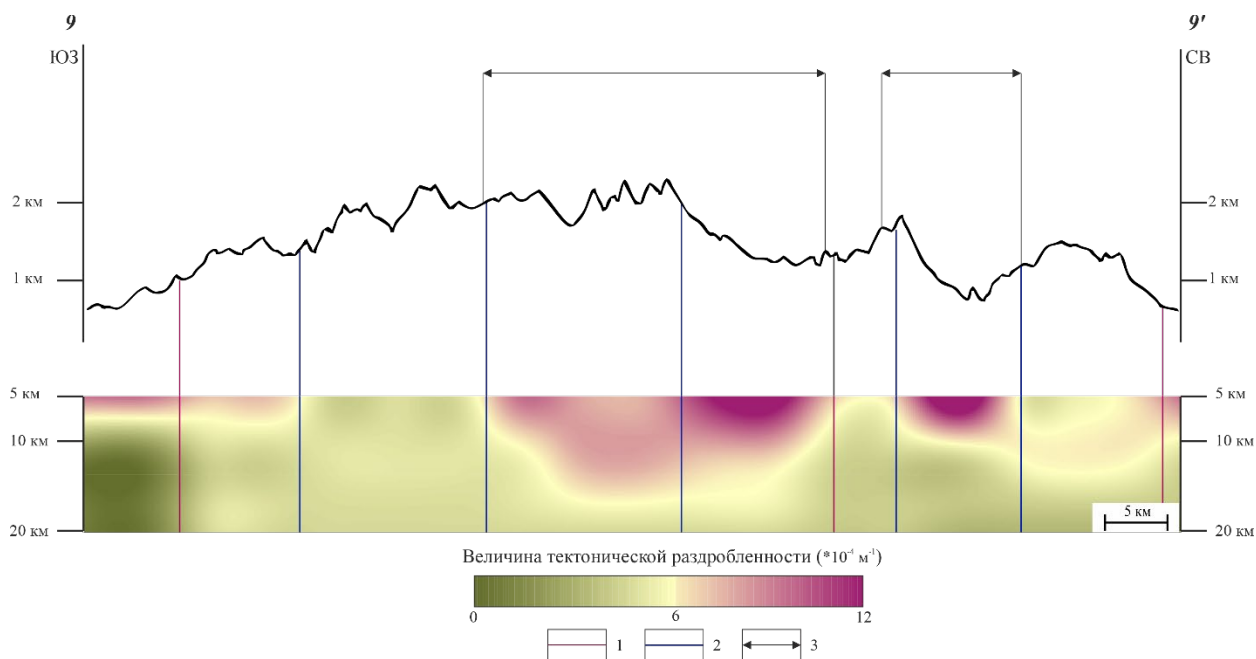


Рисунок 3.2.12. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 9-9'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

Таким образом, на профилях 2–2' – 8–8' 80% активных разрывных нарушений приурочены к градиентным зонам УДЛ. Для всех построенных это значение достигает 84%, однако на профилях 1–1' и 9–9', по-видимому, наблюдается краевой эффект, поэтому значение 80% можно принять как наиболее достоверное.

Все профили, исключая 5–5', ориентированы вкрест простирания оси максимального сжатия, поэтому образование выделенных на них поднятий объяснимо поперечным сжатием Большого Кавказа под влиянием Аравийского индентора.

3.3. Тектоническая раздробленность острова Сахалин

Для территории Сахалина построено 6 поперечных профилей, характеризующих тектоническую раздробленность на глубине от 2,5 до 20 км. Их расположение приведено на [рисунке 3.3.1](#). Большинство линеаментов расположено в пределах региональных неотектонических поднятий и маркирует активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]. Характер распределения положительных и отрицательных аномалий УДЛ по площади подчеркивает сводово-блоковое строение острова, элементами которого являются как региональные пликативные структуры, так и расположенные в их пределах локальные поднятия, и впадины. Наибольшие значения УДЛ связаны с поднятиями, а зоны их градиентного изменения сходны с конфигурацией активных разрывных нарушений.

Интересно, что на глубинном срезе 10 км высокие значения УДЛ локализованы в пределах Тымь-Поронайской мегавпадины. Это объяснимо большим количеством водотоков в ее пределах: спрямленные участки гидросети выделяются как линеаменты. Исходя из конфигурации линеаментов и по градиентным изменениям значений УДЛ выделены предполагаемые активные разломы ([рисунок 3.3.2](#)).

Можно заметить, что в данном глубинном срезе активные разрывные нарушения лучше согласуются с градиентами данного параметра, чем в случае среза 5 км. По этой причине, а также ввиду большей генерализованности данного среза, по градиентным зонам УДЛ на глубине 10 км были выделены предполагаемые активные разрывные нарушения. Отметим, что они являются сугубо экспертными, но при их выделении сохранялась общая связь с достоверными разломами. Кроме того, предполагаемые разломы – это выраженные «слабые» зоны, ввиду чего, они не везде соответствуют градиентам.

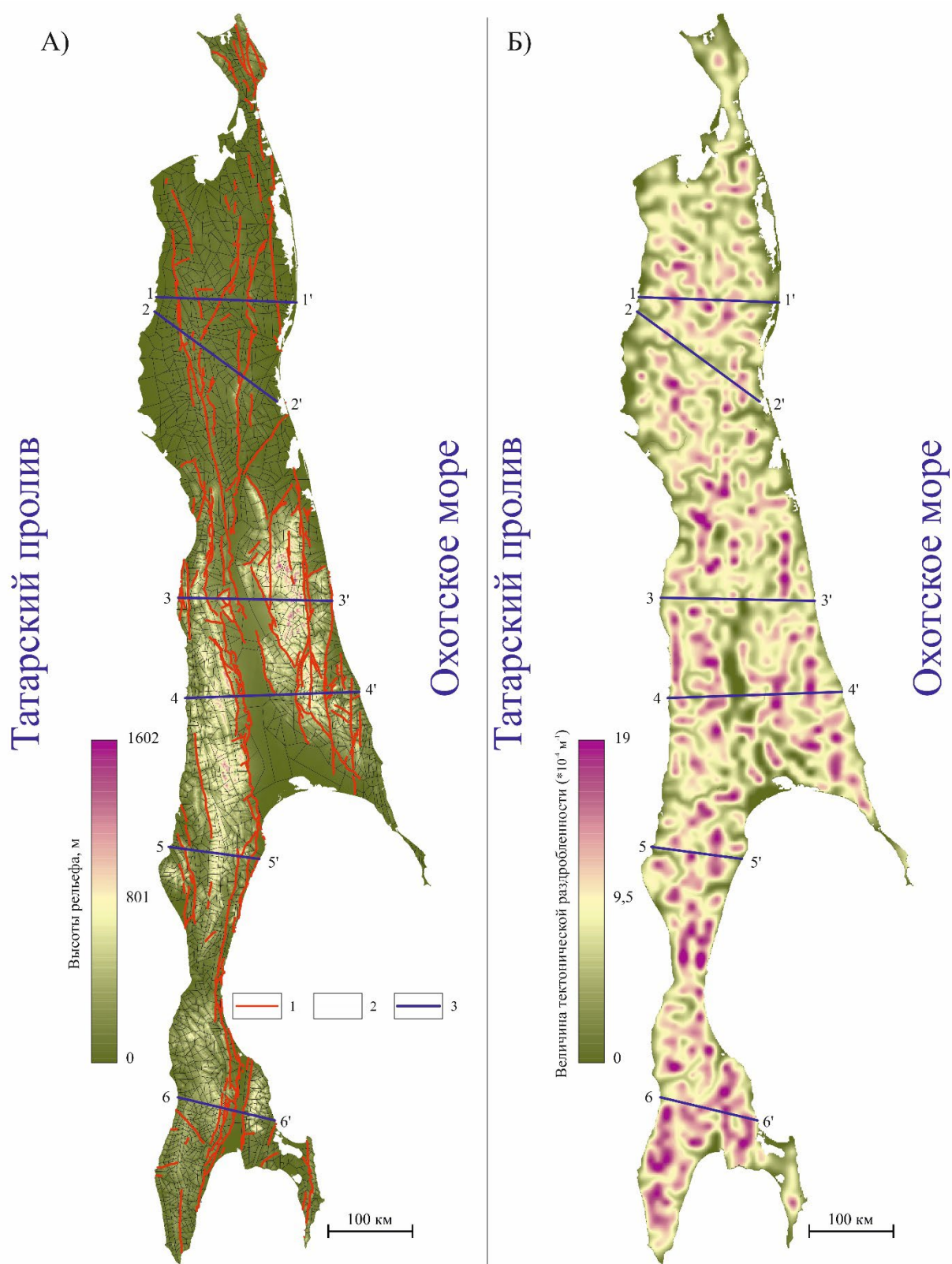
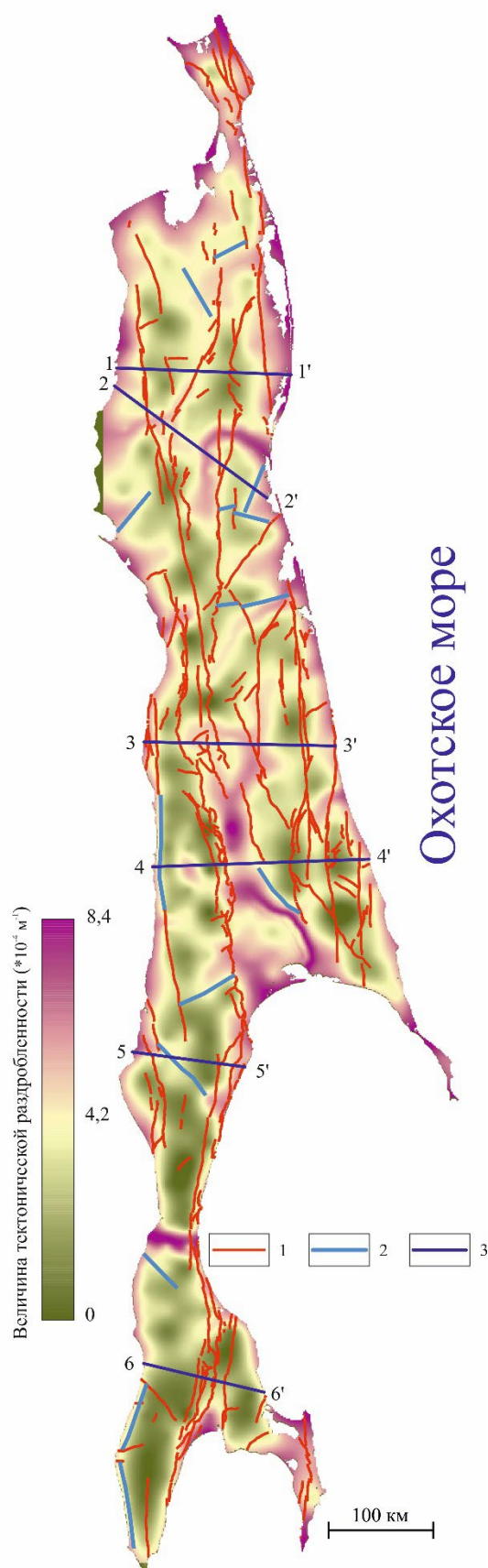


Рисунок 3.3.1. – Схемы положения профилей тектонической раздробленности на цифровой модели рельефа с выделенными линеаментами (А) и площадного распределения тектонической раздробленности на глубине 5 км (Б). 1 – активные разрывные нарушения (по [Zelenin et al., 2022]); 2 – линеамента; 3 – профили тектонической раздробленности и их номера.

Татарский пролив



Охотское море

Рисунок 3.3.2. – Схема площадного распределения тектонической раздробленности на глубине 10 км. 1 – активные разрывные нарушения (по [Zelenin et al., 2022]); 2 – предполагаемые активные разломы; 3 – профили тектонической раздробленности и их номера.

Рассмотрим вертикальные профили тектонической раздробленности, построенные вкрест простирания региональных новейших структур и через очаговые зоны некоторых сильных землетрясений ($M_w \geq 5,5$).

Профиль по линии 1-1' (рисунок 3.3.3) проходит через очаговую зону Нefтегорского землетрясения 1995 г. На нем выражены 4 (66% от общего количества) активных разрывных нарушения и 7 линейментов. По положительным аномалиям УДЛ выделены 2 региональных поднятия, которые хорошо согласуются конфигурацией положительных морфоструктур в Северо-Сахалинском сегменте [Воейкова и др., 2007]. Отметим, что аномалии на глубине 2,5 км являются вспомогательными, а не определяющими при интерпретации профилей, поскольку с

уменьшением глубины значения УДЛ возрастают.

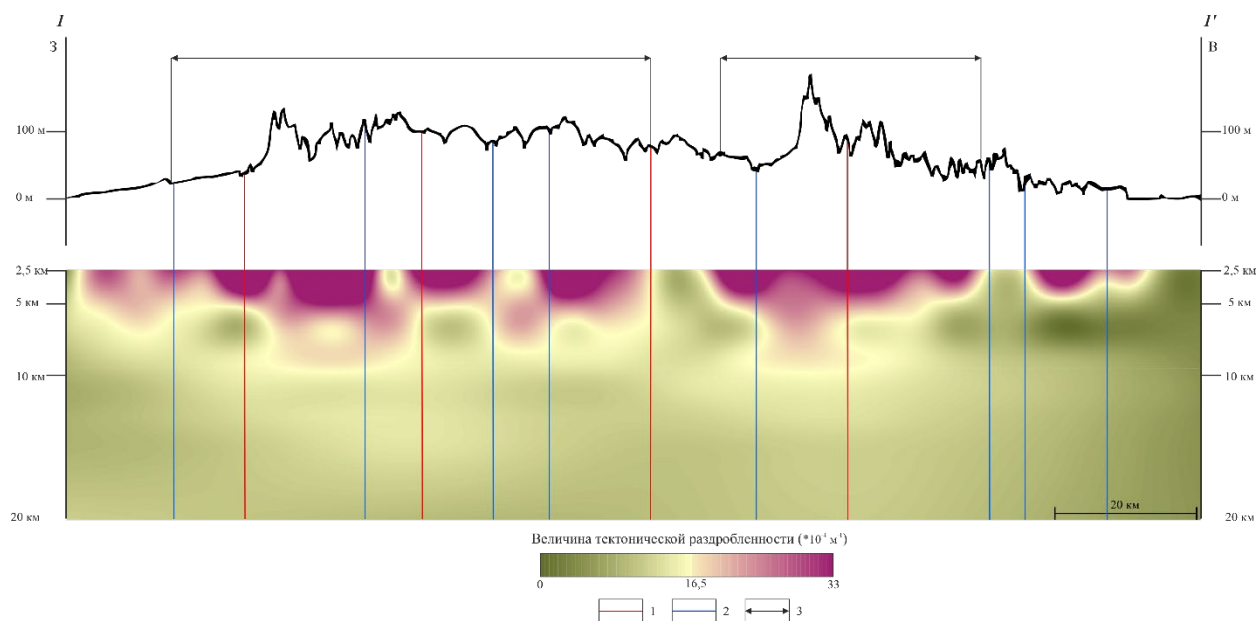


Рисунок 3.3.3. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 1-1'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – выраженные на профиле линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

Отметим, что аномалии для глубины 2,5 км (здесь и далее) являются вспомогательными, а не определяющими, т.к. при уменьшении глубины значения УДЛ будут значительно увеличиваться, что может сказаться на качественной интерпретации профилей.

Профиль 2-2' (рисунок 3.3.4) проходит через зону ВОЗ № VIII. На нем выражены 3 активных разлома (75% от общего количества) и 10 линеаментов. Последний, расположенный на юго-востоке профиля, был выделен по глубинному срезу в 10 км и выражен в градиентной зоне параметра УДЛ. Кроме того, этому линеаменту соответствует активный разлом, упомянутый в [Оскорбин, 1997; Воейкова и др., 2007], но отсутствующий в базе данных [Zelenin et al., 2022]. Профиль пересекает 5 локальных поднятий, 4 из которых можно объединить в единую структуру. Отметим, что второе от северо-западного окончания профиля поднятие, выраженное в поле тектонической раздробленности, отличается достаточно низкими высотами. Это может быть связано как с прочностными свойствами пород, так и с влиянием эрозии.

Через Центрально-Сахалинский сегмент проведено 3 профиля тектонической раздробленности, 2 из которых пересекают Центрально-Камышовое и Восточно-Сахалинское мегаподнятия и Тымь-Поронайскую мегавпадину. На профиле 3-3' (рисунок 3.3.5) выражены 8 активных разломов (80% от общего количества) и 10 линеаментов. По повышенным значениям УДЛ выделены 4 поднятия. Второе с запада поднятие расположено в пределах мегавпадины. Оно является локальным и связано с Березово-Усковской грядой поднятий [Воейкова и др., 2007].

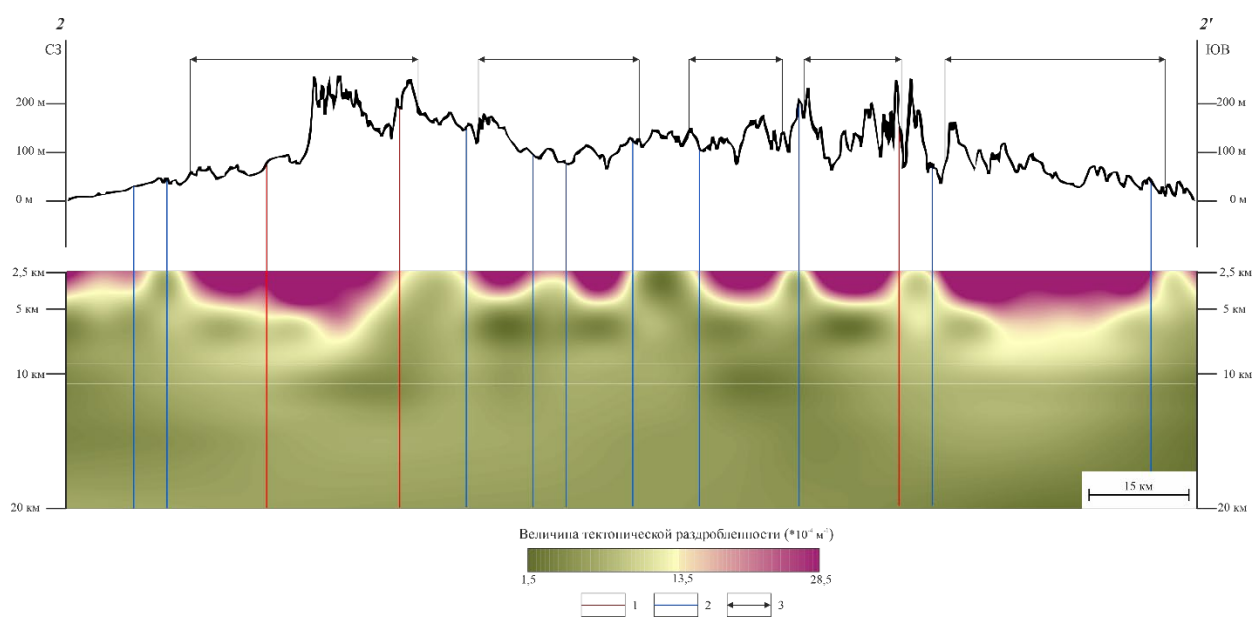


Рисунок 3.3.4. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 2-2'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – выраженные на профиле линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

На профиле 4-4' выделяется Тымь-Поронайская мегавпадина, сопряженная с запада и востока с новейшими поднятиями. Ее восточный склон также частично вовлечен в процесс воздымания. На профиле выражены 6 разломов (66% от общего количества), 8 линеаментов и 4 поднятия. Последним соответствуют диапироподобные аномалии УДЛ. Небольшие понижения значений этого параметра связаны с локальными отрицательными структурами в пределах поднятий (рисунок 3.3.6).

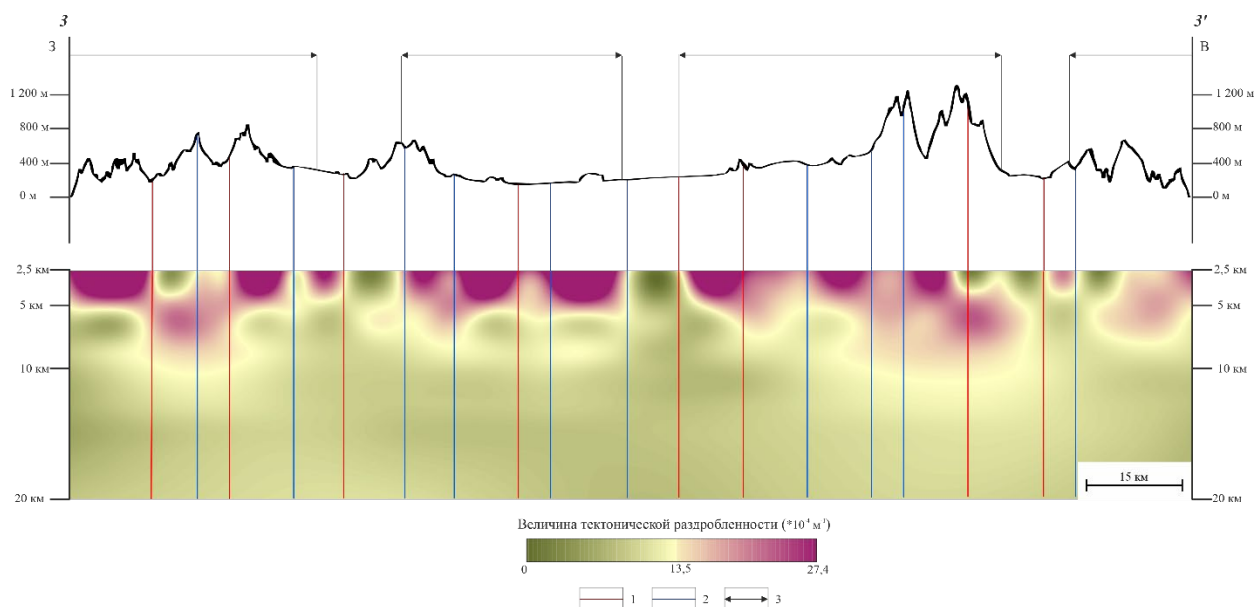


Рисунок 3.3.5. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 3-3'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – выраженные на профиле линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

Через очаговую зону Углегорского землетрясения 2000 г. проходит профиль 5-5'. Он расположен на южном окончании Центрально-Сахалинского сегмента. По градиентным изменениям УДЛ выделяются $\frac{3}{4}$ активных разрывных нарушений и 4 линеамента. Крупные близповерхностные аномалии УДЛ маркируют 4 поднятия. Для 2 центральных поднятий характерны приподнятые периферийные и относительно опущенные сводовые части, что может быть связано с эрозионными процессами. Профиль пересекает локальные позднеорогенные структуры (с запада на восток) – Тельновскую цепь поднятий, Лесогоркинскую систему впадин, Осевую зону поднятий и Нетуй-Пильвинская подзону относительно поднятых дифференцированных структур. Отметим нетипичное соотношение УДЛ и рельефа в центральной части профиля: зоне пониженных значений УДЛ соответствует выраженная в рельефе положительная структура. Возможно, это связано с сильным сжатием со стороны расположенных рядом поднятий, и из-за преобладания сжимающих напряжений трещиноватость в сводовой части блока незначительна (рисунок 3.3.7).

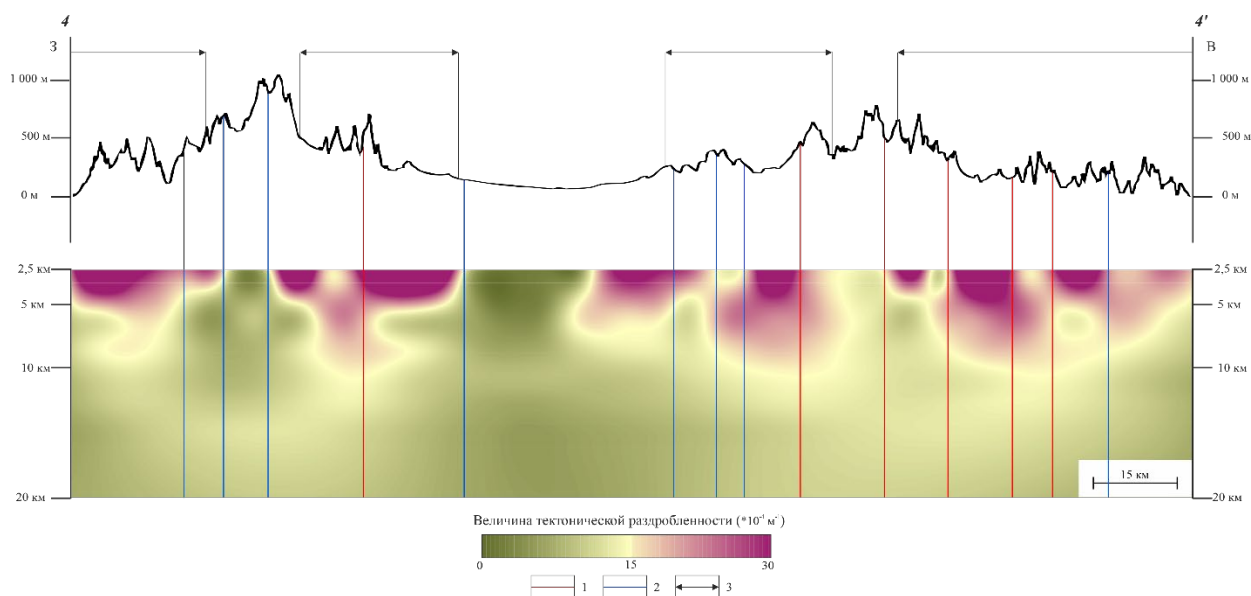


Рисунок 3.3.6. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 4-4'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – выраженные на профиле линейменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

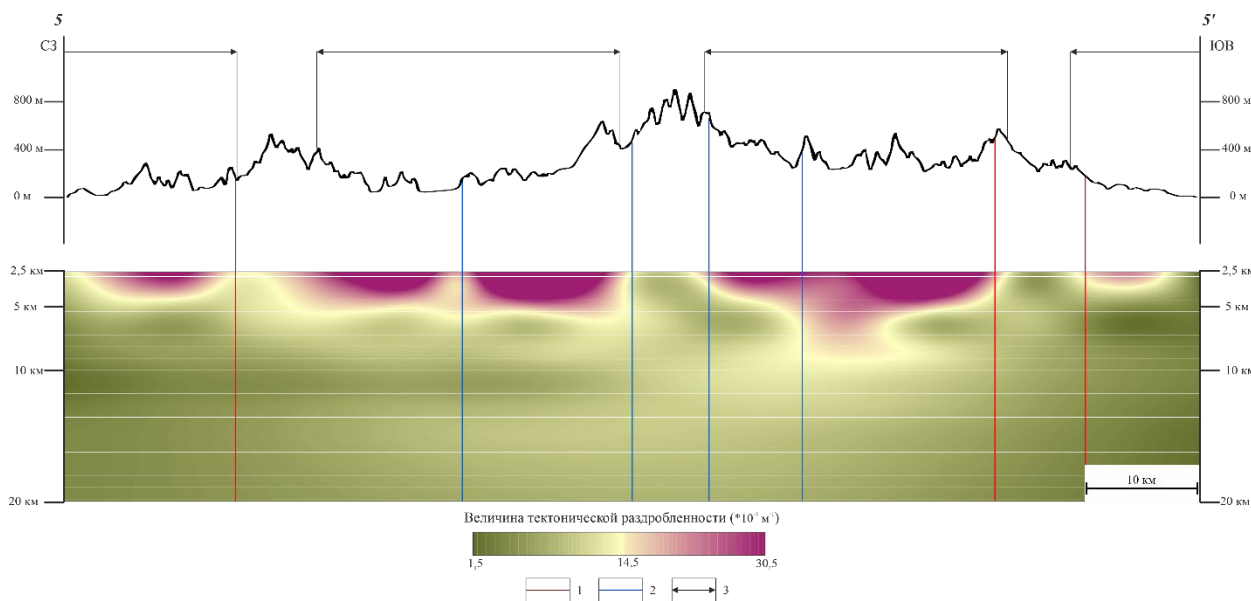


Рисунок 3.3.7. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 5-5'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – выраженные на профиле линейменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

Профиль (6-6') проходит в Южно-Сахалинском сегменте и пересекает два мегаподнятия, разделенных Аниво-Сусунайской мегавпадиной. На профиле выражены 4 разлома (66% от общего количества) и 7 линейментов. В пределах Южно-Камышового мегаподнятия прослеживается широтная

зональность, заключающаяся в чередовании впадин и поднятий более локального масштабного уровня. В восточном крыле Аниво-Сусунайской впадины выражен максимум УДЛ, соответствующий выраженному в рельефе поднятию (рисунок 3.3.8).

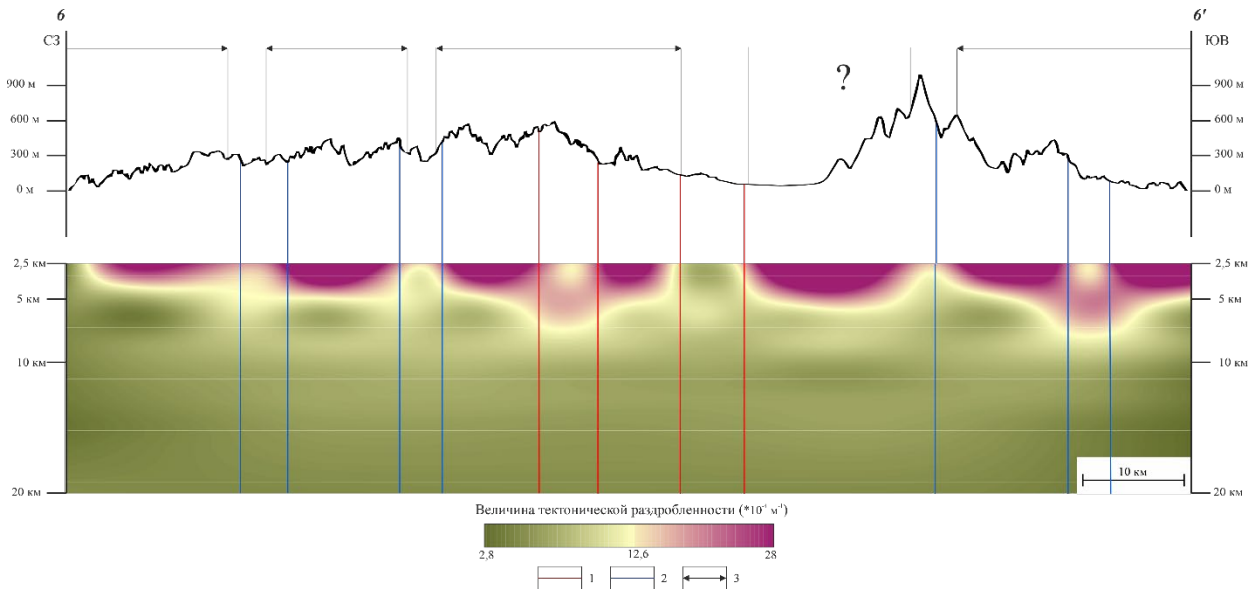


Рисунок 3.3.8. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 6-6'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – выраженные на профиле линеаменты; 3 – предполагаемые границы новейших поднятий.

Таким образом, на примере о. Сахалин 71% активных разрывных нарушений идентифицируется на профилях по градиентным зонам УДЛ. По этому признаку также выделяются предполагаемые активные разломы, ранее рассмотренные как линеаменты. Как правило, они приурочены к отрицательным формам рельефа и склонам, и только в редких случаях – к поверхности водоразделов. По характеру поля тектонической раздробленности выделен ряд локальных новейших поднятий, расположение которых согласуется с литературными данными и ранее полученными результатами морфометрического анализа рельефа. В то же время, повышенные значения УДЛ иногда наблюдаются в пределах отрицательных форм рельефа, что может быть связано с интенсивной эрозией, нивелирующей рельеф.

Как и в случае Большого Кавказа, почти все профили ориентированы по ориентировке оси максимального сжимающего напряжения, установленного в результате исследований, приведенных в Главе 2.2. Они могут быть связаны как с продольным изгибом в обстановке сжатия, так и с процессами гравитационной дифференциации вещества.

3.4. Результаты анализа тектонической раздробленности Алтае-Саянской области

Для территории Алтае-Саянской области проанализированы значения тектонической раздробленности на 4 глубинных срезах — 10, 20, 30 и 40 км. В качестве исходных данных послужила схема линеаментов. Их количество составляет 258169, общая протяженность — около 1 млн. км (рисунок 3.4.1).

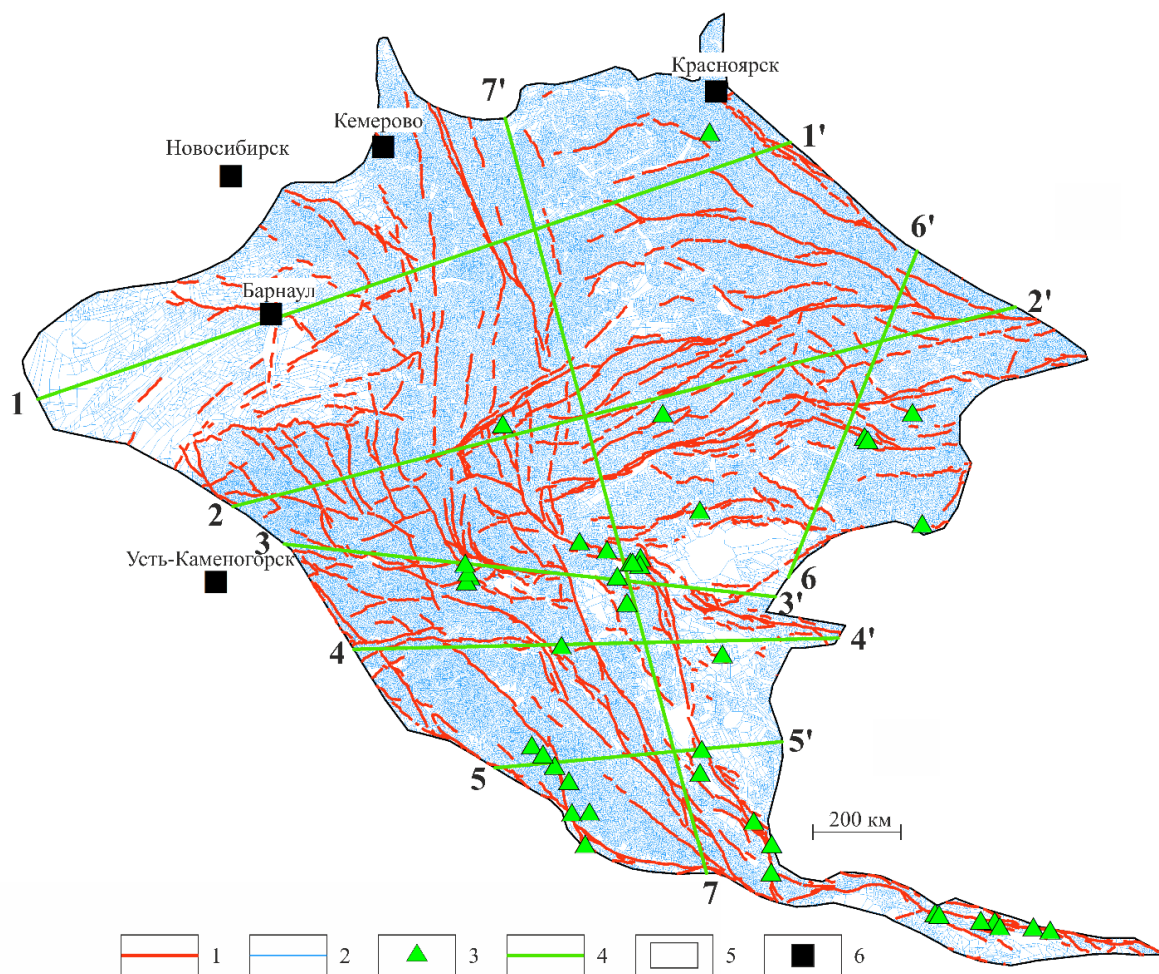


Рисунок 3.4.1. – Расположение профилей тектонической раздробленности в пределах Алтае-Саянской области. 1 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 2 – линеаменты; 3 – эпицентры землетрясений с $M_w \geq 5,5$; 4 – профили тектонической раздробленности и их номера; 5 – границы Алтае-Саянской области [Tectonic..., 2008]; 6 – города.

Для глубины 10 км (рисунок 3.4.2) положительные аномалии УДЛ приурочены к крупным горным массивам – Горному и Монгольскому Алтаю, Западному и Восточному Саяну, Кузнецкому Алатау. Для впадин характерны значения, равные или меньше медианы. Интересна область Приобского плато,

в пределах которого выделяются линейные области повышенных значений УДЛ северо-восточного простирания. По зонам градиентного изменения значений УДЛ выделены предполагаемые активные разломы таким образом, чтобы данные об их конфигурации могли дополнить материалы [Zelenin et al., 2022].

Для глубины 20 км положительные аномалии УДЛ локализованы в пределах основных положительных морфоструктур, в то время как значения, не превышающие первый квартиль, приурочены к отрицательным морфострурам. Исключением является Минусинская котловина (рисунок 3.4.3). Отметим, что с увеличением глубины контуры положительных и отрицательных аномалий становятся менее четкими, что связано с уменьшением разрешающей способности метода.

На глубинных срезах 30 и 40 км пространственное распределение УДЛ принципиально не изменяется, однако локальные положительные аномалии на территории Приобского плато по сравнению с глубиной в 10 км меняют свое простирание с северо-восточного на субширотное (рисунки 3.4.4, 3.4.5).

Таким образом, в поле тектонической раздробленности на больших глубинах отчетливо выражены региональные новейшие поднятия, в то время как с уменьшением глубины становится заметным их блоковое (мозаичное) строение, элементами которого являются локальные поднятия и впадины.

Рассмотрим 7 вертикальных профилей тектонической раздробленности. Они пересекают основные морфоструктуры и аномалии УДЛ, и относительно равномерно покрывают всю исследуемую площадь. На профиле 1-1' по максимумам УДЛ выделяются 10 разломов (71% от общего количества) и 4 новейших поднятия (рисунок 3.4.6).

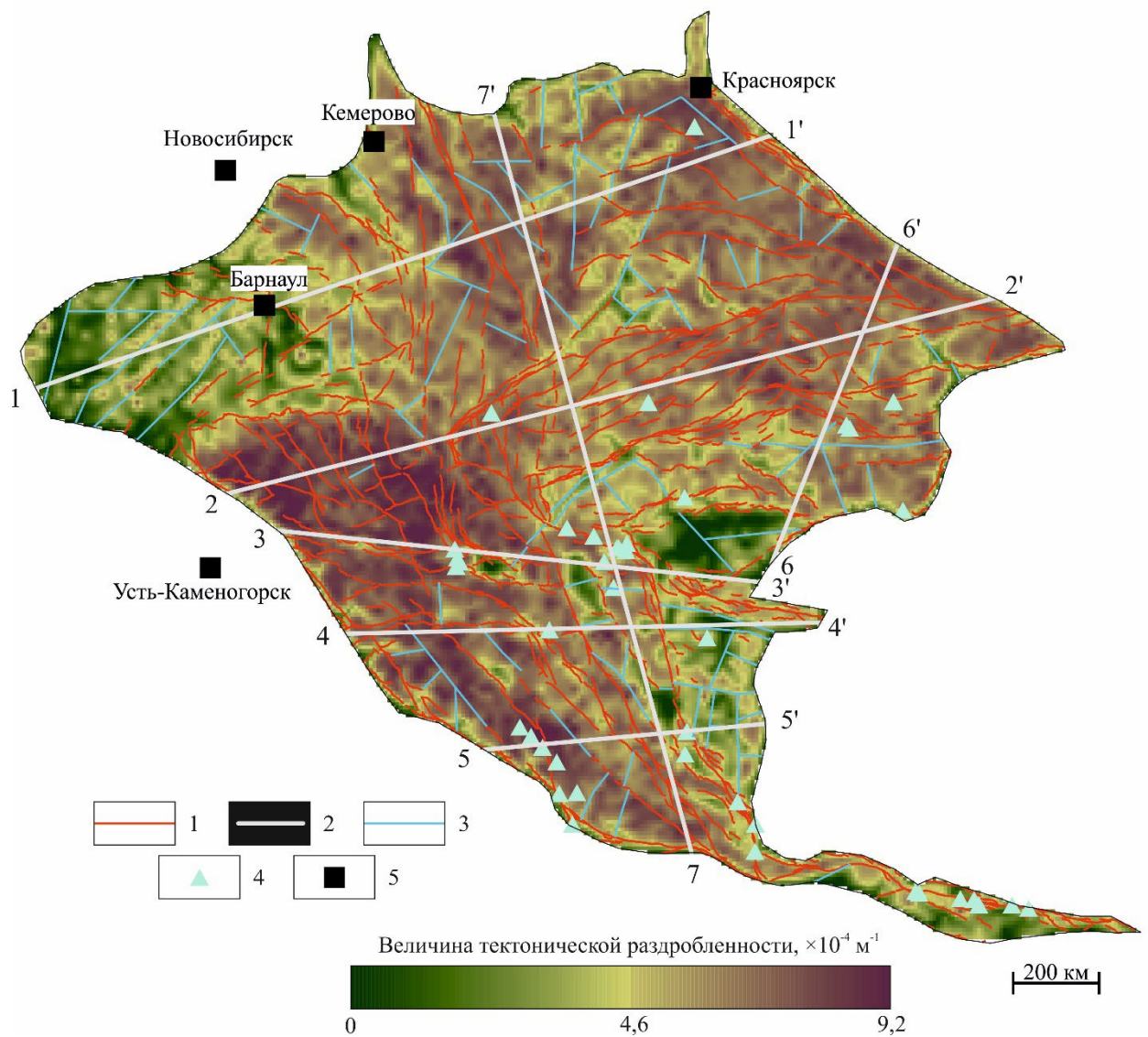


Рисунок 3.4.2. – Значение тектонической раздробленности Алтае-Саянской области на глубине 10 км. 1 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 2 – линии профилей тектонической раздробленности и их номера; 3 – выделенные по градиентным зонам УДЛ предполагаемые активные разломы; 4 – эпицентры землетрясений с $M_w \geq 5$; 5 – города. Черная линия – границы Алтае-Саянской области.

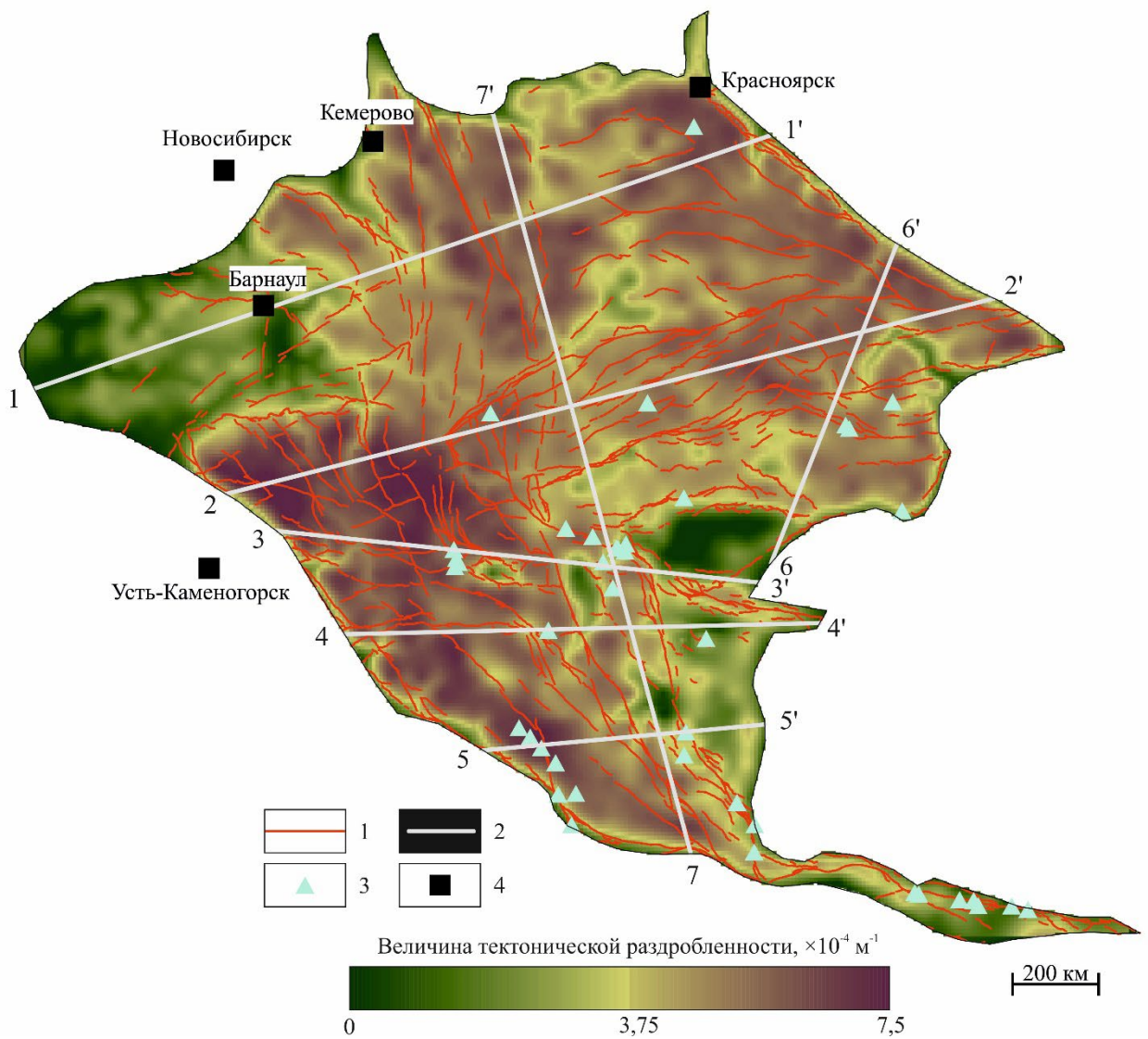


Рисунок 3.4.3. – Значение тектонической раздробленности Алтае-Саянской области на глубине 20 км. 1 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 2 – линии профилей тектонической раздробленности и их номера; 3 – эпицентры землетрясений с $M_w \geq 5$; 4 – города. Черная линия – границы Алтае-Саянской области.

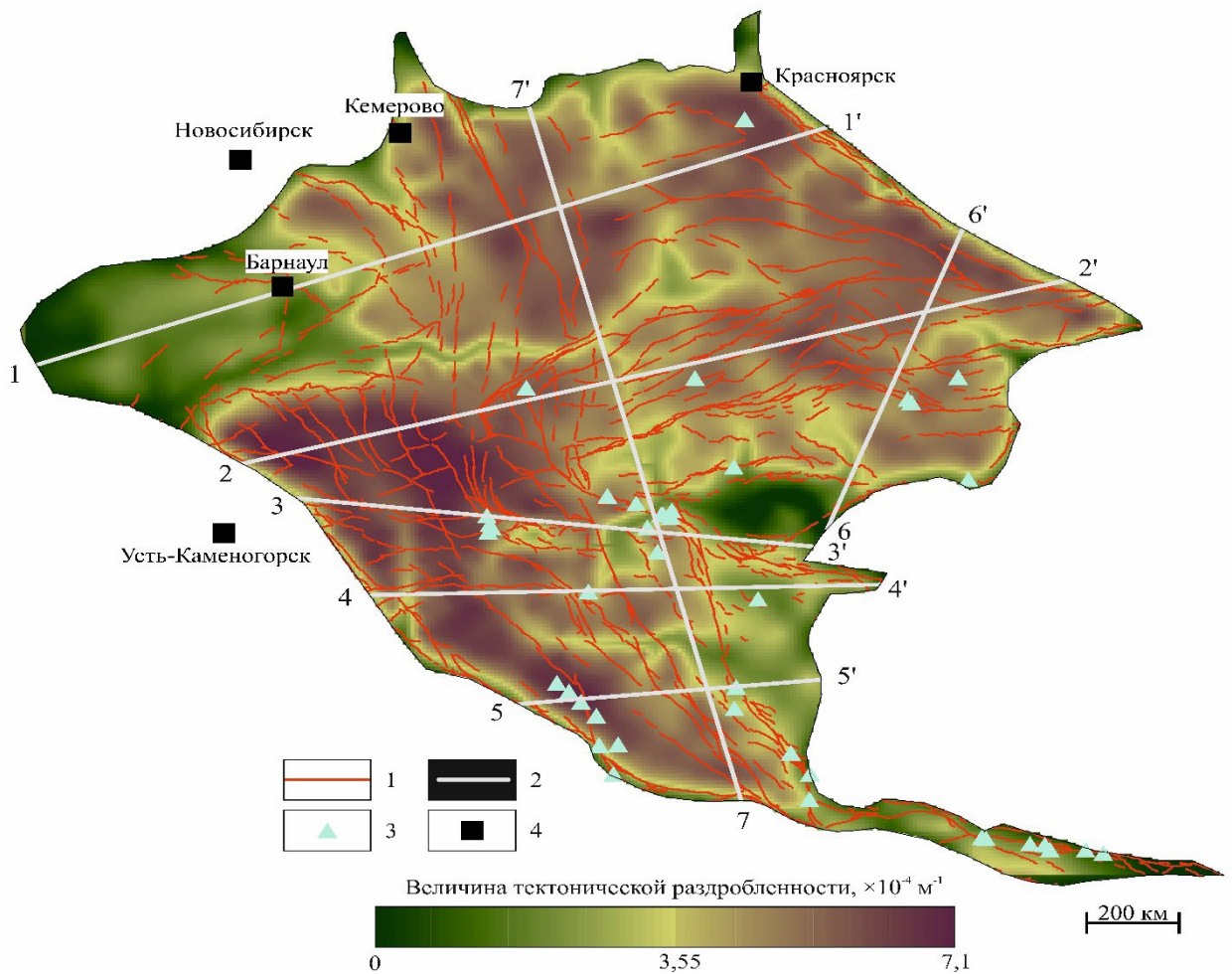


Рисунок 3.4.4. – Значение тектонической раздробленности Алтае-Саянской области на глубине 30 км. 1 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 2 – линии профилей тектонической раздробленности и их номера; 3 – эпицентры землетрясений с $M_w \geq 5$; 4 – города. Черная линия – границы Алтае-Саянской области.

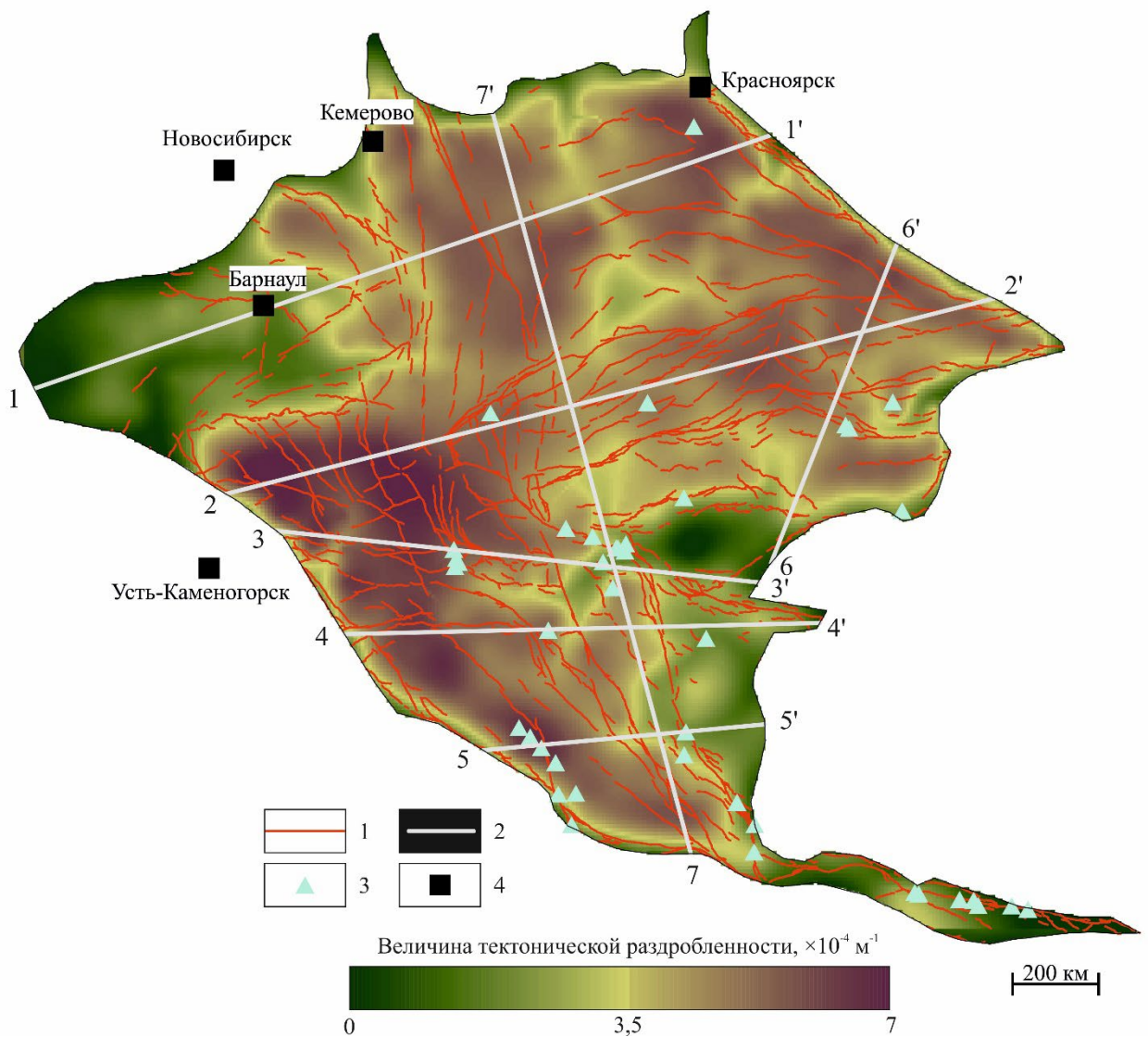


Рисунок 3.4.5. – Значение тектонической раздробленности Алтае-Саянской области на глубине 40 км. 1 – активные разрывные нарушения [Zelenin et al., 2022]; 2 – линии профилей тектонической раздробленности и их номера; 3 – эпицентры землетрясений с $M_w \geq 5$; 4 – города. Черная линия – границы Алтае-Саянской области.

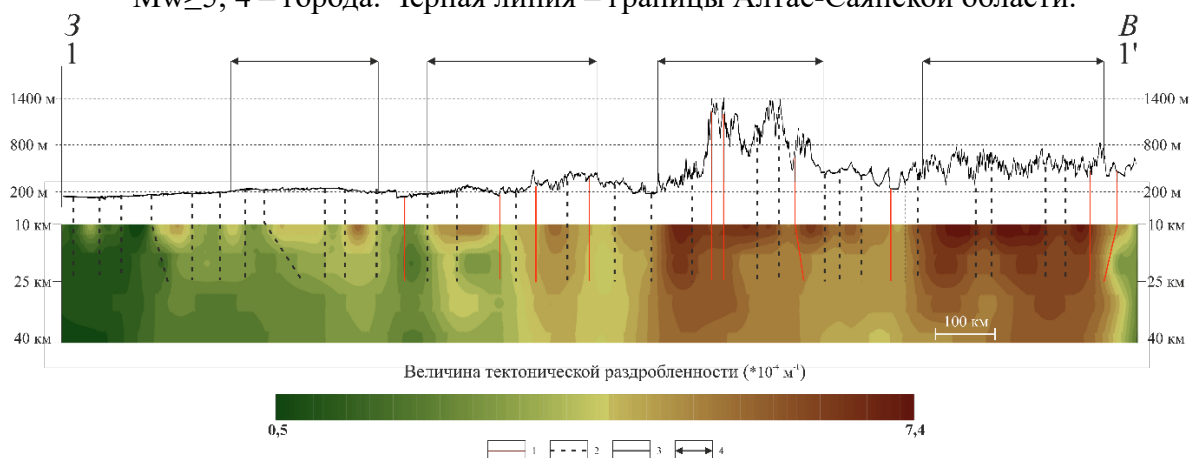


Рисунок 3.4.6. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 1-1'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – выраженные в данном параметре линейменты; 3 – профиль рельефа; 4 – предполагаемые границы новейших поднятий.

Профиль 2-2' вдоль пересекает основные горные цепи: Горный Алтай, Западный и Восточный Саян, хр. Академика Обручева (рисунок 3.4.7). На данном профиле выражены в поле тектонической раздробленности 66% активных разрывных нарушений (двадцать). Выделено восемь локальных поднятий. Две из разделяющих поднятия «впадины» не выражены как отчетливые отрицательные структуры. Подобные несоответствия ранее наблюдались в пределах Сахалина, и можно привести аналогичное объяснение: данные области являются положительными структурами, образованными в результате регионального сжатия. Эти структуры можно отнести к структурам продольного изгиба.

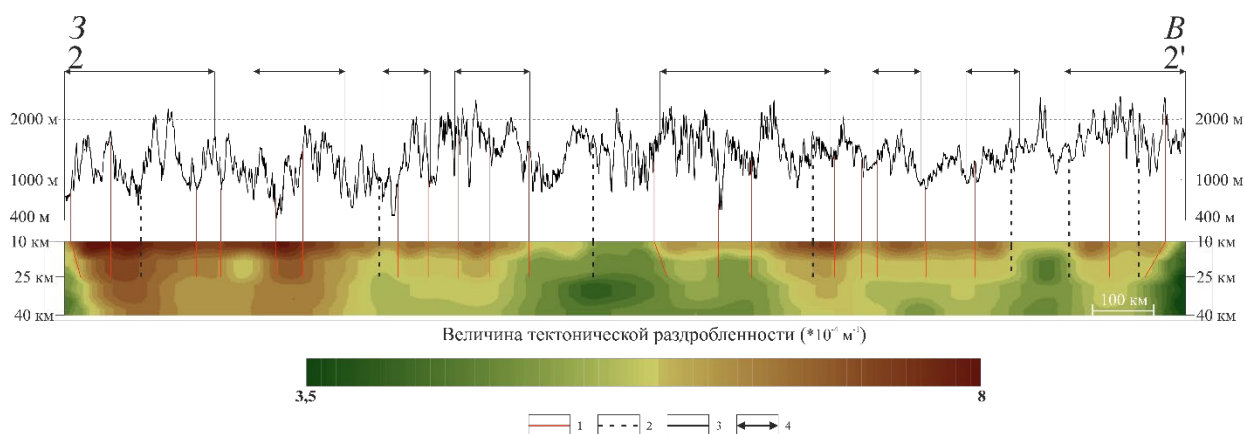


Рисунок 3.4.7. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 2-2'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – выраженные в данном параметре линеаменты; 3 – профиль рельефа; 4 – предполагаемые границы новейших поднятий.

Через очаговую зону Чуйского землетрясения 2003 г. построен профиль 3-3', на котором выражено 12 активных разрывных нарушений (78% от общего количества). По повышенным значениям УДЛ выделено 5 хорошо выраженных в рельефе неотектонических поднятий. Между ними расположены понижения, которым соответствуют отрицательные аномалии УДЛ. Активные разломы приурочены преимущественно к склонам, уступам и отрицательным формам рельефа. 2 гипоцентра землетрясений с $M_w \geq 5,5$ попадают в области повышенных значений УДЛ (рисунок 3.4.8).

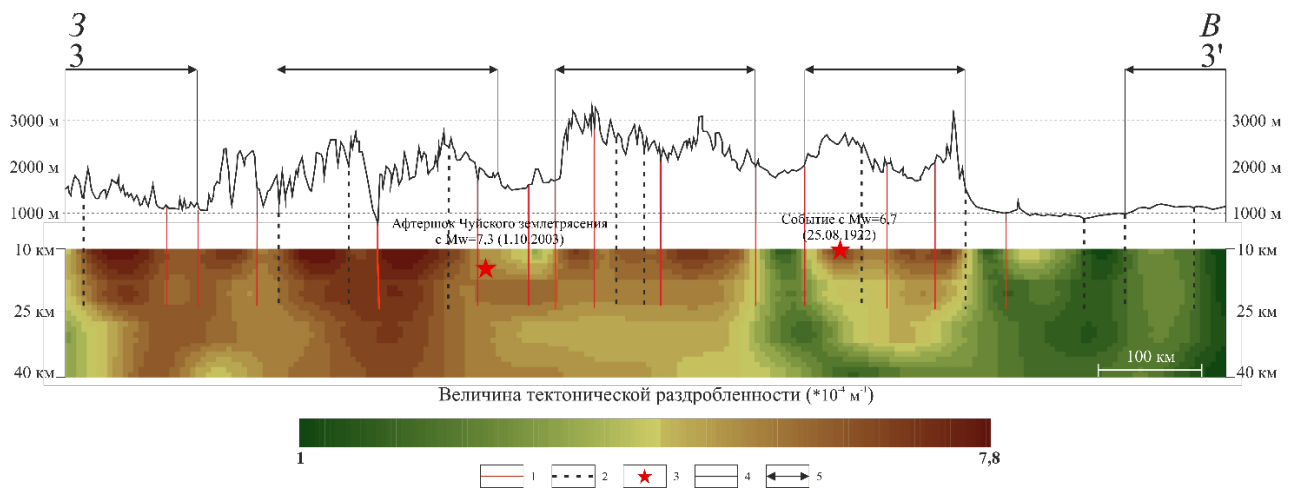


Рисунок 3.4.8. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 3-3'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – выраженные в данном параметре линейменты; 3 – гипоцентры землетрясений с $M_w \geq 5,5$, через которые проходит профиль; 4 – профиль рельефа; 5 – предполагаемые границы новейших поднятий.

Профиль 4-4' проходит через южные склоны, ограничивающие Чуйскую и Курайскую впадины, и пересекает зону ВОЗ XIII, расположенную в пределах Горного Алтая. На профиле видна приуроченность гипоцентра землетрясения с $M_w \geq 5,5$ к повышенным значениям УДЛ, выражены 7 активных разрывных нарушений (67% от общего количества) и 4 новейших поднятия. Эти поднятия являются локальными в пределах региональной положительной пликативной структуры. Локальные области понижения рельефа маркируются пониженными значениями УДЛ, а на втором с востока поднятии, ограниченном 2 активными разломами, проявлены локальные положительные структуры (рисунок 4.4.9).

Расположение профиля 5-5' связано с зоной ВОЗ VIII, расположенной в пределах Монгольского Алтая. Доля выраженных в поле тектонической раздробленности активных разломов составляет 69% (девять) (рисунок 3.4.10). На профиле выделяются шесть новейших поднятий по положению максимумов УДЛ в пределах глубин 10-25 км. 5/6 поднятий при отсчете с запада, располагаются над глубинным максимумом тектонической раздробленности, их можно интерпретировать как локальные поднятия в рамках регионального поднятия в Монгольском Алтае, в то время как в котловине Больших озер наблюдается локальный максимум данного

параметра, что свидетельствует в пользу локального поднятия в пределах данной структуры. В большинстве случаев границы пликативных структур связаны с дизъюнктивными линейными структурами: активными разломами и предположительными активными разломами. Обе группы в рельефе связаны с отрицательными формами рельефа или же склонами поднятий. Локальные впадины, как можно заметить из профиля, хорошо согласуются с ограничивающими их разломами и линеаментами.

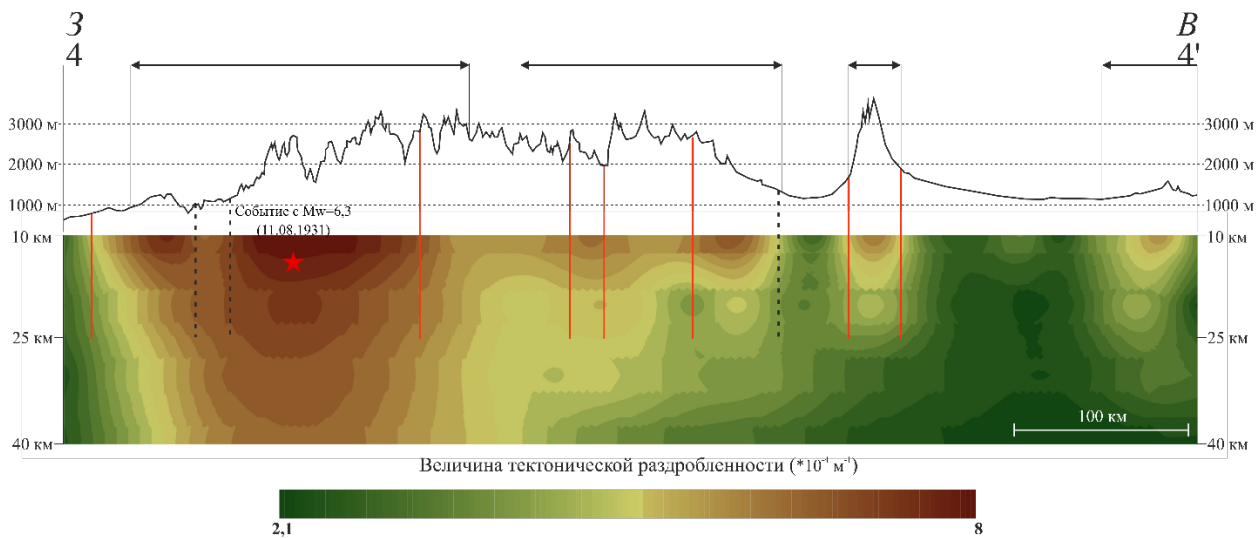


Рисунок 3.4.9. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 4-4'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – выраженные в данном параметре линеаменты; 3 – гипоцентры землетрясений с $M_w \geq 5,5$, через которые проходит профиль; 4 – профиль рельефа; 5 – предполагаемые границы новейших поднятий.

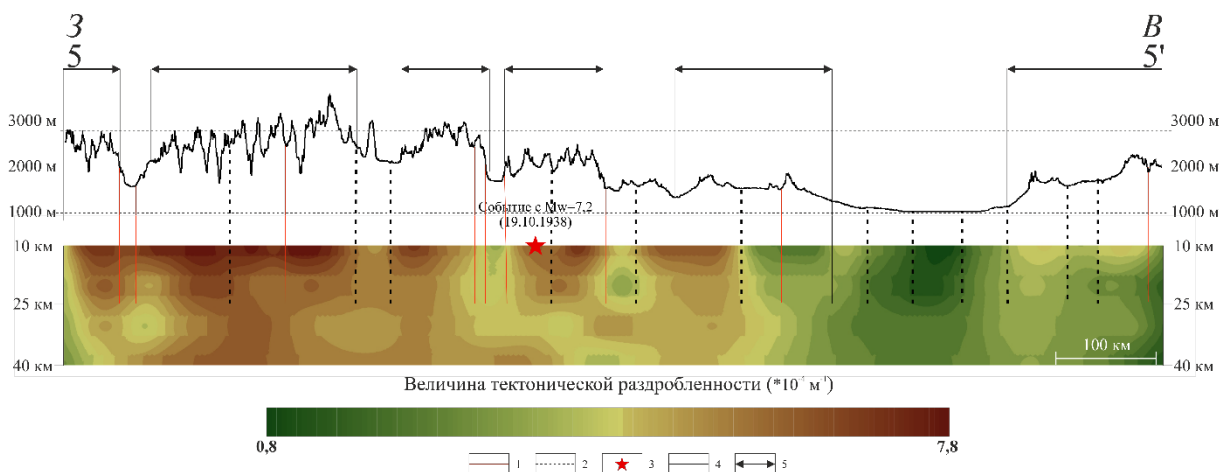


Рисунок 3.4.10. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 5-5'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – выраженные в данном параметре линеаменты; 3 – гипоцентры землетрясений с $M_w \geq 5,5$, через которые проходит профиль; 4 – профиль рельефа; 5 – предполагаемые границы новейших поднятий.

Профиль 6–6' пересекает северно-восточное окончание котловины Больших озер, хр. Академика Обручева и Восточный Саян. По мере приближения к основным горным цепям с юго-запада на северо-восток увеличивается значения УДЛ, достигая максимума под Восточным Саяном. На профиле выражены 4 поднятия (по 2 на Восточном Саяне и в пределах хребта Академика Обручева) и 10 активных разломов (75% от общего количества). Каждая выделенная группа поднятий маркирует собой локальные структуры в рамках регионального, о чем говорилось ранее в настоящем параграфе при анализе других профилей.

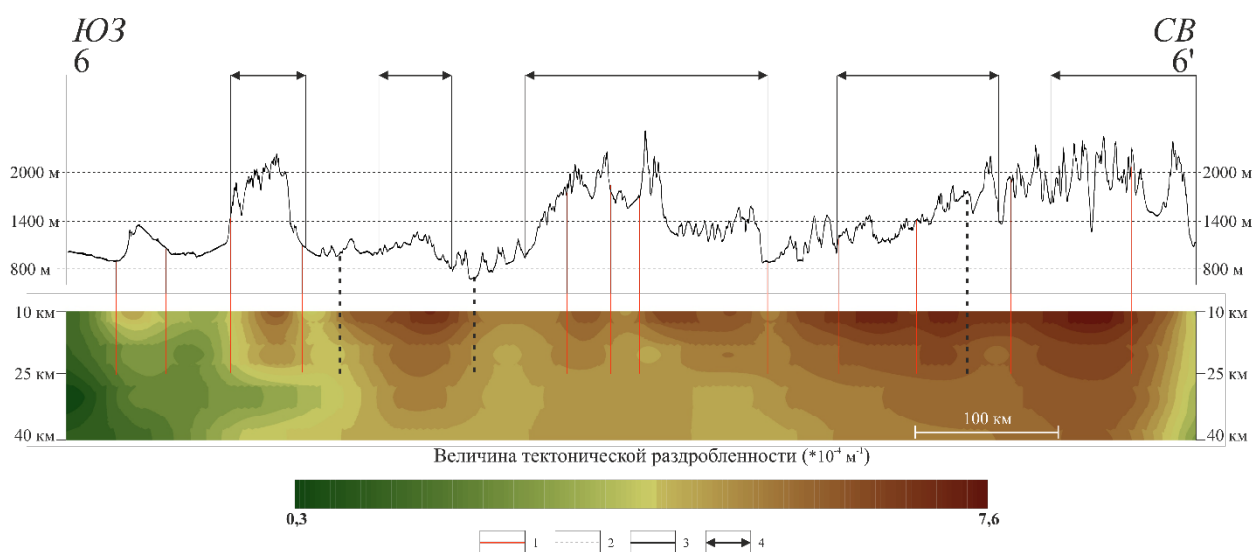


Рисунок 3.4.11. – Профиль поля тектонической раздробленности по линии 6-6'. 1 – выраженные в поле тектонической раздробленности активные разрывные нарушения из [Zelenin et al., 2022]; 2 – выраженные в данном параметре линеаменты; 3 – профиль рельефа; 4 – предполагаемые границы новейших поднятий.

Наиболее протяженный профиль 7–7' пересекает все региональные морфоструктуры — Монгольский Алтай, хр. Хан-Хухийн-Ула, Горный Алтай, частично Западный Саян, и протягивается далее вдоль Кузнецкого Алатау. Отрицательные формы рельефа в пределах поднятий могут быть проинтерпретированы как результат нисходящих движений по разломам или эрозионных процессов. По градиентным зонам УДЛ выделены 18 активных разломов (70% от общего количества) и ряд линеаментов, приуроченных к ступеням рельефа, оврагам и склонам.

Таким образом, анализ тектонической раздробленности Алтае-Саянской области позволил построить более глубинные структурные срезы по сравнению с Большим Кавказом и Сахалином, выделить на разных глубинных срезах активные новейшие структуры – разломы, поднятия и впадины. На глубинах 10 и 20 км выделены локальные морфоструктуры, в то время как срезы, построенные для глубин 30 и 40 км, значимы для понимания более общих закономерностей новейшего структурного плана. Установлена высокая (по шкале Чеддока) пространственная взаимосвязь между градиентными зонами УДЛ и активными разломами (в среднем, 71% разломов выражен на профиле). Профили тектонической раздробленности нередко пересекают близко расположенные активные разломы, которые можно объединить в разломные зоны. В этом случае степень выраженности активных разломов повышается, однако такой подход не применялся в диссертационной работе как недостаточно формализованный. По глубинному срезу 10 км выделены предполагаемые активные разломы, которые могли бы дополнить базу данных активных разломов Северной Евразии [Zelenin et al., 2022] после проведения дополнительных исследований. Отметим, что для одного из выделенных на профиле 3–3' линеаментов Е.А. Мануиловой доказано его соответствие достоверному активному разлому [Сенцов и др., 2025]. Кроме того, установлено расположение гипоцентров землетрясений с $M_w \geq 5,5$ в пределах областей высокой тектонической раздробленности.

Выводы по главе 3

Анализ тектонической раздробленности Большого Кавказа, Сахалина и Алтае-Саянской области позволил по значениям УДЛ выделить поднятия и впадины, предполагаемые активные разломы. Формирование пликативных структур может быть объяснимо гравитационной дифференциацией вещества, рассмотренной в т. ч. в диссертации Д.С. Мягкова [2022]. Несмотря на определенные достоинства нового подхода к интерпретации поля тектонической раздробленности, существует ряд ограничений. Одно из них связано со сложностью установления глубинности разломов по данным

анализа вертикальных профилей, другое заключается в невозможности в полной мере учитывать расслоенность земной коры. Согласно модели, предложенной Л.И. Лобковским [1989] возможно нагнетание пластичного деформируемого вещества в нижние слои земной коры, за счет чего происходит ее утолщение и изостатическое воздымание после основного этапа складчатости. В случае Алтае-Саянской области формирование складчатой структуры произошло задолго до новейшего этапа. Можно предположить, что в данном регионе орогенез связан с влиянием Альпийско-Гималайского пояса при закрытии океана Тетис.

На основании вышеизложенного обосновывается **третье защищаемое положение:** *результаты анализа удельной длины линеаментов количественно (более 70%) подтверждают приуроченность зон активных разломов к градиентам данного параметра. Качественно подтверждена приуроченность локальных и региональных пликативных морфоструктур к экстремумам удельной длины линеаментов на глубинных уровнях до 40 км.*

Заключение

В результате выполнения работы решена крупная научная проблема, связанная с генерацией фундаментальных подходов к созданию цифровых динамических карт ОСР нового поколения, разработан комплексный методический подход, сочетающий количественный анализ морфометрических характеристик рельефа с учётом данных стационарных станций ГНСС, решений фокальных механизмов очагов землетрясений, оценка взаимосвязи рельефа с коровой сейсмичностью, расчёт индекса неотектонической активности, а также создание геодинамических и сеймотектонических моделей Большого Кавказа, о. Сахалин и Алтае-Саянской области.

Анализ **морфометрических характеристик рельефа**, количество которых в каждом из исследуемых регионов (Большой Кавказ, о. Сахалин, Алтае-Саянская область) превышает 10 наименований, позволил дать характеристику новейшим движениям. Показано, что кривизна и уклон рельефа связаны с дизъюнктивными новейшими структурами, в то время как разности базисных поверхностей водотоков различного порядка, математическое ожидание высот рельефа, дисперсия и асимметрия высот рельефа, глубина вертикального расчленения связаны с пликативными структурами и помогают выделить области локальных, в первую очередь, положительных морфоструктур.

На количественном уровне установлена **взаимосвязь морфометрических характеристик рельефа с коровой сейсмичностью**. Для территории Большого Кавказа наиболее связанными с сейсмичностью являются разности базисных поверхностей 2 и 3, а также 4 и 5 порядков, дисперсия глубины вертикального расчленения как для всего магнитудного спектра, так и для событий с $M \geq 5,5$ (таблица 2.1.3). Для Сахалина наибольшую взаимосвязь с землетрясениями показали плотность линеаментов, разность базисных поверхностей 2 и 3 и асимметрия высот рельефа для аналогичных выборок интервалов магнитуд (таблица 2.2.3). В случае Алтае-Саянской

области почти все из 16 проанализированных параметров показали высокую взаимосвязь с рельефом (таблиц 2.3.3), поэтому в качестве наиболее значимых были выбраны три из них: разность гипсометрической поверхности рельефа и базисной 6 порядка, глубина вертикального расчленения и математическое ожидание высот рельефа.

Анализ данных **стационарных станций ГНСС** позволил определить величину площадной деформации (год^{-1}). Для Большого Кавказа установлено близкое соотношение (по занимаемой площади) между областями растяжения и сжатия, в то время как на Сахалине отчетливо доминирует обстановка сжатия. Алтае-Саянская область находится в схожей ситуации с Большим Кавказом. Полученные результаты говорят о необходимости привлечения дополнительного источника информации о напряженно-деформированном состоянии среды. К таковым были отнесены данные о решениях фокальных механизмов очагов землетрясений. На основе их обработки методом катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого [Ребецкий и др., 2017] установлены обстановки поперечного сжатия (по отношению к простиранию структур) Большого Кавказа и Сахалина, где субгоризонтальная ось сжатия ориентирована в северо-восточном и широтном направлениях, соответственно. На Алтае-Саянской области сложилась иная ситуация: механизмы очагов были сгруппированы в две кинематические группы с разным типом напряженно-деформированного состояния – это обстановка сжатия с субмеридионально ориентированной осью сжатия и субвертикальной осью растяжения, а также обстановка сдвига с осью сжатия, ориентированной в северо-восточных румбах и осью растяжения в северо-западных. К каждой выборке относится почти равное количество решений фокальных механизмов очагов землетрясений (39 и 35 событий для первого и второго типа).

Используя данные о рельефе, землетрясениях, активных разломах и мощности земной коры **построены новые геодинамические модели трех регионов**, которые учитывают напряженно-деформированное состояние земной коры. В случаях Большого Кавказа и Сахалина получены однозначные

решения регионального напряженно-деформированного состояния. Для Алтае-Саянской построено семейство моделей, для различных типов внешних условий нагружения. Установлена оптимальная конфигурация параметров, приводящих к получению непротиворечивых решений: в областях локализации максимальных горизонтальных напряжений (Sh) расположено 36%, 53% и 72% эпицентров коровых землетрясений Большого Кавказа, Сахалина и Алтае-Саянской области, соответственно.

На основе рассчитанных морфометрических параметров рельефа, показавших высокую степень взаимосвязи с инструментальной сейсмичностью, с помощью инструментов нечеткой логики **оценен индекс неотектонической активности (F)**. В случаях низких значений полученного значения индекса F γ -оператором нечеткой логики допустимо применение метода равнозначных градаций, что отражено в методической части работы на примере Республики Союз Мьянма. Эмпирически установлено, что наибольшие значения индекса F достигаются при значении $\gamma=0,9$. Полученные значения F разделяются на три интервала значений: недоверный ($F<0,4$), требующий дополнительных исследований ($0,4\leq F<0,6$) и достоверный ($F\geq 0,6$). Достоверность полученного индекса неотектонической активности проверена на количественном уровне ROC-AUC-анализом по сетке 15×15 км. Значения AUC для всех интервалов магнитуд составляют 0,72 и 0,8 для событий с $M\geq 5,5$ в пределах Большого Кавказа для всех значений F , и 0,6 и 0,77, соответственно, при $F\geq 0,6$. В случае Сахалина значения AUC для всего интервала магнитуд и событий с $M_w\geq 5,5$ составляют 0,62 и 0,69. Значения AUC практически не изменяются от типа используемой магнитуды, что свидетельствует о возможности использования любой из упомянутых из магнитудных шкал для расчета индекса F . Для всех значений F площадь под кривой (AUC) Алтае-Саянской области составляет 0,66 в случае всех магнитуд и 0,8 — в случае $M_w\geq 5,5$.

Анализ ROC-кривых и диаграмм Молчана показали статистически обоснованную взаимосвязь между коровыми землетрясениями и индексом

неотектонической активности на исследуемых территориях. Полученные значения меры ошибки показывают, что модель работает лучше случайного угадывания, а на малых выборках (для событий с $M \geq 5,5$) доля пропусков не превышает 40% при объявлении зон тревоги на площадях в 18-32%. Модель представляет компромисс между ошибками первого и второго рода: смягчение порога фильтрации минимизирует пропуски ценой расширения тревоги, а ужесточение сжимает область прогноза, не увеличивая суммарную ошибку. Принципиально важно, что на всех трёх регионах результат для малых выборок, а в Алтае-Саянском регионе – и для представительной, не зависит от настройки фильтра, что прямо указывает на работоспособность прогноза по месту и отсутствие подгоночного эффекта. Результаты ROC-анализа, который не учитывает неоднородность сейсмичности, дают более позитивную характеристику построенным моделям. Таким образом, данный подход можно рассматривать совместно с другими формализованными методами и привлекать представительные данные, которыми могут служить синтетические сейсмические каталоги, способные скорректировать индекс неотектонической активности.

Полученные результаты площадного распределения параметра F сопоставлены с областями локализации максимальных горизонтальных напряжений (Sh). Эти результаты легли в основу разработки **новых сеймотектонических моделей** и выделения зон ВОЗ. **Зоны ВОЗ** выделены в два этапа: 1) на основании значений $F \geq 0,6$ и $M \geq 5,5$ и 2) на основе наличия событий с $M \geq 5,5$, $0,4 \leq F < 0,6$ и Sh в пределах единой площади. Формы зон ВОЗ контролируются площадным распределением вышеназванных параметров и наличием землетрясений более низких магнитуд. Результаты применения уравнения макросейсмического поля для выделения формальных границ зон ВОЗ с учетом вышеуказанных ограничений показали несоответствие геологическому и неотектоническому строениям регионов.

Выделение зон ВОЗ в рамках предлагаемой методики является в значительной степени формализованным и связано с новейшим

морфоструктурным планом. В пределах Большого Кавказа выделено 9 зон ВОЗ для событий с $M \geq 5,5$, Сахалина — 10, Алтае-Саянской области — 13. С зонами ВОЗ и параметром F согласуются литературные данные о расположении палеосейсмодислокаций: для Большого Кавказа они расположены в интервале $F \geq 0,4$ (9 сейсмодислокаций), на о. Сахалин 94% палеосейсмодислокаций расположены в областях с $F \geq 0,4$ и 35% — с $F \geq 0,6$. Результаты палеосейсмологических исследований в Алтае-Саянской области, в большинстве своем, подтверждают значения M_{\max} в выделенных зонах ВОЗ (Глава 2 диссертации). На основе эмпирических формул установлены M_{\max} в авторских зонах ВОЗ. По своей морфологии они отличаются от приведенных ЛДФ-моделей, входящих в ОСР-97 и ОСР-2016, а также от некоторых региональных схем. Но значения расчетных M_{\max} в пределах авторских зон ВОЗ и литературных, в целом, согласуются.

Используя результаты структурно-геоморфологического анализа, по удельной длине линеаментов оценена **степень величины тектонической раздробленности** верхней части литосферы. Установлена взаимосвязь между значениями УДЛ, дизъюнктивными и пликативными структурами. На количественном уровне доказана высокая (по шкале Чеддока) приуроченность активных разрывных нарушений к градиентным зонам УДЛ. Это дает основание использовать горизонтальные и вертикальные срезы поля тектонической раздробленности для выделения потенциальных активных разломов, которые трассируются на площади по распределению градиентов на глубинном срезе в 10 км. Положительным значениям УДЛ соответствуют области локальных поднятий (в случае малых глубин, до 20 км), в то время как на больших глубинах (более 20 км) выделяются региональные поднятия.

Рекомендации и перспективы дальнейшей разработки темы.

Полученные в рамках диссертации результаты свидетельствуют в пользу возможности применения разработанного методического подхода при создании научных основ нового поколения карт общего сейсмического районирования. Анализ полученных сеймотектонических моделей трёх

опорных регионов позволяет сделать вывод о том, что большой вклад для корректного выделения зон ВОЗ вносят сейсмические каталоги. Полные и синтетические каталоги землетрясений, создаваемые ГЦ РАН и ИТПЗ РАН, позволят в значительной мере конкретизировать и повысить достоверность выделенных зон ВОЗ, а изложенный в диссертации подход сможет добавить неотектоническую и геодинамическую компоненты к формализованным математическим методам, развиваемых в институтах РАН.

Таким образом, на основе камеральных формализованных исследований разработан новый методический подход, нацеленный на решение проблем, связанных с выявлением зон ВОЗ для обеспечения сейсмобезопасности территорий активного тектоногенеза.

Список литературы

1. Агибалов, А. О. Взаимосвязь выраженной в рельефе мегатрещиноватости юго-востока Камчатки с вулканизмом и термическим состоянием верхней части литосферы / А. О. Агибалов, О. В. Бергаль-Кувикас, В. А. Зайцев, А. А. Сенцов // Геофизические процессы и биосфера. – 2024. – Т. 23, № 4. – С. 1–10.
2. Агибалов, А. О. Взаимосвязь современной сейсмичности района Северомуйского тоннеля с рельефом и геодезическими данными / А. О. Агибалов, В. М. Федоров, Т. А. Маякин [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2025. – Т. 64, № 5. – С. 27–38.
3. Агибалов, А. О. Выделение активных докембрийских морфоструктур Северного Приладожья по комплексу геолого-геоморфологических данных / А. О. Агибалов, В. А. Зайцев, А. А. Сенцов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2020. – № 4. – С. 64–70.
4. Агибалов, А. О. Выделение сейсмически активных участков Воронежской антеклизы геоморфологическими и тектонофизическими методами / А. О. Агибалов, В. А. Зайцев, Е. А. Мануилова, А. А. Сенцов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2022. – № 2. – С. 3–10.
5. Агибалов, А. О. К оценке геодинамических режимов вулканических центров / А. О. Агибалов, А. А. Сенцов, А. Л. Собисевич [и др.] // Вулканология и сейсмология. – 2025. – № 6. – С. 120–129.
6. Агибалов, А. О. Морфометрические параметры рельефа и локализация месторождений углеводородов Волго-Уральской антеклизы / А. О. Агибалов, В. А. Зайцев, А. А. Сенцов [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2021. – № 4. – С. 15–22.
7. Агибалов, А. О. Неотектоническая активизация докембрийского структурного плана Северного Приладожья (юго-восток Балтийского щита) :

дис. ... канд. геол.-минерал. наук : 25.00.03 / Агибалов Алексей Олегович. – Москва, 2019. – 210 с.

8. Агибалов, А. О. Оценка влияния современных движений земной коры и активизированного в новейшее время докембрийского структурного плана на рельеф Приладожья (юго-восток Балтийского щита) / А. О. Агибалов, В. А. Зайцев, А. А. Сенцов, А. С. Девяткина // Геодинамика и тектонофизика. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. – Т. 8, № 4. – С. 791–807.

9. Агибалов, А. О. Сравнительный анализ новейшей геодинамики Балтийской синеклизы и северного склона Воронежской антеклизы / А. О. Агибалов, В. А. Зайцев, А. А. Сенцов // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2021. – Т. 12, № 4. – С. 951–968.

10. Амплитуды новейших тектонических движений // Национальный атлас России: в 4 т. / под общ. ред. М-ва транспорта Российской Федерации и Роскартографии; отв. ред. Г. Ф. Кравченко. – Москва: Картография, 2007. – Т. 2: Природа и экология. – С. 46–49. – 1 к. (Атлас).

11. Анисимов, П. А. Геология Центрального и Западного Кавказа: труды Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1959–1960 г. / П. А. Анисимов, Б. П. Борисов, Н. Н. Васильев. – Москва: Издательство Московского университета, 1962. – 256 с.

12. Арефьев, С. С. Комплексный анализ геологических и сейсмологических данных и сеймотектоническое представление об очаге Рачинского землетрясения / С. С. Арефьев, Е. А. Рогожин, Б. М. Богачкин // *Физика Земли*. – 1993. – № 3. – С. 70–77.

13. Аржанников, С. Г. Палеосейсмогенная активизация Великоозерского сегмента Эрзин-Агар-Дагского разлома / С. Г. Аржанников, А. В. Аржанникова // *Вулканология и сейсмология*. – 2009. – № 2. – С. 121–130.

14. Артюшков, Е. В. Физическая тектоника / Е. В. Артюшков. – Москва: Наука, 1993. – 456 с.

15. Атлас тектонических карт Монголии = Tectonic map of Mongolia: масштаб 1:1 000 000 / под ред. О. Tomurtogoo. – Ulaanbaatar: Geological information center of the mineral resources authority of Mongolia; Institute of geology and mineral resource of the Mongolian Academi of Science, 2002.
16. Ашурков, С. В. Современные деформации Амурской плиты и окружающих структур по данным GPS измерений / С. В. Ашурков, В. А. Саньков, М. А. Серов [и др.] // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 11. – С. 2059–2070.
17. База данных скоростей ГАО РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: https://www.gaoran.ru/russian/database/station/databasev_rus.html (дата обращения: 24.04.2024).
18. Баскакова, Г. В. Палеогеоморфологический анализ олигоцен-неогеновых отложений северо-восточной части Черного моря / Г. В. Баскакова, Н. А. Кулюкина, Т. А. Арзамасцева [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2021. – № 4. – С. 38–51.
19. Берзин, Н. А. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана / Н. А. Берзин, Р. К. Колман, Н. Л. Добрецов [и др.] // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, вып. 7–8. – С. 8–28.
20. Бирюков, Б. В. Модель [Электронный ресурс] / Б. В. Бирюков // Большая российская энциклопедия. – Электрон. версия. – 2017. – URL: <https://old.bigenc.ru/philosophy/text/2221671> (дата обращения: 19.01.2026).
21. Богатиков, О. А. Древние землетрясения и вулканические извержения в районе Эльбруса / О. А. Богатиков, Е. А. Рогожин, А. Г. Гурбанов [и др.] // Доклады Академии наук. – 2003. – Т. 390, № 4. – С. 511–516.
22. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / под ред. Ю. Г. Леонова. – Москва: ГЕОС, 2007. – 368 с. + 12 цв. ил.
23. Борисов, Б. А. Геотектонический метод прогнозирования максимальной магнитуды землетрясений применительно к территории Северной Италии / Б. А. Борисов, Г. И. Рейснер, В. Н. Шолпо // Доклады Академии наук СССР. – 1976. – Т. 231, № 6. – С. 1323–1326.

24. Булгаков, Р. Ф. Активные разломы северо-восточного Сахалина / Р. Ф. Булгаков, А. И. Иващенко, Ч. У. Ким [и др.] // Геотектоника. – 2002. – № 3. – С. 66–86.
25. Бунэ, В. И. О методе выявления связи магнитуды землетрясений с тектоническими параметрами района / В. И. Бунэ, И. Т. Турбович, Б. А. Борисов [и др.] // Доклады Академии наук СССР. – 1974. – Т. 214, № 3. – С. 553–556.
26. Буслов, М. М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов / М. М. Буслов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1. – С. 66–90.
27. Быков, В. Г. Единая сеть геодинамических наблюдений ДВО РАН: становление, десять лет развития, основные достижения / В. Г. Быков, Н. В. Шестаков, М. Д. Герасименко [и др.] // Вестник ДВО РАН. – 2020. – № 3. – С. 5–24.
28. Вдовин, В. С. Проблемы и перспективы развития активных спутниковых геодезических сетей в России и их интеграции в ITRF / В. С. Вдовин, В. В. Дворкин, А. П. Карпик [и др.] // Вестник СГУГиТ. – 2018. – Т. 23, № 1. – С. 6–27.
29. Ветров, Е. В. Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое-кайнозое по данным трековой термохронологии апатита / Е. В. Ветров, М. М. Буслов, И. де Гравэ // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 1. – С. 125–142.
30. Воейкова, О. А. Неотектоника и активные разрывы Сахалина / О. А. Воейкова, С. А. Несмеянов, Л. И. Серебрякова. – Москва: Наука, 2007. – 186 с.
31. Гвишиани, А. Д. Нечеткие множества высокосейсмичных пересечений морфоструктурных линеаментов на Кавказе и в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье / А. Д. Гвишиани, Б. А. Дзебоев, С. М. Агаян [и др.] // Вулканология и сейсмология. – 2021. – № 2. – С. 3–10. – DOI 10.31857/S0203030621020036.

32. Гвишиани, А. Д. Нечёткие множества и большие данные в трёхмерной интерпретации сейсмического районирования / А. Д. Гвишиани, Н. А. Фоменко, Б. А. Дзедобоев // Вестник Российской академии наук. – 2024. – Т. 94, № 8. – С. 703–709. – DOI: 10.31857/S0869587324080026.

33. Гвишиани, А. Д. Прогнозирование мест землетрясений в регионах умеренной сейсмичности / А. Д. Гвишиани, А. И. Горшков, Е. Я. Ранцман [и др.]. – Москва: Наука, 1988. – 176 с.

34. Геологический словарь [Электронный ресурс] / Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского. – URL: https://karpinskyinstitute.ru/ru/public/sprav/geodictionary/article.php?ELEMENT_ID=41660 (дата обращения: 16.09.2025).

35. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: в 10 т. / Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского; гл. ред. Е. А. Козловский. – Ленинград: Недра, 1988. – Т. 7: Алтай-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Кн. 1: Алтай, Саяны, Енисейский кряж / под ред. В. А. Амантова, В. А. Кузнецова, П. С. Матросова, Г. Н. Шапошникова. – 300 с.: ил.

36. Гершуни, Г. З. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости / Г. З. Гершуни, Е. М. Жуховицкий. – Москва: Наука, 1972. – 392 с.

37. Голодовкин, В. Д. Опыт применения карты расчлененности рельефа для прогноза тектонического строения южной части Куйбышевской области / В. Д. Голодовкин // Геоморфологические методы при нефтегазопроисследовательских работах. – Москва: Наука, 1966. – С. 126–128.

38. Горшков, А. И. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье / А. И. Горшков, А. А. Соловьев, Ю. И. Жарких // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 479, № 3. – С. 333–335. – DOI: 10.7868/S0869565218090219.

39. Государственная геологическая карта Российской Федерации: масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-54 –

Александровск-Сахалинский: объяснительная записка / В. А. Дымович, С. В. Евсеев, В. Ф. Евсеев [и др.]. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 600 с. + вкл.

40. Гридчина, М. С. Исследование зоны сочленения литосферных плит в пределах о. Сахалин по данным спутниковой геодезии / М. С. Гридчина, Г. М. Стеблов, И. С. Владимирова, А. В. Басманов // Геофизические исследования. – 2023. – Т. 24, № 4. – С. 81–96.

41. Гроссгейм, В. А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое Европейской части СССР (в связи с поисками литологических залежей нефти и газа) / В. А. Гроссгейм. – Ленинград: Недра, 1972. – 248 с.

42. Гущенко, И. И. Извержения вулканов мира: каталог / И. И. Гущенко; АН СССР, Дальневост. науч. центр, Ин-т вулканологии. – Москва: Наука, 1979. – 475 с.

43. Деев, Е. В. Активные разломы и поверхностные разрывы позднеголоценовых землетрясений в обрамлении Кокоринской впадины (Горный Алтай, Россия) / Е. В. Деев, В. Е. Крживоблоцкая, А. П. Бородовский, А. Л. Энтин // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2022. – Т. 506, № 1. – С. 79–85.

44. Деев, Е. В. Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая / Е. В. Деев // Физика Земли. – 2019. – № 3. – С. 71–96. – DOI: 10.31857/S0002-33372019371-96.

45. Деев, Е. В. Палеоземлетрясения в Уймонской внутригорной впадине (Горный Алтай) / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, И. В. Турова [и др.] // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59, № 4. – С. 437–452.

46. Деев, Е. В. Следы древних землетрясений в аллювии р. Катунь (Уймонская впадина, Горный Алтай) / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, С. В. Гольцова [и др.] // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 449, № 2. – С. 386–391. – DOI: 10.1134/S1028334X13040090.

47. Делоне, Б. Н. О пустоте сферы / Б. Н. Делоне // Известия Академии наук СССР. Отделение математических и естественных наук. – 1934. – № 4. – С. 793–800.

48. Демидова, Г. Л. Регуляторы на основе нечеткой логики в системах управления техническими объектами / Г. Л. Демидова, Д. В. Лукичев. – Санкт-Петербург : Университет ИТМО, 2017. – 81 с.

49. Дзэбоев, Б. А. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений на основе алгоритма с единственным чистым классом обучения: I. Алтай–Саяны–Прибайкалье. $M \geq 6.0$ / Б. А. Дзэбоев, А. Д. Гвишиани, И. О. Белов [и др.] // Физика Земли. – 2019. – № 4. – С. 33–47.

50. Дзэбоев, Б. А. Системно-аналитический метод распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений: автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук: 25.00.10 / Дзэбоев Борис Аркадьевич; [место защиты: Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН]. – Москва, 2021. – 52 с.

51. Добрецов, Н. Л. Соотношение метаморфизма и анатексиса ("гранитизации") с глубинными складчатостью и диапиризмом / Н. Л. Добрецов // Тектоносфера Земли. – Москва: Наука, 1978. – С. 471–475.

52. Завьялов, А. Д. Новый способ определения характерного размера очаговой зоны / А. Д. Завьялов, О. Д. Зотов // Вулканология и сейсмология. – 2021. – № 1. – С. 22–29.

53. Задачи российской сейсмологии обсудили на заседании Президиума Российской академии наук [Электронный ресурс]. – URL: <https://new.ras.ru/academy/presidium/meetings/zadachi-rossiyskoj-seysmologii-obsudili-na-zasedanii-prezidiuma-rossiyskoj-akademii-nauk/> (дата обращения: 21.01.2026).

54. Заде, Л. Понятие лингвистической переменной и его применение к принятию приближенных решений / Л. Заде. – Москва: Мир, 1976. – 166 с.

55. Зайцев, В. А. Структурно-геоморфологические исследования центральной части Русской плиты / В. А. Зайцев, Л. В. Панина, А. А. Сенцов // Тектоника современных и древних океанов и их окраин : материалы XLIX

Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю. М. Пушаровского. – Москва: ГЕОС, 2018. – Т. 2. – С. 177–180.

56. Захаров, В. С. Физика Земли / В. С. Захаров, В. Б. Смирнов. – Москва: НИЦ ИНФРА-М, 2016. – 328 с.

57. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии / ред. В. П. Солоненко, Н. А. Флоренсов. – Москва: Наука, 1985. – 224 с.

58. Карта новейшей тектоники Северной Евразии / МПР РФ, Российская академия наук; отв. ред. А. Ф. Грачев; ред. коллегия: В. В. Бронгулеев [и др.]. – 1997. – 1 к. (карта). – Масштаб 1:5 000 000.

59. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР / ред. И. П. Герасимов, А. В. Сидоренко. – Ленинград: ВСЕГЕИ, 1971. – 1 к. (карта). – Масштаб 1:2 500 000.

60. Карта сеймотектоники Восточной Сибири / Г. С. Гусев, И. И. Колодезников, Л. П. Имаева [и др.] ; Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (Москва) [и др.]. – 2015. – 1 к. (карта).

61. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы / гл. ред. Ю. А. Мещеряков. – Москва: Главное управление геодезии и картографии, 1971. – 1 к. (карта). – Масштаб 1:10 000 000.

62. Катастрофические процессы и их влияние на природную среду: в 2 т. / Изд-во Региональной общественной организации ученых по проблемам прикладной геофизики. – Москва, 2002. – Т. 1: Вулканизм. – 435 с.

63. Кейлис-Борок, В. И. Об одной закономерности в возникновении сильных землетрясений / В. И. Кейлис-Борок, Л. Н. Малиновская // Сейсмические методы исследования. – Москва: Наука, 1966. – С. 88–97.

64. Кенгерли, Т. Н. Геодинамика, активные разломы и механизмы очагов землетрясений в зоне псевдосубдукционного взаимодействия континентальных микроплит Южного и Северного Кавказа (южный склон Большого Кавказа, Азербайджан) / Т. Н. Кенгерли, Ф. А. Кадиров, Г. Д. Етирмишли [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. – 2018. – Т. 9, № 4. – С. 1099–1126. – DOI: 10.5800/GT-2018-9-4-0385.

65. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97: масштаб 1:8 000 000: объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах / В. И. Уломов, Л. С. Шумилина. – Москва: Объединенный институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, 1999. – 57 с.
66. Копп, М. Л. Кинематическое взаимодействие динамических стресс-режимов и его геологические следствия / М. Л. Копп // Труды Геологического института. – 2024. – Вып. 637. – 196 с.
67. Копылов, И. С. Морфонеотектоническая система оценки геодинамической активности / И. С. Копылов. – Пермь, 2019. – 132 с.
68. Короновский, Н. В. Геология России и сопредельных территорий: учеб. пособие для вузов / Н. В. Короновский, А. Ф. Ясаманов; под ред. Н. В. Короновского. – 3-е изд., испр. и доп. – Москва: Академия, 2011. – 496 с.
69. Короновский, Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии / Н. В. Короновский, Е. Е. Милановский. – Москва: Недра, 1973. – 280 с.
70. Корчуганова, Н. И. Новейшая тектоника с основами современной геодинамики: методическое руководство / Н. И. Корчуганова. – Москва: ГЕОС, 2007. – 354 с.
71. Костенко, Н. П. Геоморфология / Н. П. Костенко. – Москва: МГУ, 1999. – 379 с.
72. Крауч, С. Методы граничных элементов в механике твердого тела / С. Крауч, А. Старфилд. – Москва: Мир, 1987. – 328 с.
73. Кузнецов, Н. Б. О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления / Н. Б. Кузнецов, Т. В. Романюк // Геодинамика и тектонофизика. – 2025. – Т. 16, № 3. – DOI: 10.5800/GT-2025-16-3-0825.

74. Кузьмин, Ю. О. Физические основы современной геодинамики / Ю. О. Кузьмин // Геофизические процессы и биосфера. – 2023. – Т. 22, № 2. – С. 5–58. – DOI: 10.21455/GPB2023.2-1.
75. Лобковский, Л. И. Двухъярусная концепция тектоники плит: геологические, геофизические и геодинамические следствия / Л. И. Лобковский // Геологическая история СССР и тектоника плит. – Москва: Наука, 1989. – С. 133–134.
76. Лобковский, Л. И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии / Л. И. Лобковский // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 3. – С. 476–495. – DOI: 10.15372/GiG20160302.
77. Лобковский, Л. И. Успехи и трудности тектоники плит: обобщение классической парадигмы на примере Арктического региона / Л. И. Лобковский // Мировой океан. – Москва: Научный мир, 2013. – Т. 1. – С. 29–52.
78. Лободенко, И. Ю. Голоценовые тектонические нарушения (палеосейсмодислокации) в зонах Хоккайдо-Сахалинского и Центрально-Сахалинского разломов: дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.03 / Лободенко Ирина Юрьевна. – Москва, 2010. – 166 с.
79. Ломов, В. С. Поднятие Западного Кавказа по данным о строении верхних моласс Предкавказского прогиба (бассейн р. Белая) / В. С. Ломов, Я. И. Трихунков, К. И. Юшин [и др.] // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2025. – № 3, вып. 67. – С. 87–104.
80. Лукк, А. А. Сейсмичность, тектоника и GPS-геодинамика Кавказа / А. А. Лукк, В. И. Шевченко // Физика Земли. – 2019. – № 4. – С. 99–123.
81. Лухнев, А. В. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений / А. В. Лухнев, В. А. Саньков, А. И. Мирошниченко [и др.] // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 7. – С. 1006–1017.

82. Макеев, В. М. Кузнецкая периорогенная область: неотектоническая зональность и геодинамические условия / В. М. Макеев. – Москва: ГЕОС, 2008. – 148 с.
83. Мельник, Г. Э. Стабильность Северной Евразии по данным спутниковой геодезии / Г. Э. Мельник, Г. М. Стеблов // Физика Земли. – 2024. – № 2. – С. 85–97. – DOI: 10.31857/S0002333724020074.
84. Мельников, О. А. Грязевой (газоводолитокластитовый) вулканизм острова Сахалин: история, результаты и перспективы исследований / О. А. Мельников, В. В. Ершов // Вестник ДВО РАН. – 2010. – № 6. – С. 87–94.
85. Мельников, О. В. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области / О. В. Мельников. – Москва: Наука, 1987. – 95 с.
86. Метелкин, Д. В. Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных / Д. В. Метелкин // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 4. – С. 500–522.
87. Милановский, Е. Е. Геологическое строение Кавказа / Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин. – Москва: Изд-во МГУ, 1963. – 358 с.
88. Милановский, Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа / Е. Е. Милановский. – Москва: Недра, 1968. – 483 с.
89. Милюков, В. К. Современные тектонические движения Западного Кавказа и Предкавказья по ГНСС наблюдениям / В. К. Милюков, А. П. Миронов, А. Н. Овсученко [и др.] // Геотектоника. – 2022. – № 1. – С. 51–67.
90. Миронов, А. П. Деформации земной коры в осетинском регионе Большого Кавказа по данным ГНСС-измерений / А. П. Миронов, В. К. Милюков, Г. М. Стеблов [и др.] // Геофизические процессы и биосфера. – 2021. – Т. 20, № 4. – С. 122–137.
91. Монгуш, А. А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических

данных) / А. А. Монгуш, В. И. Лебедев, В. П. Ковач [и др.] // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 5. – С. 649–665.

92. Моссаковский, А. А. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования / А. А. Моссаковский, С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин, Т. Н. Хераскова // Геотектоника. – 1993. – № 3. – С. 3–32.

93. Мягков, Д. С. Исследование формирования напряжённо-деформированного состояния эпиплатформенных орогенов методом математического моделирования: дис. ... канд. физ.-мат. наук: 25.00.10 / Мягков Дмитрий Сергеевич. – Москва: ИФЗ РАН, 2022. – 141 с.

94. Национальный атлас России: в 4 т. / отв. ред. Г. Ф. Кравченко; ПКО «Картография» под общ. рук. М-ва транспорта Российской Федерации и Роскартографии. – Москва: Картография, 2007. – Т. 2: Природа и экология. – С. 46–49 : карты.

95. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов / В. Г. Трифонов, Г. А. Востриков, А. И. Кожурин [и др.]. – Москва: Наука, 1988. – 365 с.

96. Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии / под ред. В. Г. Трифонова. – Москва: ГЕОС, 2012. – 216 с.

97. Несмеянов, С. А. Инженерная геотектоника / С. А. Несмеянов. – Москва: Наука, 2012. – 560 с.

98. Нетребин, П. Б. Морфометрический анализ рельефа Большого Кавказа: дис. ... канд. географ. наук: 25.00.25 / Нетребин Петр Борисович. – Краснодар, 2012. – 227 с.

99. Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г. // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Информационно-аналитический бюллетень. – Москва, 1995. – Спец. вып. – 236 с.

100. Нечаев, Ю. В. Линеаменты и тектоническая раздробленность: дистанционное изучение внутреннего строения литосферы / Ю. В. Нечаев ; под ред. акад. А. О. Глико. – Москва: ИФЗ РАН, 2010. – 215 с.
101. Николаев, Н. И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы / Н. И. Николаев. – Москва: Недра, 1988. – 491 с.
102. Никонов, А. А. Палеосейсмодислокации в приосевой части Главного Кавказского хребта (Приэльбрусье) / А. А. Никонов // Доклады Академии наук СССР. – 1991. – Т. 319, № 5. – С. 1183–1186.
103. Новиков, И. С. Геоморфологические эффекты внутриконтинентальной коллизии на примере Горного Алтая / И. С. Новиков // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 11. – С. 52–60.
104. Носов, М. А. Генерация цунами землетрясением / М. А. Носов, А. В. Большакова. – Москва: Янус-К, 2020. – 120 с.
105. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации [Электронный ресурс]. – URL: http://seismos-u.ifz.ru/documents/zapiska_OCR_2016.pdf (дата обращения: 16.09.2025).
106. Овсяченко, А. Н. Исследования очагов сильных исторических землетрясений методами геофизики, палео-, архео- и исторической сейсмологии: Фиагдонская котловина в Северной Осетии / А. Н. Овсяченко, Д. Е. Едемский, С. Ю. Нечаев [и др.] // Геология и геофизика Юга России. – 2024. – Т. 14, № 1. – С. 64–89. – DOI: 10.46698/VNC.2024.50.37.005.
107. Овсяченко, А. Н. Локализация очага сильного исторического землетрясения в Центральной Туве с использованием фольклорно-исторических и палеосейсмологических данных / А. Н. Овсяченко, Ю. В. Бутанаев, Н. Г. Кошевой // Геотектоника. – 2023. – № 2. – С. 3–24. – DOI: 10.31857/S0016853X23020066.
108. Овсяченко, А. Н. О повторяемости сильных сейсмических событий в районе тувинских землетрясений 2011–2012 гг. по данным палеосейсмологических исследований / А. Н. Овсяченко, Ю. В. Бутанаев, А.

В. Мараханов [и др.] // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 11. – С. 1784–1793.

109. Овсюченко, А. Н. Особенности сеймотектоники и древние землетрясения Южной Осетии (часть 1) / А. Н. Овсюченко, С. С. Новиков, А. С. Ларьков, А. В. Мараханов // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. – 2011а. – Т. 12, № 3. – С. 55–68.

110. Овсюченко, А. Н. Особенности сеймотектоники и древние землетрясения Южной Осетии (часть 2) / А. Н. Овсюченко, С. С. Новиков, А. С. Ларьков, А. В. Мараханов // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. – 2011б. – Т. 12, № 4. – С. 57–63.

111. Овсюченко, А. Н. Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования южной части хребта Танну-Ола / А. Н. Овсюченко, Ю. В. Бутанаев, Д. К. Тулуш // Природные ресурсы, среда и общество. – 2019. – № 4(4).

112. Овсюченко, А. Н. Палеосейсмологические исследования сеймотектонического узла на юго-западе Тувы / А. Н. Овсюченко, Ю. В. Бутанаев, К. С. Кужугет // Вестник ОНЗ РАН. – 2016. – Т. 8.

113. Овсюченко, А. Н. Сейсмические деформации на античном городище Раевское и сеймотектоника Северо-Западного Кавказа / А. Н. Овсюченко, А. М. Корженков, А. А. Малышев [и др.] // Геофизические процессы и биосфера. – 2023. – Т. 22, № 2. – С. 75–108. – DOI: 10.21455/GPB2023.2-3.

114. Оскорбин, Л. С. Сейсмогенные зоны Сахалина и сопредельных областей / Л. С. Оскорбин // Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. – Южно-Сахалинск, 1997. – С. 154–178.

115. Павленкова, Н. И. Структурные особенности литосферы континентов и океанов и их природа / Н. И. Павленкова. – Москва: ГЕОС, 2019. – 73 с.

116. Панина, Л. В. Основные черты новейшей геодинамики Северо-Западного и Центрального Кавказа / Л. В. Панина, В. А. Зайцев, А. О. Агибалов

[и др.] // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2021. – № 1. – С. 3–14.

117. Пати́на, И. С. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизийный правый сдвиг / И. С. Пати́на, Ю. Г. Леонов, Ю. А. Волож [и др.] // Геотектоника. – 2017. – № 4. – С. 17–30.

118. Петрова, Н. В. Сопоставление систем классификации землетрясений в локальных магнитудах M_L в некоторых регионах Северной Евразии / Н. В. Петрова, А. Д. Курова // Российский сейсмологический журнал. – 2023. – Т. 5, № 2. – С. 61–76.

119. Приказ Ростехнадзора от 02.03.2018 г. № 90 (ред. от 11.05.2018 г.) «Об утверждении руководства по безопасности при использовании атомной энергии "Оценка исходной сейсмичности района и площадки размещения объекта использования атомной энергии при инженерных изысканиях и исследованиях" (РБ-019-18)».

120. Примечание: Позиции 32 и 33 являются дублями. В итоговом списке необходимо оставить только одну запись (рекомендуется та, что с DOI).

121. Прытков, А. С. Деформации земной поверхности острова Сахалин по данным GPS-наблюдений / А. С. Прытков, Н. В. Василенко // Геодинамика и тектонофизика. – 2018. – Т. 9, № 2. – С. 503–514.

122. Ребецкий, Ю. Л. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы / Ю. Л. Ребецкий, Л. А. Сим, А. В. Маринин. – Москва: ГЕОС, 2017. – 234 с.

123. Ребецкий, Ю. Л. Современное состояние теорий прогноза землетрясений. Результаты оценки природных напряжений и новая модель очага землетрясений / Ю. Л. Ребецкий // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. – Москва, 2008. – С. 359–395.

124. Рейснер, Г. И. Геологические методы прогнозирования сейсмической опасности / Г. И. Рейснер. – Москва: Наука, 1980. – 173 с.

125. Рейснер, Г. И. Сейсмический потенциал Западной России, других стран СНГ и Балтии / Г. И. Рейснер, Л. И. Иогансон // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – Москва: ОИФЗ РАН, 1993. – С. 186–195.
126. Рейснер, Г. И. Современные эндогенные режимы / Г. И. Рейснер // Очерки геофизических исследований: К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О. Ю. Шмидта. – Москва: ОИФЗ РАН, 2003. – С. 303–312.
127. Рейснер, Г. И. Современные эндогенные режимы Юго-Восточной Азии / Г. И. Рейснер, В. П. Чичагов // Доклады Академии наук СССР. – 1991. – Т. 317, № 2. – С. 333–338.
128. Рейснер, Г. И. Типизация земной коры и современные эндогенные режимы Охотии / Г. И. Рейснер // Проблемы эволюции тектоносферы. – Москва: ОИФЗ РАН, 1997. – С. 62–83.
129. Рихтер, А. В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое / А. В. Рихтер; отв. ред. Ю. М. Пущаровский; Геологический ин-т АН СССР. – Москва: Наука, 1986. – 93 с.
130. Рогожин, Е. А. Глубинное строение северо-западного окончания Кавказа по новым геолого-геофизическим данным / Е. А. Рогожин, А. В. Горбатиков, М. Ю. Степанова [и др.] // Физика Земли. – 2020. – № 6. – С. 48–65. – DOI: 10.31857/S0002333720060071.
131. Рогожин, Е. А. О соотношении проявлений вулканизма и землетрясений на Северном Кавказе в голоцене / Е. А. Рогожин, А. Г. Гурбанов, А. В. Мараханов [и др.] // Физика Земли. – 2005. – № 3. – С. 33–46.
132. Рогожин, Е. А. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене / Е. А. Рогожин, С. Г. Платонова. – Москва: ОИФЗ РАН, 2002. – 120 с.
133. Рогожин, Е. А. Очерки региональной сейсмотектоники / Е. А. Рогожин; отв. ред. А. О. Глико. – Москва: ИФЗ РАН, 2012. – 340 с.
134. Рогожин, Е. А. Повторяемость сильных землетрясений в активной зоне Ховдского разлома, Монгольского Алтая / Е. А. Рогожин, А. С. Ларьков,

С. Дэмбэрэл, Б. Баттулга // Геотектоника. – 2013. – № 5. – С. 340–350. – DOI: 10.1134/S0016852113050051.

135. Рогожин, Е. А. Сейсмотектонические и сейсмовибрационные проявления Алтайского землетрясения 27 сентября 2003 г. с $M_w = 7.3$, $I_0 = 9-10$ (Горный Алтай) / Е. А. Рогожин, А. Н. Овсюченко, А. В. Мараханов // Землетрясения Северной Евразии в 2003 году. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 364–341.

136. Рогожин, Е. А. Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении / Е. А. Рогожин, А. В. Горбатиков, М. Ю. Степанова [и др.] // Геотектоника. – 2015. – № 2. – С. 36–49. – DOI: 10.7868/S0016853X15020058.

137. Рогожин, Е. А. Тектоника очага зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине / Е. А. Рогожин // Геотектоника. – 1996. – № 2. – С. 45–53.

138. Рогожин, Е. А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. / Е. А. Рогожин, А. Н. Овсюченко, А. В. Мараханов, Е. А. Ушанова // Геотектоника. – 2007. – № 2. – С. 87–104. – DOI: 10.1134/S001685210702001X.

139. Рогожин, Е. А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. / Е. А. Рогожин, А. Н. Овсюченко, А. В. Мараханов, Е. А. Ушанова // Геотектоника. – 2007. – № 2. – С. 3–23.

140. Рождественский, В. С. Роль сдвигов в структуре Сахалина / В. С. Рождественский // Геотектоника. – 1982. – № 4. – С. 99–111.

141. Рождественский, В. С. Сдвиги в восточном хребте полуострова Шмидта на Сахалине / В. С. Рождественский // Геология и геофизика. – 1972. – № 10. – С. 131–134.

142. Рождественский, В. С. Сдвиги северо-восточного Сахалина / В. С. Рождественский // Геотектоника. – 1975. – № 2. – С. 85–97.

143. Рождественский, В. С. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина / В. С. Рождественский, А. Н. Речкин // Тихоокеанская геология. – 1982. – № 2. – С. 40–44.

144. Руководство пользователя «Analysis Package Reservoir Modelling System (RMS)» [Электронный ресурс]. – URL: www.geodisaster.ru/index.php?page=uchebnye-posobiya-2 (дата обращения: 10.10.2020).

145. Салтыков, В. А. Прогнозирование извержений вулкана Безымянный (Камчатка) 2015–2020 гг.: результаты использования методики на основе СОУС'09, верификация параметров / В. А. Салтыков // Вулканология и сейсмология. – 2022. – № 6. – С. 75–86. – DOI: 10.31857/S0203030622060074.

146. Сенцов, А. А. Выделение зон возможных очагов землетрясений в Фенноскандии по данным анализа сейсмичности и компьютерного геодинамического моделирования / А. А. Сенцов, А. О. Агибалов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2021. – № 1. – С. 15–22.

147. Сенцов, А. А. Выделение зон возникновения очагов коровых землетрясений Республики Союз Мьянма: новый методический подход на базе анализа рельефа и компьютерного геодинамического моделирования / А. А. Сенцов, А. Л. Собисевич, А. Л. Агибалов [и др.] // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2025. – (принята в печать).

148. Сенцов, А. А. Геоморфологические индикаторы сдвиговых перемещений на острове Уруп (Большая Курильская гряда) / А. А. Сенцов, А. О. Агибалов, В. А. Зайцев [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2023. – № 3. – С. 82–91.

149. Сенцов, А. А. Сеймотектоника опасных областей Восточно-Европейской платформы: дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.03 / Сенцов Алексей Андреевич; науч. рук. В. А. Зайцев. – Москва, 2022. – 116 с.

150. Сенцов, А. А. Сравнение морфометрических характеристик рельефа массива Вялимяки, рассчитанных по разным цифровым моделям рельефа / А. А. Сенцов, А. О. Агибалов, А. Д. Кондратов [и др.] // Материалы

Всероссийской научной конференции «Динамическая геология – проблемы и достижения», посвященной 270-летию МГУ имени М. В. Ломоносова и 90-летию со дня рождения Н. В. Короновского, М. А. Гончарова и М. Г. Ломизе. – Москва: Издательство «Перо», 2023. – С. 239–242.

151. Сим, Л. А. Неотектоника и тектонические напряжения острова Сахалин / Л. А. Сим, Л. М. Богомолов, Г. В. Брянцева, П. А. Саввичев // Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8, № 1. – С. 181–202.

152. Симонов, Ю. Г. Объяснительная морфометрия рельефа / Ю. Г. Симонов. – Москва: ГЕОС, 1999. – 250 с.

153. Служба срочных донесений ФИЦ ЕГС РАН [Электронный ресурс]. – URL: <http://www.gsras.ru/cgi-bin/new/mapCustom.pl?l=0&lat=51&lon=93&num=50&rad=600> (дата обращения: 26.05.2025).

154. Собисевич, А. Л. Взаимосвязь морфометрических параметров рельефа и сейсмичности острова Сахалин / А. Л. Собисевич, Г. М. Стеблов, А. О. Агибалов [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2024. – № 6. – С. 32–41.

155. Собисевич, А. Л. Выделение зон возможных очагов землетрясений в областях новейшего тектогенеза на основе геолого-геоморфологических факторов и инструментов нечёткой логики (на примере Большого Кавказа) / А. Л. Собисевич, Г. М. Стеблов, А. О. Агибалов [и др.] // Вулканология и сейсмология. – 2024. – № 5. – С. 53–66.

156. Собисевич, А. Л. Развитие методов комплексного морфометрического анализа рельефа для оценки тектонической раздробленности недр / А. Л. Собисевич, А. О. Агибалов, О. В. Бергаль-Кувикас [и др.] // Вулканология и сейсмология. – 2024. – № 3. – С. 59–69.

157. Соколов, С. А. Новейшая структура северного обрамления Убсунурской впадины и её соотношение с активными разломами (Республика Тыва, Россия) / С. А. Соколов, С. Т. Гарипова, К. И. Юшин [и др.] // Геотектоника. – 2023. – № 1. – С. 93–112. – DOI: 10.31857/S0016853X23010071.

158. Соловьев, В. В. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина / В. В. Соловьев, С. Г. Ганешин. – Москва: Недра, 1971. – 160 с.
159. Спиридонов, А. И. Геоморфологическое картографирование / А. И. Спиридонов. – Москва: Недра, 1975. – 184 с.
160. Стеблов, Г. М. Анализ современных движений и деформаций земной коры Фенноскандии по данным ГНСС / Г. М. Стеблов, А. О. Агибалов, Г. Э. Мельник [и др.] // Физика Земли. – 2022. – № 4. – С. 19–29.
161. Стеблов, Г. М. Анализ современных деформаций Северо-Западного Кавказа и Предкавказья по данным ГНСС / Г. М. Стеблов, А. О. Агибалов, Д. Е. Белобородов [и др.] // Физика Земли. – 2023. – № 4. – С. 65–74.
162. Стеблов, Г. М. Взаимодействие тектонических плит в Северо-Восточной Азии / Г. М. Стеблов // Доклады Академии наук. – 2004. – Т. 394, № 5. – С. 689–692.
163. Стеблов, Г. М. К проблеме оценки максимально возможных магнитуд землетрясений острова Сахалин различными методами / Г. М. Стеблов, А. О. Агибалов, В. М. Макеев [и др.] // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2023. – Т. 50, № 4. – С. 25–35.
164. Стеблов, Г. М. Кинематика движения материков Земли / Г. М. Стеблов, Д. И. Фролов, В. С. Куксенко // Физика твердого тела. – 2005. – Т. 47, вып. 6. – С. 1009–1014.
165. Терцаги, К. Теория механики грунтов / К. Терцаги. – Москва : Госстройиздат, 1961. – 507 с.
166. Тимофеев, В. Ю. Современные движения земной поверхности Горного Алтая по GPS-наблюдениям / В. Ю. Тимофеев, Д. Г. Ардюков, А. В. Тимофеев, Е. В. Бойко // Геодинамика и тектонофизика. – 2019. – Т. 10, № 1. – С. 123–146.
167. Трегуб, А. И. Морфометрия современной поверхности и неотектоническая структура территории ВКМ / А. И. Трегуб, О. В.

Жаворонкин // Вестник Воронежского университета. Серия геологическая. – 2000. – № 3. – С. 19–26.

168. Трегуб, А. И. Морфоструктура Онежского полуострова и дна прилегающей акватории Белого моря на основе статистических моделей рельефа и морфографического анализа / А. И. Трегуб // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2010. – № 2. – С. 59–64.

169. Трифонов, В. Г. Неотектоника подвижных поясов / В. Г. Трифонов. – Москва: ГЕОС, 2017. – 180 с.

170. Трифонов, В. Г. Проблемы изучения активных разломов / В. Г. Трифонов, А. И. Кожурин // Геотектоника. – 2010. – № 6. – С. 79–98.

171. Философов, В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур / В. П. Философов; под ред. А. А. Корженевского. – Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1960. – 91 с.

172. Философов, В. П. Методика вычисления и геолого-геоморфологическая интерпретация коэффициента расчлененности рельефа / В. П. Философов // Вопросы морфометрии. – 1967. – Т. 1, вып. 2. – С. 112–146.

173. Харахинов, В. В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона / В. В. Харахинов. – Москва: Научный мир, 2010. – 276 с.

174. Харахинов, В. В. Разломы Сахалина / В. В. Харахинов, С. Д. Гальцев-Безюк, А. А. Терещенков // Тихоокеанская геология. – 1984. – № 2. – С. 77–86.

175. Хилько, С. Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии / С. Д. Хилько, Р. А. Курушин, В. М. Кочетков [и др.]. – Москва: Наука, 1985. – 222 с.

176. Холодков, К. И. Опыт аэрогеофизических работ на интрузии Вялимяки / К. И. Холодков, Ф. В. Передерин, В. В. Дьяков [и др.] // Материалы Всероссийской научной конференции «Динамическая геология – проблемы и достижения», посвященной 270-летию МГУ имени М. В. Ломоносова и 90-летию со дня рождения Н. В. Короновского, М. А. Гончарова и М. Г. Ломизе. – Москва: Издательство «Перо», 2023. – С. 168–172.

177. Шебалин, Н. В. Сильные землетрясения: избранные труды / Н. В. Шебалин. – Москва: Академия горных наук, 1997. – 541 с.
178. Шебалин, П. Н. О совершенствовании подходов к сокращению ущерба от землетрясений / П. Н. Шебалин, С. А. Тихоцкий, А. А. Коваленко // Вестник Российской академии наук. – 2024. – Т. 94, № 10. – С. 886–895.
179. Шебалин, П. Н. Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности? / П. Н. Шебалин, А. Д. Гвишиани, Б. А. Дзобоев, А. А. Скоркина // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2022. – Т. 507, № 1. – С. 91–97.
180. Шебалин, П. Н. Синтетический каталог землетрясений восточного сектора Арктической зоны Российской Федерации / П. Н. Шебалин, А. Д. Гвишиани, П. А. Малютин, Е. М. Греков, А. О. Антипова, И. А. Воробьева, Б. А. Дзобоев, Б. В. Дзеранов // Вулканология и сейсмология. – 2025. – № 2. – С. 3–18.
181. Шолпо, В. Н. Идеи академика Гамбургцева в сеймотектонике / В. Н. Шолпо, Г. И. Рейснер, Е. А. Рогожин // Физика Земли. – 2004. – № 5. – С. 68–79.
182. Шульц, С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня / С. С. Шульц. – Москва: Географгиз, 1948. – 224.
183. Agayan, S. M. Development of the Algorithmic Basis of the FCAZ Method for Earthquake-Prone Area Recognition / S. M. Agayan, B. A. Dzeboev, S. R. Bogoutdinov, I. O. Belov, B. V. Dzeranov, D. A. Kamaev // Applied Sciences. – 2023. – Vol. 13, No. 4. – Art. 2496. – DOI: 10.3390/app13042496.
184. Davaasambuu, B. The Ar-Hötöl surface rupture along the Khovd fault (Mongolian Altay) / B. Davaasambuu, M. Ferry, J. F. Ritz, U. Munkhuu // Journal of Maps. – 2023. – Vol. 19, No. 1. – P. 2132884. – DOI: 10.1080/17445647.2022.2132884.
185. Deev, E. Earthquake-induced deformation at archaeological sites in southeastern Gorny Altai (Siberia Russia) / E. Deev, A. Borodovskiy, A. Entin //

Archaeological Research in Asia. – 2023a. – Vol. 34. – P. 100431. – DOI: 10.1016/j.ara.2023.100431.

186. Deev, E. Large Holocene paleoseismic events and synchronized travertine formation: a case study of the Kurai fault zone (Gorny Altai, Russia) / E. Deev, Y. Dublyansky, S. Kokh [et al.] // International Geology Review. – 2023b. – Vol. 65, No. 15. – P. 2426–2446. – DOI: 10.1080/00206814.2022.2145510.

187. Deev, E. V. Large earthquakes in the Katun fault zone (Gorny Altai): paleoseismological and archaeoseismological evidence / E. V. Deev, I. V. Turova, A. P. Borodovskiy [et al.] // Quaternary Science Reviews. – 2019. – Vol. 203. – P. 68–89. – DOI: 10.1016/j.quascirev.2018.11.009.

188. Deev, E. V. Large paleoearthquakes and Holocene faulting in the Southeastern Gorny Altai: implications for ongoing crustal shortening in Central Asia / E. V. Deev, A. V. Panin, O. N. Solomina [et al.] // International Geology Review. – 2024. – Vol. 66, No. 19. – P. 3382–3404. – DOI: 10.1080/00206814.2024.2333000.

189. Deev, E. V. Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of palaeoseismological and archaeoseismological studies / E. V. Deev, I. V. Turova, A. P. Borodovskiy [et al.] // International Geology Review. – 2017. – Vol. 59, No. 3. – P. 293–310. – DOI: 10.1080/00206814.2016.1258675.

190. Delvaux, D. Seismic hazard assessment of the Kivu rift segment based on a new seismotectonic zonation model (western branch, East African Rift system) / D. Delvaux, J.-L. Mulumba, M. N. S. Sebagenzi [et al.] // Journal of African Earth Sciences. – 2017. – Vol. 134. – P. 831–855. – DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2016.10.004.

191. Dobretsov, N. L. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes / N. L. Dobretsov, M. M. Buslov, D. Delvaux [et al.] // International Geology Review. – 1996. – Vol. 38. – P. 430–466. – DOI: 10.1080/00206819709465345.

192. Fowler, C. M. R. The solid earth: an introduction to global geophysics / C. M. R. Fowler. – 2nd ed. – Cambridge: Cambridge University Press, 2005. – 725 p.
193. Frankel, K. L. Late Pleistocene slip rate of the Höh Serh–Tsagaan Salaa fault system, Mongolian Altai and intracontinental deformation in central Asia / K. L. Frankel, K. W. Wegmann, A. Bayasgalan [et al.] // *Geophysical Journal International*. – 2010. – Vol. 183, No. 3. – P. 1134–1150. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.2010.04826.x.
194. Gilbert, G. K. Lake Bonneville / G. K. Gilbert. – Washington: US Government Printing Office, 1890. – Vol. 1. – 438 p.
195. Gobowicz, S. J. Stress drop and aftershocks / S. J. Gobowicz // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1973. – Vol. 63, No. 4. – P. 1433–1446.
196. Guth, P. L. Geomorphometric comparison of ASTER GDEM and SRTM / P. L. Guth // A special joint symposium of ISPRS Technical Commission 4 and AutoCarto in conjunction with ASPRS/CaGIS, Fall Specialty Conference. – Orlando (Florida), 2010.
197. Gvishiani, A. D. Integrated Earthquake Catalog of the Eastern Sector of the Russian Arctic / A. D. Gvishiani, I. A. Vorobieva, P. N. Shebalin [et al.] // *Applied Sciences (Switzerland)*. – 2022. – Vol. 12, No. 10. – Art. 5010.
198. Hanks, T. C. A moment magnitude scale / T. C. Hanks, H. Kanamori // *Journal of Geophysical Research*. – 1979. – Vol. 84, No. B5. – P. 2348–2350. – DOI: 10.1029/JB084iB05p02348.
199. Hawker, L. A 30m global map of elevation with forests and buildings removed / L. Hawker, P. Uhe, L. Paulo [et al.] // *Environmental Research Letters*. – 2022. – Vol. 17. – DOI: 10.1088/1748-9326/ac4d4f.
200. Hók, J. A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of Slovakia / J. Hók, R. Kysel, M. Kováč [et al.] // *Geologica Carpathica*. – 2016. – Vol. 67, No. 3. – P. 273–288. – DOI: 10.1515/geoca-2016-0018.

201. Huang, L. Identifying active retrogressive thaw slumps from ArcticDEM / L. Huang, M. J. Willis, G. Li [et al.] // *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. – 2023. – Vol. 205. – P. 301–316.
202. Kanamori, H. Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology / H. Kanamori, D. L. Anderson // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1975. – Vol. 65. – P. 1073–1095.
203. Kogan, M. G. Geodetic constraints on the rigidity and relative motion of Eurasia and North America / M. G. Kogan, G. M. Steblov, R. W. King [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2000. – Vol. 27, No. 14. – P. 2041–2044.
204. Kossobokov V., Shebalin P. Earthquake Prediction // *Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction* / V.I. Keilis-Borok, A.A. Soloviev (eds.). – Berlin, Heidelberg: Springer, 2003. – P. 141–205. – (Springer Series in Synergetics). – DOI: 10.1007/978-3-662-05298-3_4.
205. Lehner, B. Global River hydrography and network routing: baseline data and new approaches to study the world's large river systems / B. Lehner, G. Grill // *Hydrological Processes*. – 2013. – No. 27(15). – P. 2171–2186.
206. Lolli, B. Empirical conversion between teleseismic magnitudes (mb and Ms) and moment magnitude (Mw) at the Global, Euro-Mediterranean and Italian scales / B. Lolli, P. Gasperini, G. Vannucci // *Geophysical Journal International*. – 2014. – Vol. 199, No. 2. – P. 805–828. – DOI: 10.1093/gji/ggu264.
207. Meletti, C. A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory / C. Meletti, F. Galadini, G. Valensise [et al.] // *Tectonophysics*. – 2008. – Vol. 450. – P. 85–108.
208. Molchan, G. M. Structure of optimal strategies in earthquake prediction // *Tectonophysics*. – 1991. – Vol. 193, No. 4. – P. 267–276. – DOI: 10.1016/0040-1951(91)90336-Q.
209. Molnar, P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision / P. Molnar, P. Tapponnier // *Science*. – 1975. – Vol. 189. – P. 419–426. – DOI: 10.1126/science.189.4201.419.

210. Oda, M. Permeability Tensor for discontinuous rock masses / M. Oda // *Geotechnique*. – 1985. – Vol. 35. – P. 483.
211. Patina, I. S. Crimea-Kopet Dagh zone of concentrated orogenic deformations as a transregional late collisional right-lateral strike-slip fault / I. S. Patina, Y. G. Leonov, Y. A. Volozh [et al.] // *Geotectonics*. – 2017. – Vol. 51, No. 4. – P. 353–365. – DOI: 10.1134/S0016852117040069.
212. Petrov, O. Tectonic map of Central Asia and adjacent areas: scale 1:2 500 000 / O. Petrov, Yu. Leonov, Li Tingdong [et al.]. – Beijing: Geological Publishing House, 2008. – 1 map.
213. Prentice, C. S. Prehistoric ruptures of the Gurvan Bulag fault, Gobi Altay, Mongolia / C. S. Prentice, K. Kendrick, K. Berryman [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2002. – Vol. 107, No. B12. – P. ESE 1-1–ESE 1-18. – DOI: 10.1029/2001JB000803.
214. Ritz, J. F. Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates / J. F. Ritz, D. Bourlès, E. T. Brown [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2003. – Vol. 108, No. B3. – P. 2162. – DOI: 10.1029/2001JB000553.
215. Sema, H. V. Fuzzy gamma operator model for preparing landslide susceptibility zonation mapping in parts of Kohima Town, Nagaland, India / H. V. Sema, B. Guru, R. Veerappan // *Modeling Earth Systems and Environment*. – 2017. – Vol. 3. – P. 499–514.
216. Shao, Y. Viscoelastic stress change from the 1931 MW7.8 Fuyun earthquake and its impact on seismic activity around the Altai Mountains / Y. Shao, J. He, X. Wang, Y. Zhao // *Geodesy and Geodynamics*. – 2024. – Vol. 15, No. 4. – P. 326–337. – DOI: 10.1016/j.geog.2024.01.002.
217. Sobisevich, A. L. Identification of Potential Earthquake Source Locations Zones in the Altai-Sayan Mountain Region: A New Approach Based on the Morphometric Terrain Analysis and the Geodynamic Modeling / A. L. Sobisevich, G. M. Steblov, A. A. Sentsov [et al.] // *Natural Hazards*. – 2025. – DOI: 10.1007/s11069-025-07596-3.

218. Sobisevich, A. L. Seismic Domain Identification Algorithm Using Fuzzy Logic Methods With Combined Geological and Geomorphological Data for the Case of Sakhalin Island / A. L. Sobisevich, G. M. Steblov, A. O. Agibalov [et al.] // *Russian Journal of Earth Sciences*. – 2024. – Vol. 24, No. 2. – DOI: 10.2205/2024es000906.
219. Tanaka, H. Fuzzy linear programming problems with fuzzy numbers / H. Tanaka, K. Asai // *Fuzzy Sets and Systems*. – 1984. – Vol. 13, No. 1. – P. 1–10.
220. Tangestani, M. H. Landslide susceptibility mapping using the fuzzy gamma approach in a GIS, Kakan catchment area, southwest Iran / M. H. Tangestani // *Australian Journal of Earth Sciences*. – 2004. – Vol. 51, No. 1. – P. 439–450.
221. Terzaghi, R. D. Sources of error in joint surveys / R. D. Terzaghi // *Geotechnique*. – 1965. – Vol. 15. – P. 287–304.
222. Van Zyl, J. J. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography / J. J. Van Zyl // *Acta Astronautica*. – 2001. – Vol. 48. – P. 559–565.
223. Vorobieva, I. A. Integrated Earthquake Catalog of the Western Sector of the Russian Arctic / I. A. Vorobieva, A. D. Gvishiani, P. N. Shebalin, B. A. Dzeboev, B. V. Dzeranov, N. A. Skorkina, A. A. Sergeeva, N. A. Firsova // *Applied Sciences*. – 2023. – Vol. 13, No. 12. – P. 7084.
224. Walker, R. T. Geomorphology and structure of the Jid right-lateral strike-slip fault in the Mongolian Altay mountains / R. T. Walker, A. Bayasgalan, R. Carson [et al.] // *Journal of Structural Geology*. – 2006. – Vol. 28, No. 9. – P. 1607–1622. – DOI: 10.1016/j.jsg.2006.04.007.
225. Wallace, R. E. Structure of a portion of the San Andreas rift in southern California / R. E. Wallace // *Geological Society of America Bulletin*. – 1949. – Vol. 60, No. 4. – P. 781–806.
226. Wells, D. L. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement / D. L. Wells, K. J. Coppersmith // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1994. – Vol. 84, No. 4. – P. 974–1002.

227. Wu, C. Tectonic geomorphology and Quaternary slip history of the Fuyun fault, southwestern Altai Mountains, Central Asia / C. Wu, K. Huang, A. Yin [et al.] // *Geosphere*. – 2024. – Vol. 20, No. 3. – P. 735–748. – DOI: 10.1130/GES02737.1.

228. Yin, A. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis / A. Yin // *Tectonophysics*. – 2010. – Vol. 488. – P. 293–325. – DOI: 10.1016/j.tecto.2009.06.002.

229. Zechar J.D. Theme VI – Earthquake Predictability & Related Hypothesis Testing Evaluating earthquake predictions and earthquake forecasts: a guide for students and new researchers. – Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, 2010. – DOI: 10.5078/corssa-77337879.

230. Zelenin, E. A. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset / E. A. Zelenin, D. M. Bachmanov, S. T. Garipova [et al.] // *Earth System Science Data*. – 2022. – Vol. 14. – P. 4489–4503.

231. Zimmerman, H. J. Fuzzy set theory and its applications / H. J. Zimmerman. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1996. – 435 p.