

На правах рукописи



ДЕЕВ Евгений Викторович

**НЕОТЕКТОНИКА И ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТЬ
ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО
АЛТАЯ И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ)**

25.00.03 – геотектоника и геодинамика

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Новосибирск – 2018

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук.

Официальные оппоненты:

Трифонов Владимир Георгиевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник Федерального государственного бюджетного учреждения науки Геологический институт Российской академии наук, г. Москва;

Макеев Владимир Михайлович, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией Федерального государственного бюджетного учреждения науки Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева Российской академии наук, г. Москва;

Захаров Владимир Сергеевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры динамической геологии геологического факультета Федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва.

Ведущая организация:

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск.

Защита состоится 04 апреля 2019 г. в 14 часов на заседании диссертационного совета Д 002.001.01 при Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук по адресу г. Москва, ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, конференц-зал.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИФЗ РАН и на сайте www.ifz.ru. Автореферат размещен на официальном сайте Высшей аттестационной комиссии при Министерстве образования и науки Российской Федерации vak.ed.gov.ru и на сайте института www.ifz.ru.

Отзыв на автореферат, заверенные печатью, в 2-х экземплярах просьба направлять по адресу: 123242, Москва, ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, ИФЗ РАН, ученому секретарю диссертационного совета В.А. Камзолкину.

Автореферат разослан декабря 2018 г.

Ученый секретарь

диссертационного совета,

кандидат геолого-минералогических наук



В.А. Камзолкин

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Научная проблема. Исследование представляет собой анализ неотектонической эволюции и сейсмотектоники внутриконтинентальных орогенов Центральной Азии. Расширение и детализация сейсмической летописи, определение максимально возможных магнитуд и периода повторяемости землетрясений в целях оценки сейсмического режима и сейсмической опасности этих территорий – одна из ключевых научных проблем современной сейсмотектоники.

Объекты исследования – внутригорные впадины и ограничивающие их активные разломы Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня, палеосейсмодислокации, поля травертинов, сформировавшиеся в зонах разломов в периоды их сейсмической активизации.

Актуальность темы исследования. Внутригорные впадины – одни из основных морфотектонических элементов в структуре кайнозойских внутриконтинентальных орогенов. Анализ структуры впадин необходим для понимания неотектонической эволюции регионов. Они являются территориями постоянного проживания и интенсивной хозяйственной деятельности человека. Высокая плотность населения, наличие хранилищ токсичных и радиоактивных отходов, развитие предприятий горнодобывающего и топливно-энергетического комплексов (строительство ПАО «Газпром» газопроводов «Сила Сибири-2» в Горном Алтае и «Ташкент-Бишкек-Алматы» в Кыргызстане, планируемое возведение малых ГЭС) требуют адекватных оценок параметров их сейсмического режима и сейсмической опасности. Вместе с тем, сейсмологические каталоги более или менее систематически освещают сейсмическую историю только последних 200–250 лет. Этого явно недостаточно для выявления сейсмического режима и достоверной оценки сейсмической опасности в регионах. Отсюда следует важнейшая актуальная задача – дополнение каталога сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня и Горного Алтая для большего возрастного интервала. Единственным надежным источником информации о положении очаговых зон, магнитудах, возрастах и периоде повторяемости сильных палеоземлетрясений служат данные палеосейсмологии и археосейсмологии.

Цель исследования – с применением комплекса современных геолого-геофизических, морфотектонических, палеосейсмологических, археосейсмологических, минералого-петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических методов и подходов проанализировать структуры впадин и ограничивающих их зон активных разломов, определить параметры сильной палеосейсмичности и коррелируемые с сейсмическими процессами возрастные эпохи травертинообразования.

Научные задачи.

1. На основе морфотектонических, геологических и геоэлектрических данных проанализировать структуры кайнозойских впадин и ограничивающих их зон активных разломов, установить этапы их развития.

2. Палеосейсмологическими и археосейсмологическими методами выявить и изучить ранее неизвестные первичные и вторичные палеосейсмодислокации, связанные с сильными землетрясениями. Определить сеймотектоническую позицию и параметры палеоземлетрясений (кинематику и величины сейсмогенных смещений, магнитуды, интенсивность, положение очаговых зон, возраст), оценить максимальные магнитуды и периоды повторяемости палеоземлетрясений, характерные для активных разломов.

3. На основе морфотектонических, геологических, минералого-петрографических и изотопно-геохимических исследований установить структурную взаимосвязь полей позднечетвертичных травертинов с активными разломами. С использованием методов абсолютной геохронологии определить возраст карбонатов травертинов. С учетом полученных ^{14}C и U/Th возрастов провести корреляцию этапов травертинообразования с выявленными палеосейсмическими событиями.

Методы исследования и фактический материал. Для решения задач использована совместная интерпретация результатов морфотектонических, структурно-геологических, палеосейсмологических, археосейсмологических, литолого-седиментологических, геофизических, минералого-петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических методов. Такой комплексный подход для исследования внутригорных впадин и палеосейсмичности структур северной части Центральной Азии применен впервые, хотя различные методы в том или ином сочетании использовались и ранее (Трифонов и др., 1988, 2002; Корженков, 2006; Лунина и др., 2009; Неведрова и др., 2014, 2017; Добрецов и др., 2016; Семинский и др., 2016; Wu et al., 2005; Valtr, Hanžl, 2008; Dujardin et al., 2014; Kokh et al., 2017; и др.). Теоретические основы и вопросы практического применения использованных методов изложены в работах известных специалистов в области неотектоники, сеймотектоники, палеосейсмологии и археосейсмологии, процессов травертинообразования (Чедия, 1986; Трифонов и др., 1988; 2012; Копп, 1997; Стром, 1997; Имаев и др., 200; Новиков, 2004; Семинский и др., 2005; Корженков, 2006; Буртман, 2012; Рогожин, 2012; Nikonov, 1988; McCalpin, 1996; Hancock et al., 1999; Burbank, 2001; Pentecost, 2005; Galadini, 2006; и др.).

В ходе полевых работ, проведенных диссертантом в 1992-2018 гг., внутренняя структура разломных уступов исследована в 11 траншеях и карьерах, 2 естественных обнажениях. В пределах внутригорных впадин задокументировано около 200 разрезов палеоген-четвертичных отложений.

В 25 из них зафиксированы вторичные деформации, генетически связанные с палеоземлетрясениями. Методами археосейсмологии проанализировано 7 средневековых городищ, 10 иных разновозрастных и разнотипных археологических памятников, несущих в своей архитектуре признаки сейсмогенных деформаций. Выявлено и описано 17 полей травертиновых образований на территории центральной и восточной частей Горного Алтая, данные по 8 из которых использованы в рамках диссертационного исследования. В пределах этих полей отобрана коллекция из 75 образцов травертинов, для которых в 30 шлифах методами оптической микроскопии и рентгенофазового анализа для поляризованного микроскопа выявлены петрографические характеристики травертинов (сделано 235 фотографий), методом СЭМ установлен фазовый состав и морфология минеральных индивидов (сделано 150 фотографий и 160 анализов). Произведено определение микроэлементного состава методом РФА-СИ, получено 63 микрозондовых анализа минералов, 19 анализов изотопных характеристик углерода и кислорода в CaCO_3 . Для вод 5 современных источников в пределах полей травертинов определен макро- и микроэлементный состав методом ICP-AES. При непосредственном участии автора выполнено около 25 измерений ВЭЗ, включая 15 параметрических, 14 зондирований ЗС, 8 электротомографических профилей. Произведена геологическая интерпретация нескольких десятков геоэлектрических профилей, полученных по различным методикам специалистами ИНГГ СО РАН, алтайскими геофизическими партиями в 1960–1980 гг. При характеристике неотектонической и геологической структуры территорий использовались опубликованные тектонические схемы, геологические и топографические карты, фондовые геолого-геофизические материалы, многоспектральные космоснимки (Landsat, Spot, Modis), цифровые модели рельефа Земли (SRTM, GMRT), литературные источники. Сейсмологическая информация заимствована из каталогов NEIC, IRIS, АСФ ГС СО РАН, (Кондорская, Шебалин, 1977; Кальметьева и др., 2009; Уломов, Медведева, 2011). Определение возрастов палеоземлетрясений и этапов травертинообразования подкреплено более чем 60 определениями абсолютного возраста, выполненными радиоуглеродным, ОСЛ, ИК-ОСЛ и U-Th методами.

Защищаемые научные положения.

1. По геоэлектрическим характеристикам кайнозойские отложения наиболее крупных впадин Горного Алтая разделены на низкоомный и высокоомный комплексы, сформированные в различных геодинамических обстановках. На этапе палеоген–неогенового растяжения при слаборасчлененном рельефе впадины заполнялись тонкообломочными озерными отложениями. В основную (четвертичную) фазу орогенеза морфоструктуры трансформировались в рамповые и полурамповые бассейны, где накапливались грубообломочные отложения. Ограниченная активными разломами

Иссык-Кульская впадина имеет сходную историю развития и является более масштабным аналогом впадин Горного Алтая.

2. Выделены три зоны концентрации сейсмогенных деформации нижнего плейстоцена-голоцена в Горном Алтае, в пределах которых определен возраст сильных ($M_w \geq 6.7$) палеоземлетрясений. Установлено, что максимальные M_w палеоземлетрясений для Курайской, Южно-Теректинской и Катунской зон разломов находятся в диапазоне 7.2–7.7.

3. Определено положение очаговых зон 11 сильных ($M_w \geq 6.1$) позднеплейстоцен – голоценовых землетрясений в Прииссыккулье. Впервые установлены парные землетрясения с возрастом около 13, 8 и 3 тыс. лет, XI–XII и XV–XVI вв. н.э., произошедшие в разных частях региона. Доказано, что максимальные M_w палеоземлетрясений в южной части Иссык-Кульской впадины достигали значений 6.9–7.3, на ее западе – 7.2–7.6.

4. Предложен новый способ определения возрастов палеоземлетрясений с использованием абсолютных возрастов травертинов, которые выполняют роль индикаторов сейсмогенных подвижек в эпохи деградации оледенений и мерзлоты. Определено, что подъем подземных углекислых вод, длительно блокированных мерзлотой в карбонатных коллекторах, к поверхности периодически усиливался в результате развития трещиноватости при землетрясениях в Горном Алтае с возрастом 5.8, 6.5, 11, 16 и 123 тыс. лет.

Научная новизна.

1. Впервые применен комплекс морфотектонических, геолого-структурных, литолого-седиментологических, палеосейсмологических, археосейсмологических, геоэлектрических, минералого-петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических методов и методических приемов для анализа структуры, активной тектоники и палеосейсмичности внутригорных впадин севера Центральной Азии.

2. С привлечением геоэлектрических данных установлена мощность осадочного выполнения Уймонской впадины – до 1500 м. Полученные данные ставят Уймонскую впадину в один ряд с Курайской и Чуйской впадинами, мощность осадочного выполнения которых достигает 1600 и 1200 м соответственно. По результатам параметрических геоэлектрических измерений в пределах детально исследованных геологических объектов достоверно определены геоэлектрические характеристики палеоген-четвертичных отложений, выполняющих впадины. Показано, что осадочное выполнение всех впадин разделяется на низкоомный и высокоомный комплексы, соответствующие самостоятельным этапам развития морфоструктур. Низкоомный комплекс сложен палеоген-неогеновыми существенно глинистыми озерными отложениями. Он накапливался в бассейнах, развивавшихся в обстановке растяжения или трансенсии при невысокой расчле-

ненности рельефа. Перекрывающий его высокоомный комплекс четвертичных грубообломочных отложений сформировался в основной этап кайнозойского горообразования, когда впадины развиваются как рамповые и полурамповые бассейны.

3. В контексте палеосейсмологических и археосейсмологических исследований:

а) В пределах Курайской зоны разломов выявлены и изучены ранее неизвестные разломные уступы, образовавшиеся в очаговых зонах сильных палеоземлетрясений ($M_w = 6.7-7.5$) с возрастом около 6.3, 5.7, 3.2 и 1.3 тыс. лет. Период повторяемости палеоземлетрясений составляет от 600 до 2500 лет. Кинематика сейсмогенных разрывов указывает на уникальный для Горного Алтая факт – палеоземлетрясения связаны со взбросами, по которым отложения впадин смещаются в сторону Курайского хребта. Из анализа сейсмиков следует, что ограничивающие Чуйскую и Курайскую впадины разломы в плейстоцене неоднократно генерировали землетрясения с $M \geq 5-5.5$;

б) Доказано надвигание Теректинского хребта на Уймонскую впадину по зоне Южно-Теректинского разлома. Впервые установлено, что с этим разломом связаны очаговые зоны сильных палеоземлетрясений, произошедших в 7–8 вв. н.э. ($M_w = 7.4-7.7$) и около 16 тыс. лет назад ($M \geq 7$). Последнее послужило триггером для формирования сейсмогравитационных структур, образовавших плотину подпрудного озера в Уймонской впадине. Изучение сейсмиков в озерных отложениях и перекрывающих их осадках, подкрепленное определениями абсолютного возраста, позволило установить, что разрушение плотины и спуск озера связан с землетрясением ($M \geq 7$) на рубеже около 6 тыс. лет. В четвертичных отложениях Уймонской впадины зафиксированы вторичные сейсмогенные деформации (сейсмиды), вызванные землетрясениями с $M \geq 5-5.5$ в интервале 100–90 и около 77 тыс. лет назад;

в) В зоне Катунского активного разлома выделены приразломные грабены, выполненные четвертичными отложениями. По результатам анализа вторичных сейсмогенных деформаций отложений установлено, что с южным флангом разлома связана очаговая зона землетрясения с возрастом меньше 12.5 тыс. лет ($M_w = 7.2-7.6$), палеоземлетрясения с $M \geq 5-5.5$ и их кластеры, которые произошли ~ 150 и 90 тыс. лет назад, в интервалах 38–19 (с повторяемостью ~ 2 тыс. лет) и 19–12.5 тыс. лет. Определено, что с северным флангом разлома связано землетрясение с $I \geq 5-6$ баллов, нарушившее конструкции курганов могильника Чултуков Лог-1 в период с III в. до н.э. по начало I в. н.э.;

г) В Северном Прииссыккулье выявлено положение трех ранее неизвестных очаговых зон палеоземлетрясений, связанных с Аксуйским (~ 12.7 и 3 тыс. лет; $M_w = 6.3-6.7$) и Культорским (XV–XVI вв. н.э.; $M_w = 6.8-7.3$)

разломами. К югу от оз. Иссык-Куль впервые установлены первичные и вторичные палеосейсмодислокации, указывающие на нахождение здесь очаговых зон трех палеоземлетрясений, произошедших ~ 8 тыс. лет назад ($M_w = 6.5-6.9$), в XI–XII вв. н.э. ($M_w = 6.9-7.3$), в XV–XVI вв. н.э. ($M_w = 6.6-7.2$). Показано, что палеоземлетрясения связаны с обратными взбросами, по которым смещения направлены в сторону Терской хребта;

д) Доказано, что разломные уступы в западной части Иссык-Кульской впадины сформировались при надвигании Киргизского и Кунгейского хребтов на ее осадочное выполнение. Установлено, что подвижки по разломам генерировались землетрясениями с $M_w = 6.2-7.6$ в голоцене, ~ 13, 8 и 3 тыс. лет назад, а городища Сары-Булун разрушены в XII в. при землетрясении с $I \geq 8$ баллов. В озерных отложениях четвертичной антиклинали Боз-Бармак зафиксированы горизонты сейсмитоидов, соответствующие 7 землетрясениям с $M \geq 5-5.5$, произошедшим около 22 тыс. лет назад;

е) Определение возрастов палеоземлетрясений впервые позволило выявить парные кластеры землетрясений, которые произошли на юге и западе Прииссыккуля около 8 тыс. лет назад, на западе и севере – около 13, 3 тыс. лет назад и в XI–XII вв. н.э., юге и севере – в XV–XVI вв. н.э.

4. Доказано, что вдоль активных разломов Курайской зоны Горного Алтая отложения обогащенных углекислотой палеоисточников (травертины) образуют два основных литотипа: 1) цемент осадочных и тектонических брекчий, конгломератов; 2) натечные агрегаты. Впервые ^{14}C и U/Th методами определены возрастные рубежи травертинообразования, коррелируемые с палеоземлетрясениями, произошедшими около 6.5 и 5.8 тыс. лет назад ($M_w \sim 7$), в интервале 11–16 тыс. лет и около 123 тыс. лет назад. Установлено, что подземные воды, из которых формировались травертины, длительное время блокировались в карбонатных коллекторах мерзлотой, о чем свидетельствуют изотопные характеристики углерода CaCO_3 . Подъем подземных вод из коллекторов к поверхности усиливался в результате развития открытой трещиноватости при деградации мерзлоты и палеоземлетрясениях.

Личный вклад. Соискателем лично поставлены научные задачи исследования, которое базируется на авторском полевом материале. Диссертантом инициировано комплексное геолого-геоэлектрическое изучение структуры Уймонской впадины, проведена постановка геологических задач при полевых геоэлектрических исследованиях коллегами осадочного кайнозойского выполнения Чуйской и Курайской впадин, проведена геологическая интерпретация данных геоэлектрики (совместно с Н.Н.Неведовой). Прделана большая работа по установлению фациальной архитектуры четвертичных отложений в разномасштабных впадинах Горного Алтая (совместно с И.Д.Зольниковым). Соискателем выполнен тренинг первичных поверхностных разрывов палеоземлетрясений вдоль Курайской и

Южно-Теректинской зон активных разломов, проанализированы сейсмичности в Горном Алтае, околочурены районы и определены основные возрастные рубежи их формирования в пределах Чуйской, Уймонской впадин и приразломных грабенон Катунской зоны разломов. С авторской подачи и при его непосредственном участии установлена структурная связь процессов травертинообразования с активными разломами и палеоземлетрясениями в Горном Алтае; минералого-петрографические и изотопно-геохимические характеристики травертинов выявлены совместно с Э.В.Сокол, С.Н.Кох и Ю.М.Ряполовой. Соискатель руководил палеосейсмологическими работами в Прииссыккулье, включая проходку, описание траншей и естественных обнажений (совместно с А.М.Корженковым). Проведены пионерные исследования курганных могильников с целью обнаружения деформаций, связанных с древними землетрясениями в Горном Алтае (в сотрудничестве с А.П.Бородовским).

Теоретическая, методическая и практическая значимость.

1. Теоретическая значимость проведенных исследований определяется выполнением работы в рамках ряда направлений, в том числе «Геодинамические закономерности вещественно-структурной эволюции твердых оболочек Земли: тектоническая эволюция Центральной Азии в кайнозойе, реконструкции долговременного сейсмического режима», включенных правительством РФ и Российской Академией наук в «Программу фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013–2020 годы». Установленные закономерности неотектоники, сеймотектоники и палеосейсмичности межгорных впадин, обусловленные различными геодинамическими обстановками в регионе, могут быть использованы в плане сравнительного тектонического анализа однотипных объектов, для выявления закономерностей тектонической эволюции литосферы и современной геодинамики Северного Тянь-Шаня и Горного Алтая, а также северной части Центральной Азии в целом.

2. Методическая значимость работы заключается в разработке нового подхода к определению возрастов палеоземлетрясений. Он основан на корреляции возрастных рубежей травертинообразования с сейсмическими событиями, что позволяет оценивать возраста палеоземлетрясений с использованием абсолютных датировок (^{14}C и U/Th) карбонатов травертинов.

3. Практическая значимость работы заключается в востребованности составленных каталогов сильных древних землетрясений и данных по активным разломам для уточнения параметров сейсмического режима, сейсмического районирования и оценки сейсмической опасности обследованных территорий. Полученные в ходе научного исследования результаты использованы специалистами АО «Горно-Алтайская экспедиция» при составлении листов М-45-IV (Июгач), М-45-XIV (Усть-Кокса), М-45-XXIII

(Кош-Агач) и М-45-XXIV (Цаган-Нур) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе, серия Горно-Алтайская).

Степень достоверности и апробация результатов. Высокая степень достоверности научных результатов обеспечена применением современных, принятых в мировом сообществе методов морфотектонических, геофизических, литолого-седиментологических, палеосейсмологических, археосейсмологических, минералого-петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований, использованием современного оборудования.

Полученные результаты докладывались и получили одобрение специалистов на различных международных и всероссийских конференциях, совещаниях, семинарах и симпозиумах, в том числе в Новосибирске (2004, 2006, 2009, 2017), Бишкеке (2011, 2013, 2017, 2018), Москве (1998, 1999, 2004, 2006, 2011, 2012, 2014, 2016, 2017), Казани (2014), Белокурихе (2017), Горно-Алтайске (2009), Иркутске (2003, 2004, 2005, 2006, 2008).

Полученные результаты успешно представлены как отчетные материалы при выполнении государственных заданий и программ, проектов научных фондов. Исследования проводились в соответствии с планами НИР ИНГГ СО РАН в лаборатории «Геодинамики и палеомагнетизма». Они поддержаны проектами РФФИ №№ 18-05-00389, 08-05-00926, 04-05-64788 (руководитель) и 13-05-00054, INTAS № 93-134, РФФИ № 14-60-0036, СО РАН №№ 18 и 69 (ученый секретарь), №№ 44 и 56 программы «Университеты России» (отв. исполнитель), Министерства образования и науки РФ «Развитие научного потенциала высшей школы» (отв. исполнитель), Федеральной программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники» (руководитель), Временных молодежных трудовых коллективов ОИГГМ СО РАН № 1773, 1734, 1739 (руководитель), грантами «Кандидаты наук РАН» Фонда содействия отечественной науки. Результаты работы прошли экспертную оценку в международных и российских научных журналах.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 132 работы: 48 – статей в рецензируемых журналах по списку ВАК, одна рецензированная монография, 5 статей в рецензируемых журналах, не входящих в список ВАК, 3 – в изданиях научных организаций, 75 – в материалах совещаний и конференций.

Благодарности. Автор благодарит заведующего лабораторией «Геодинамики и палеомагнетизма» ИНГГ СО РАН академика В.А.Верниковского за всестороннюю поддержку темы исследований в рамках тематики НИР. Отдельную благодарность автор выражает д.г.-м.н. А.М.Корженкову, многолетнее сотрудничество с которым позволило автору получить

значительный практический опыт в области палеосейсмологии и археосейсмологии, и д.г.-м.н. И.Д.Зольникову, сотрудничество с которым дало возможность продвинуться в понимании процессов четвертичного осадконакопления и четвертичной палеогеографии. При полевых работах, в рамках научных исследований по теме диссертации, в процессе написания работы и при обсуждении ее разделов автор плодотворно сотрудничал с академиком Н.Л.Добрецовым, чл.-корр. И.Ю.Кулаковым, докторами наук Е.А.Рогожиным, Н.Н.Неведровой, А.П.Бородовским, Э.В.Сокол, И.Н.Ельцовым, В.Д.Суворовым, С.К.Кривоноговым, Й.Мажейка (Литва), В.Г.Трифоновым, Л.А.Сим, Ю.Л.Ребецким, В.Н.Староверовым, Б.П.Сибиряковым, И.С.Новиковым, А.В.Паниным, А.М.Муралиевым (Кыргызстан), М.В.Родкиным, профессорами Т.Павлисом (США), П.Молнар (США), Д.Шеном (КНР), кандидатами наук Г.Г.Русановым, С.Н.Кох, А.Л.Стромом, Д.В.Назаровым, А.С.Гладковым, Т.А.Чаримовым (Кыргызстан), А.М.Санчаа, А.В.Марининым, С.А.Гуськовым, А.В.Постновым, Н.А.Бушенковой, С.М.Бабушкиным, А.А.Емановым, Е.Б.Сибиряковым, Ю.К.Советовым, Е.М.Высоцким, А.Р.Агатовой, А.С.Гибшером, А.Е.Шалагиновым, С.В.Абдиевой (Кыргызстан), Е.Л.Бородовской, сотрудниками научных учреждений и молодыми специалистами В.А.Кольченко (Кыргызстан), Д.В.Лужанским (Кыргызстан), И.В.Туровой, Ю.М.Ряполовой, С.А.Котлер, С.В.Гольцовой, П.В.Пономаревым. Всем перечисленным специалистам диссертант глубоко признателен и искренне благодарен.

Объем и структура работы. Диссертация общим объемом 450 страниц состоит из введения, 5 глав и заключения. Она включает 275 рисунков, 12 таблиц. Библиография содержит 561 источник.

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Глава 1. Методы исследования неотектоники и палеосейсмичности внутригорных впадин.

В главе рассмотрены возможности методов и методических приемов морфотектонических, геолого-структурных, литолого-седиментологических, палеосейсмологических, археосейсмологических, геоэлектрических, минералого-петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований в плане анализа структуры внутригорных впадин и их обрамления, зон активных разломов и палеосейсмодислокаций.

Морфотектонические и геологические методы изучения структуры внутригорных впадин и их обрамления, зон разломов и первичных палеосейсмодислокаций. Для определения современной блоковой структуры впадин и их горного обрамления, включая выявление разломов и поверхностных разрывов (разломных уступов) палеоземлетрясений, ис-

пользовался морфотектонический анализ разномасштабных топографических и геологических карт, цифровых моделей рельефа Земли, многоспектральных космоснимков с использованием инструментария ГИС (ArcGIS). Основы морфотектонического анализа и его реализация для ряда внутриконтинентальных орогенов изложены в (Уфимцев, 1992, 2011; Копп, 1997; Новиков, 2004; Burbank, Anderson, 2001; Bull, 2007).

В пределах естественных обнажений кайнозойских отложений выполнялся ряд вертикальных сечений, в которых слои и пачки выделялись с учетом цветовых характеристик, гранулометрии, окатанности, характера слоистости отложений. Далее прорисовывались границы слоев и текстуры отложений между вертикальными колонками-сечениями, в т.ч. с использованием фотопанорам.

Полевое картирование разломных уступов включало детализацию их морфологии (высота, протяженность, сегментация) с использованием систем GPS. Их внутренняя структура установлена путем картографирования стенок траншей (трэнчинг) и естественных обнажений. Стенки послойно описывались с фиксацией фациальных характеристик отложений, выявлением сейсмогенных разрывов, определением типа и амплитуд смещения по ним, коллювиальных клиньев и т.д. Оценка магнитуд и интенсивности палеоземлетрясений проводилась на основе эмпирических зависимостей между ними и параметрами сейсмогенных деформаций (Nikonov 1988; Wells, Coppersmith, 1994; и др.).

Методы геоэлектрики. Доступные для непосредственного наблюдения разрезы кайнозойских отложений расположены в прибортовых частях впадин. Незначительно и количество пробуренных скважин. Поэтому при изучении внутренних частей впадин на первый план выдвигаются геофизические методы. Для анализа геологических сред и разломов в сейсмоактивных зонах широко используется электромагнитный комплекс (Баталев и др., 2011; Лунина и др., 2016; Новиков, Поспеева, 2017; Yang et al., 2002; Günger, Baugak, 2007). В геоэлектрических условиях впадин Горного Алтая хорошо себя зарекомендовал комплекс электромагнитных методов с контролируемым источником: ВЭЗ, ЗС и электротомография (Неведрова и др., 2001, 2011, 2014, 2017; Деев и др., 2011, 2012; Оленченко и др., 2011; Неведрова, Эпов, 2012). Геолого-структурная интерпретация геоэлектрических данных позволила исследовать структуру впадин вплоть до фундамента, выделять осадочные комплексы, отвечающие различным этапам их развития, определять фациальную неоднородность отложений, фиксировать зоны трещиноватости и разломы.

Изучение вторичных сейсмогенных деформаций (сейсмитов) в разрезах рыхлых отложений. При исследовании рыхлых отложений в них фиксировались деформационные структуры. Их разбраковка с учетом

фациально-генетических характеристик и палеогеографических обстановок формирования отложений позволила выделить сейсмиты. Термин “сейсмиты” (Seilacher, 1969) объединяет деформационные структуры, возникающие при хрупких, хрупко-пластических и пластических деформациях, эффектах разжижения и флюидизации во время землетрясений в рыхлых или слабосцементированных и в различной степени водонасыщенных отложениях: алевроито-песчаные дайки и силлы, системы трещин и микроразломов, разнотипные структуры перемешивания слоев с разной гранулометрией, складки и т.д. (Корженков и др., 1999, 2014; Деев и др., 2005; 2009, 2012; 2013, 2015; Бискэ и др., 2009; Николаева, 2009; Никонов, 2012; Rodríguez-Pascua et al., 2000; Owen, 2003; Montenat et al., 2007; Moretti, Ronchi, 2011; Gladkov et al., 2016; Lunina, Gladkov, 2016).

Два важных аспекта определяют сейсмиты как важный палеосейсмологический инструмент: 1) большая площадная распространенность относительно первичных сейсмодислокаций, 2) сохранность не только на протяжении голоцена-плейстоцена, но и до сотен миллионов лет, например (Netoff, 2002; Jewell, Ettensohn, 2004; Mazumder et al., 2006). Они крайне редко позволяют реконструировать положение древних эпицентральных зон и магнитуду землетрясений (Лунина и др., 2011; Obermeier et al., 2005; Rudersdorf et al., 2017), наиболее важны сейсмиты для общей оценки сейсмичности регионов и расширения возрастного диапазона их сейсмической летописи. В тоже время, более 90% эффектов разжижения могут локализоваться на расстоянии до 50 км от эпицентра (Galli, 2000) или до 40 км от разлома, сгенерировавшего землетрясение (Лунина и др., 2014). Показано, что сейсмиты начинают формироваться в осадках, начиная с $M \geq 5-5.5$ (Kuribayashi, Tatsuoka, 1975; Ambraseys, 1988; Obermeier, 1996; Galli, 2000; Parathanassiou et al., 2005), при этом, высота и ширина песчаных даек позволяют с использованием корреляционных зависимостей из (Lunina, Gladkov, 2015) оценить M_s и интенсивность палеоземлетрясений.

Методы археосейсмологических исследований. Обобщения по типам сейсмогенных деформаций в археологических объектах содержатся в (Rapp, 1986; Nikonov, 1988; Stiros, Jones, 1996; Korjenkov, Mazon, 1999, 2005; Galadini et al., 2006; Rodríguez-Pascua et al., 2011). Наиболее распространенными археосейсмологическими объектами в исследованных впадинах являются средневековые городища, караван-сарай и поселения, курганные некрополи. Их деформации первичными поверхностными разрывами являются уникальными объектами (Трифонов и др., 1988; Деев и др., 2016; Korjenkov et al., 2006; Deev et al., 2017). Большая часть деформаций памятников связана с колебаниями грунта при землетрясениях. Стены различной постройки образуют сеть геометрических линий и позволяют идентифицировать тип и величину деформаций. В ходе обследования стен фиксировались возникающие при сейсмических колебаниях их направленные

наклоны и дугообразные изгибы, горизонтальные и вращательные смещения блоков, направленные развалы составных частей, разрушения угловых соединений, трещины, следы ремонта и пожаров (Корженков и др., 2015; 2016; Деев и др., 2016; Korzhenkov, Deev, 2017).

При деформации курганов растущими разломными уступами их насыпи и кольцевые крепиды изламываются, оползают по склону уступа, в результате чего курганы приобретают эллипсовидные очертания. Исследования некрополя Чултуков Лог-1 в Горном Алтае позволили выявить деформации, связанные с сейсмогенными колебаниями грунта и формированием крупнообломочного коллювия, как насыпей и кольцевых креpid курганов, так и их каменных внутримогильных ящиков и скелетов погребенных (Деев и др., 2012, 2016; Бородовский и др., 2015; Корженков и др., 2016; Деев, Бородовский, 2017; Deev et al., 2017). Естественно-научное датирование археологических объектов позволило решить задачу определения возраста палеоземлетрясений.

Методы исследования травертинов. Образование травертинов происходит в результате хемогенного осаждения из холодных ($< 20\text{ }^{\circ}\text{C}$) или термальных (до $90\text{ }^{\circ}\text{C}$) углекислых и азотно-углекислых вод. В основу их классификаций закладываются морфологические, геохимические, литофациальные и петрографо-минералогические признаки, обстановки формирования, гидрологическая и структурная позиция (Скляров и др., 2007; Лаврушин, 2012; Pentecost, Viles, 1994; Pentecost, 2005; Uysal et al., 2009; Banks, Jones, 2012; Capezzuoli et al., 2014; Kokh et al., 2015).

Карбонатные минералы сохраняют индикаторные изотопно-геохимические характеристики источников вещества, среди которых наиболее информативна изотопия углерода. Она позволяет реконструировать источник CO_2 грунтовых вод, участвующих в травертинообразовании. Источником CO_2 «метеогенных» травертинов являются почвы и атмосфера. $\delta^{13}\text{C}$ таких карбонатов будет иметь отрицательные значения. У «термогенных» травертинов, формирующихся из источников, обогащенных термически генерируемым CO_2 , $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -3 до $+10\text{ }_{\text{VPDB}}\text{‰}$ (Pentecost, 2005; Kokh et al., 2015). «Термогенные» травертины или травертины со смешанным источником CO_2 известны во многих современных тектонически активных областях, где рассматриваются как показатель активности разломов (Скляров и др., 2007; Лаврушин, 2012; Деев и др., 2017; Mesci et al., 2008; Nishikawa et al., 2012). Известны попытки связать возраст травертинов со временем активизации разломов, использовать их в качестве источника информации о палеоземлетрясениях (Muir-Wood, 1993; Altunel, 2005; Uysal et al., 2009; De Filippis et al., 2013).

Геологическая характеристика травертиновых полей включала: слойное описание разрезов отложений с травертинами, определение лито-

типов травертинов, их структурных соотношений с зонами разломов и трещиноватости, отбор образцов карбонатов для минералого-петрографических и изотопно-геохимических исследований. Из подземных источников в пределах полей производился отбор проб воды для гидрогеохимических исследований. Для вод фиксировалась температура и pH. Карбонаты исследованы с применением методов поляризационной и сканирующей электронной микроскопии, рентгенофлуоресцентного анализа, микронных исследований, масс-спектрометрии. Анионный и катионный состав вод, их микроэлементный состав определены методами ICP-AES, титриметрии, турбидиметрии, фотометрии. Исследования проводились на базе ИГМ и ИЯФ СО РАН по стандартным методикам.

Определение абсолютного возраста отложений и сейсмогенных деформаций. Определение ^{14}C и AMS ^{14}C возрастов палеочув, углей, растительного детрита, костного материала, раковин гастропод выполнялись: в Радиоуглеродных лабораториях городов Познань и Краков (Польша), в AMS лаборатории Аризонского университета (США), в Радиоизотопной лаборатории Государственного научно-исследовательского института «Центр природных исследований» (Вильнюс, Литва), в ЦКП «Геохронология кайнозоя» СО РАН (Новосибирск), в Центре изотопных исследований Гронингентского университета (Голландия), в Центре прикладных изотопных исследований университета Джорджии (США). Калиброванные возраста рассчитаны с использованием программы OxCal 4.2.3 (Bronk Ramsey, 2013) и калибровочной кривой IntCal2013 (Reimer et al., 2013). ОСЛ датирование образцов песков выполнено в Скандинавской лаборатории люминесцентного датирования (Орхусский университет, Дания), ИК-ОСЛ датирование – в Лаборатории четвертичной геохронологии Института геологии Таллиннского технологического университета (Эстония). Образцы травертинов датированы с использованием изотопов U-серии в Институте химии им. М. Планка (Майнц, Германия).

Глава 2. Анализ структуры крупных кайнозойских впадин Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня.

Рассмотрены основные черты морфотектоники и сейсмотектоники Горного-Алтая и Северного Тянь-Шаня как элементов структуры севера Центральной Азии. Проанализированы этапы развития неотектонической структуры и основные активные разломы крупных межгорных впадин.

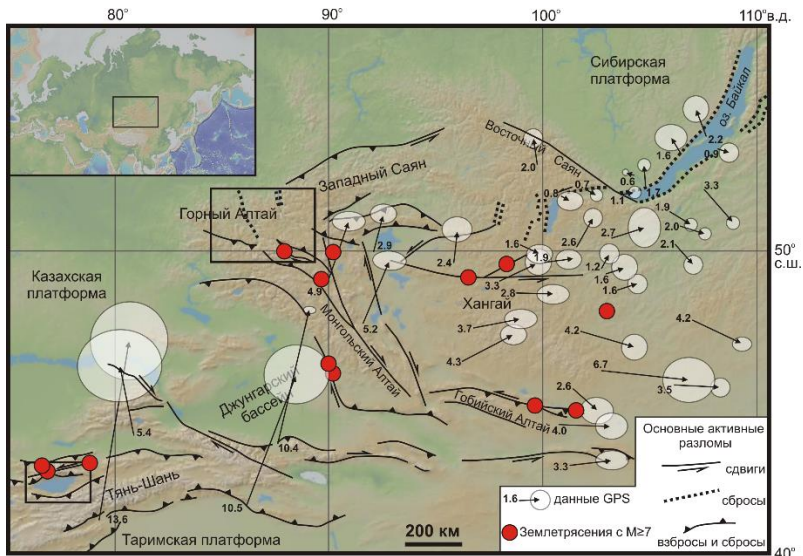


Рисунок 1 – Положение районов исследований (черные прямоугольники) в структуре северной части Центральной Азии, по (Deev et al., 2017)

Активные разломы приведены по (Трифонов и др., 2002; Кальметьева и др., 2009; Cunningham, 2007; Yang et al., 2008; Rizza et al., 2015). Эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений приведены по (Кондорская, Шебалин, 1977; Кальметьева и др., 2009; Радзиминович и др., 2016). Горизонтальные скорости по данным GPS относительно Евразии приведены по (Calais et al. 2003). Цифрами указаны величины смещений в мм·год⁻¹. Эллипсами показаны ошибки измерений в 95%-м доверительном интервале

Кайнозойские внутриконтинентальные деформации в Центральной Азии являются результатом коллизионных взаимодействий Индийской и Евразийской литосферных плит (Molnar, Tapponnier, 1975; Dobretsov et al., 1996; Yin, 2010). В результате деформаций здесь (рисунок 1) возникла система относительно жестких блоков (Сибирская, Западно-Сибирская, Казахская и Таримская платформы, Джунгарский бассейн), разделенных орогенами (Тянь-Шань, Горный, Монгольский и Гобийский Алтай, Западный и Восточный Саян и т.д.). Геологические и термохронологические данные указывают, что Тянь-Шаньский и Алтайский орогены характеризуются сходной историей развития: позднемел-палеогеновый этап пенепленизации с формированием кор выветривания, усиление тектонических движений в олигоцене и их пик в раннем-среднем плейстоцене (Девяткин, 1981; Трифонов и др., 2008; Буртман, 2012; Glorie et al., 2012; Mascallay et al., 2014).

Строение и сейсмоструктура наиболее крупных внутригорных впадин Горного Алтая. Горный Алтай, хребты которого поднимаются до высот 4.5 тыс. м, находится на северо-западном окончании Алтайского орогена протяженностью 1000 км. Максимальные величины (1–4 тыс. м) вертикальных межблоковых движений наблюдаются в зонах сочленения хребтов и крупных впадин. Существенный вклад в формирование неотектонической структуры Горного Алтая вносят сдвиговые перемещения и связанные с ними обстановки сжатия, растяжения и вращения (Лукина, 1996; Новиков, 2004; Трифонов и др., 2002; Deev et al., 2017), в т.ч. по активизированным палеозойско-мезозойским разломам (Dobretsov et al., 1996; Chikov et al., 2012; Glorie et al., 2012).

Наиболее крупная *Чуйская впадина* (70×35 км) расположена на юго-востоке Горного Алтая (рисунок 2). Граница впадины с Курайским хребтом (до 3400 м) проходит по активным взбросо-надвигам Курайской зоны разломов, с хребтами Южно-Чуйский (3900 м) и Сайлюгем (3000 м) – по Южно-Чуйскому правому сдвигу (Трифонов и др., 2002; Новиков, 2004; Deev et al., 2017). С запада впадину ограничивает Чаганский массив (2900 м), с востока – хребет Чихачева (4000 м). В фундаменте впадины выделяются две погруженные зоны: северная (глубины до 1200 м) протягивается вдоль Курайского хребта, западная (до 700–800 м) – вдоль Чаганского массива. На остальной территории фундамент залегает на глубинах не более 500 м (Девяткин, 1965; Неведрова и др., 2001, 2017).

В основании кайнозойского разреза впадины находятся пестрые делювиально-пролювиальные и озерные алеврито-глинистые отложения карачумской свиты ($P_1k\dot{c}$) мощностью до 30 м. С размывом и стратиграфическим несогласием ее перекрывают озерные и озерно-болотные зеленовато-серые глины и алевриты, полимиктовые пески, бурые угли кошагачской свиты (P_3-N_1ka) мощностью до 300 м, которые в прибортовых частях впадины фациально замещаются аллювиальными и озерно-аллювиальными гравийно-галечниками. Согласно надстраивает разрез туерькская свита (N_{1-2tr} , 494 м): озерные светло-серые глины, алевриты, пески, прослой мергелей. Одновременно с накоплением верхней части туерькской свиты в краевых частях впадины формировались прибрежно-дельтовые кызылгирские отложения (N_{1-2kz}): желтовато- и коричнево-бурые галечники, щебенники, гравийники, пески, конгломераты, песчаники, глины, гастроподовые и строматолитовые известняки, ракушники. Накопление палеоген-неогеновых отложений происходило в условиях синседиментационного растяжения и трансгрессивного развития озерного бассейна (Девяткин, 1965, 1981; Русанов, 1999; Туркин, Федак, 2008; Федак и др., 2011; Деев и др., 2012; Delvaux et al., 2013).

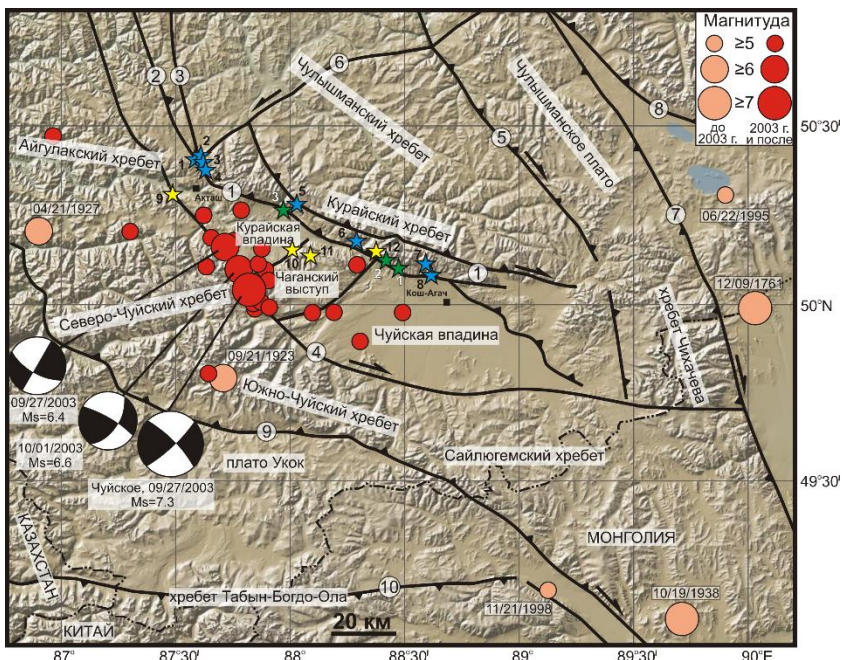


Рисунок 2 – Основные активные разломы и сейсмичность юго-восточной части Горного Алтая, по (Deev et al., 2017)

Активные разломы (черные линии) проведены с использованием материалов (Лукина, 1996; Трифионов и др., 2002): 1 – Курайская зона разломов; 2 – Кадринский; 3 – Телецко-Курайский; 4 – Южно-Чуйский; 5 – Чулышманский; 6 – Тувино-Катунский; 7 – Кобдинский; 8 – Шапшальский; 9 – Джазаторский, 10 – Южно-Алтайский. Поля травертинов (синие звезды), обсуждаемые в работе, желтые звезды – прочие поля (Kokh et al., 2017). Зеленые звезды – палеосейсмологические траншеи. Кругами показаны эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений по данным сейсмологических каталогов NEIC и IRIS, (Кондорская, Шебалин, 1977). Фокальные механизмы для Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. и его основных афтершоков приведены по (Еманов, Лескова, 2013). Карта оттененного рельефа построена с использованием программы GeoMapApp (<http://www.geomarapp.org>)

Тектоническая обстановка кардинально изменилась в раннем-среднем плейстоцене. В трансрессивном режиме происходит рост окружающих хребтов, регрессия бассейна озерной седиментации. Во впадине накапливается “буроцветная” моласса. Ее нижняя часть, бекенская свита (Q_1), сложена озерно-аллювиальными, аллювиальными и лагунными образованиями мощностью до 120 м: желтовато-серыми, буро-желтыми и серо-

бурыми мелкогалечниковыми конгломератами, песчаниками, галечниками, гравийниками, песками, алевритами и глинами. В составе верхней части молассы (башкауская свита (Q_2) мощностью до 100 м) доминируют желто-бурые и бурые аллювиально-пролювиальные глыбовники, валунно-галечники, щебники, дресвяники, пески, глины, супеси и суглинки (Четвертичная..., 2008; Федак и др., 2011; Деев и др., 2012).

Верхнюю часть разреза впадины составляет сероцветная толща (Q_{2-3}) моренных диамиктонов, флювиогляциальных валунно-галечников, озерно-ледниковых песков, алевритов и глин. На дневной поверхности широко распространены валунно-галечники подпрудно-ледниковых озер, миктиты оплывневых грязекаменных потоков стадии спуска этих озер, полифациальные голоценовые отложения (Девяткин, 1965; Бутвиловский, 1993; Зольников и др., 2010; Деев и др., 2012).

Параметрические геоэлектрические исследования методом ВЭЗ выполнены на детально охарактеризованных обнажениях Чуйской впадины, когда известны характеристики пород и мощность отдельных слоев. Для интерпретации геоэлектрических моделей были привлечены и скважинные разрезы. Результаты геологической интерпретации проведенных измерений показали, что наименьшими удельными электрическими сопротивлениями (УЭС) $\sim 20\text{--}60$ Ом·м обладают глинисто-углистые отложения кош-агачской свиты. Для глинисто-алевритовых отложений кор выветривания, продуктов их переотложения, озерных, озерно-ледниковых фаций характерны УЭС $40\text{--}200$ Ом·м, для песчаных разрезов – $400\text{--}450$ Ом·м, отложений валунной, галечной и щебнистой размерности в зависимости от типа заполнителя – $500\text{--}3000$ Ом·м, моренных диамиктонов и флювиогляциальных валунно-галечников – $\geq 4000\text{--}5000$ Ом·м. Установлено, что УЭС отложений в поверхностных условиях их залегания сопоставимы с их геоэлектрическими параметрами в погруженном состоянии. Совместная геологическая интерпретация геоэлектрических моделей, полученных методами ВЭЗ и ЗС, показала, что они хорошо согласуются в области перекрытия глубин. Этот факт позволил выполнить литолого-стратиграфическую интерпретацию геоэлектрических моделей, полученных различными методами, на полную мощность осадочного выполнения впадины. В результате, в нижней части кайнозойского разреза обособлен низкоомный комплекс палеоген-неогеновых отложений, в котором доминируют озерные глинисто-алевритовые фации. Верхняя, высокоомная, часть разреза представлена грубообломочными четвертичными отложениями, которые соответствуют основной фазе кайнозойского орогенеза Горного Алтая и сопутствующим ей оледенениям (Деев и др., 2011, 2012).

Курайская впадина (35×20 км) с севера ограничена Курайским хребтом (рисунки 2, 3), с юга – Северо-Чуйским хребтом (до 4000 м), с востока

– Чаганским массивом, с запада – блоками с высотами до 2200 м. Проведенная автором геолого-структурная интерпретация геоэлектрических моделей, полученных методами ВЭЗ и ЗС, позволила выявить в структуре впадины четыре самостоятельных элемента (Неведрова и др., 2011, 2014).

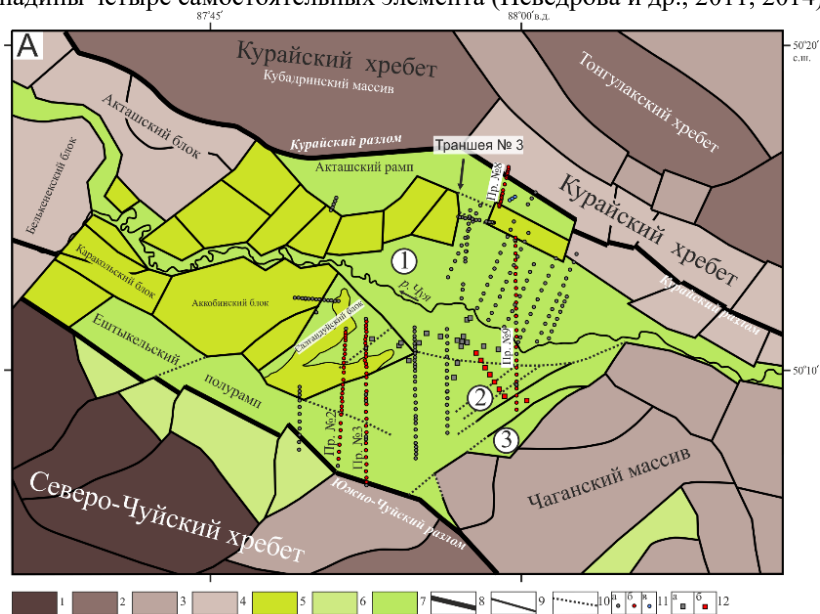


Рисунок 3 – Неотектоническая схема района Курайской впадины (составлена Е.В.Деевым), по (Неведрова и др., 2014)

1–6 – поднятые блоки с абсолютными высотами (м): 1 – свыше 3500, 2 – от 3500 до 3000, 3 – от 3000 до 2500, 4 – от 2500 до 2000, 5 – от 2000 до 1500, 6 – от 2500 до 2000, полностью или частично перекрытые осадками; 7 – осадочные комплексы, перекрывающие блоки с отметками ниже 2000 м; 8–9 выявленные разломы: 8 – основные, 9 – второстепенные; 10 – предполагаемые разломы; 11 – пункты ВЭЗ: а–б – архивные; в – пункты ВЭЗ 2010 г.; 12 – пункты ЗС: а – 2007–2010 гг., б – 2011 г. Цифры в кругах: 1 – Центрально-Курайская впадина, 2 – погрешенная часть Восточно-Курайского грабена, 3 – выраженная в рельефе часть Восточно-Курайского грабена

Акташский рамп занимает северную часть впадины (рисунок 3). С севера он ограничен Курайским надвигом с амплитудой до 200 м (Мухин, Кузнецов, 1939; Бондаренко и др., 1968; Deev et al., 2017). С юга рампа отделен от Центрально-Курайской впадины (мощность отложений кайнозоя до 500 м) форбергом. Со взбросами, ограничивающими форберг, связаны сейсмогенные деформации Чуйского землетрясения 2003 г., разломные

уступы высотой до 1.5–2 м (Рогожин и др., 2008). По данным ВЭЗ мощность осадочной толщи, выполняющей рампы, превышает 600 м (Неведрова и др., 2014).

Ештыкельский полурампы вытянут вдоль Северо-Чуйского хребта от которого он ограничен Южно-Чуйским разломом (рисунок 3). Сброс, ограничивающий полурампы с севера, выражен в виде разломного уступа высотой до нескольких десятков метров в коренных породах (Неведрова и др., 2014). Оба разлома проявились в виде наклонных ($\angle 70^\circ$) зон концентраций гипоцентров афтершоков Чуйского землетрясения 2003 г. (Новиков и др., 2008). По данным ВЭЗ мощность выполняющих полурампы отложений превышает 650 м (Неведрова и др., 2014).

На востоке Курайской впадины обособлен *Восточно-Курайский грабен* (рисунок 3). Он разделен форбергом, в пределах которого в поднятие вовлекаются отложения впадины, на две части: западную, погребенную, и восточную, выраженную в современном рельефе понижением между форбергом и Чаганским массивом. По данным ЗС мощность кайнозойских отложений в его западной части (рисунок 4) достигает 1600 м (Неведрова и др., 2014).

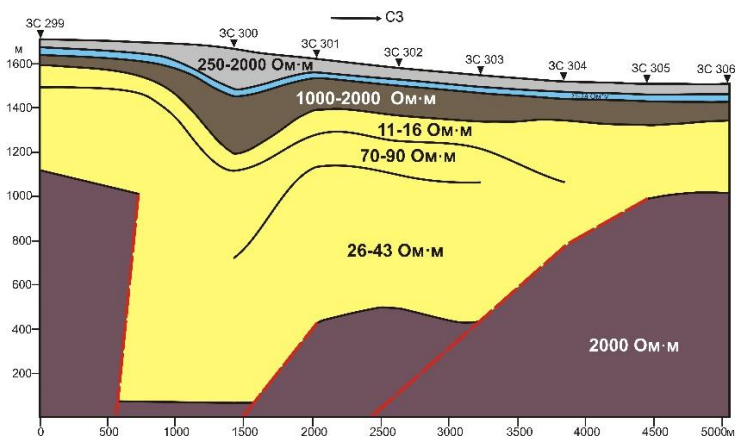


Рисунок 4 – Геоэлектрический разрез по данным ЗС через западную часть Восточно-Курайского грабена, по (Неведрова и др., 2014)

Стратиграфия осадочного выполнения Курайской впадины аналогична разрезу Чуйской впадины (Бондаренко и др., 1968; Лузгин, Русанов, 1992; Легенда..., 1999). Оно также разделяется на два геоэлектрических комплекса. Нижний низкоомный комплекс соответствует палеоген-неогеновым преимущественно глинистым озерным отложениям. Перекрывающий его высокоомный комплекс соотносится с более грубозернистыми фа-

циями полифациальных четвертичных отложений. Эти комплексы отвечают различным этапам формирования структуры Курайской впадины (Неведрова и др., 2014). В палеогене–неогене впадина развивалась как структура pull-apart. При этом, между крыльями разлома сохранился большой слабонарушенный блок. При раздвигании он погружался как единое целое, а вдоль его краев формировались наиболее погруженные участки (Буртман и др., 1963). Доминирование сдвигового режима в палеогене–неогене объясняет отсутствие активных вертикальных движений по данным трекового датирования (De Grave et al., 2007; Glorie et al., 2012). С началом четвертичного периода обрамляющие хребты в условиях субмеридионального сжатия активно растут и надвигаются на впадину. В краевых частях впадины возникают форберги, а краевые грабены превращаются в ramпы и полурампы (Неведрова и др., 2014).

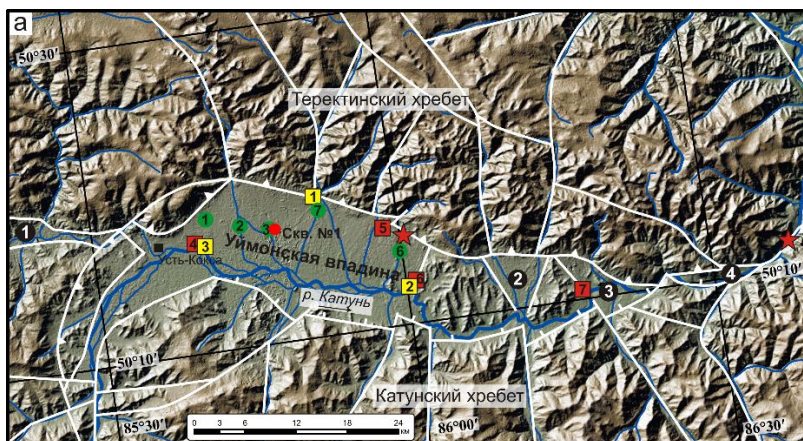


Рисунок 5 – Неотектоническая блоковая структура района Уймонской внутригорной впадины (Деев и др., 2018)

Белые линии – неотектонические, в том числе, активные разломы. Внутригорные впадины (цифры в черных кругах): 1 – Тюгюрюкская, 2 – Катандинская, 3 – Тюнгурская, 4 – Тургундинская. Разрезы с датировками абсолютного возраста сейсмогенных деформаций (желтые квадраты): 1 – карьер Теректа, 2 – Маргалинский, 3 – Усть-Башталинский-1. Прочие разрезы с сейсмогенными деформациями (красные квадраты) по (Деев и др., 2013а): 4 – Усть-Башталинский-2, 5 – Чендекский, 6 – Восточно-Уймонский, 7 – Тюнгурский. Красные звезды – травертиновые поля. Красный круг – положение скважины № 1. Зеленые круги: - номера пикетов зондирований ЗС и их номера

Уймонская впадина (рисунок 5, 30×10 км) вместе с рядом мелких впадин образует цепочку отрицательных морфоструктур, которые отделяют Теректинский (2900 м) хребет от Катунского (4500 м) и Холзункого хреб-

тов (2500 м) (Деев и др., 2012, 2013, 2018). С юга впадины ограничены Уймонским разломом, с севера – Южно-Теректинским, который в современном рельефе, по геоэлектрическим данным (рисунок 6) и материалам бурения (Шмидт, 1963), имеет отчетливую взбросо-надвиговую кинематику. В районе регулярно регистрируются землетрясения с $M \leq 4.4$. С разломами связаны эпицентры исторических землетрясений: 19.10.1894 г. ($M = 5.9$), 15.04.1904 г. ($M = 5.4$), 17.11.1913 г. ($M = 5.4$) (Кондорская, Шебалин, 1977).

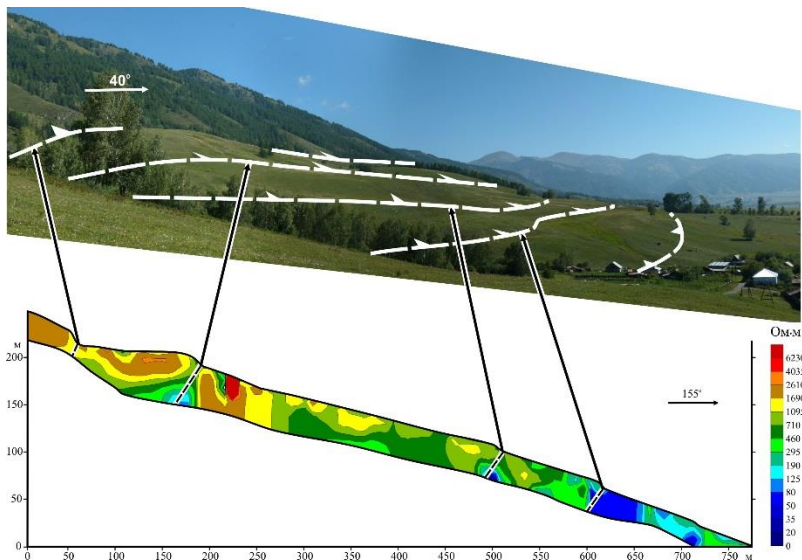


Рисунок 6 – Строение зоны сочленения Уймонской впадины и Теректинского хребта (зона Южно-Теректинского разлома) в районе пос. Баштала, по (Деев и др., 2012)

Пунктиром обозначены выделяемые в рельефе разломы. Электротомографический профиль № 2, на котором пунктиром нанесены разломы

Интерпретация геоэлектрических данных ВЭЗ и ЗС показала, что фундамент Уймонской впадины залегает на глубинах до 850–1500 м (рисунок 7), а ее кайнозойское выполнение как в Чуйской и Курайской впадинах разделяется на два геоэлектрических комплекса: верхний – высокоомный и нижний – низкоомный (Деев и др., 2012). Бурением скв. № 1 впервые вскрыт уникальный по мощности (400 м) разрез неоген-четвертичных отложений. В нижней части разреза установлены озерные образования турыкской свиты (N_{1-2tr}). Наличие нескрытого низкоомного интервала значительной мощности позволяет предполагать, что заложение впадины

могло произойти в палеогене. Выше вскрыты отложения, соответствующие высокоомному комплексу: озерно-аллювиальная бекенская (Q_1) и аллювиально-пролювиальная башкауская свиты (Q_2), ледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные образования (Q_2) и озерно-ледниковые отложения (Q_3). На поверхности впадины обнажаются отложения ледниково-подпрудного озера с ОСЛ-возрастом 101 ± 10 тыс. лет. В них вложены отложения эпохи спуска этого озера и аллювий с возрастом от 89–77 тыс. лет (ОСЛ определения) до голоцена. Субэаральный комплекс представлен лесами (ОСЛ возраста 49–43 тыс. лет) и погребенными почвами (Русанов и др., 2017; Зольников и др., 2016; Деев и др., 2018).

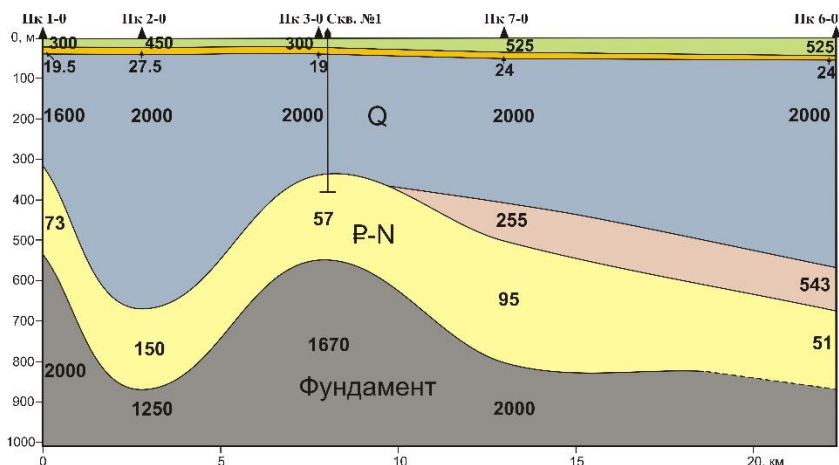


Рисунок 7 – Геоэлектрическая модель строения Уймонской впадины, по (Деев и др., 2012) и положение на ней скважины № 1

Цифрами показаны удельные электрические сопротивления слоев в Ом·м

Иссык-Кульская впадина в морфоструктуре Северного Тянь-Шаня. Тянь-Шань представляет собой сочетание субширотно ориентированных горных хребтов и разделяющих их внутригорных впадин. Сформировавшиеся в режиме транспрессии хребты представляют собой структуры типа «flower structures», впадины – рамповые и полурамповые бассейны с синорогенной молассой мощностью до нескольких км (Чедия, 1986; Трифонов и др., 2008; Корженков и др., 2011; Thompson et al., 2002; Buslov et al., 2003; Delvaux et al., 2013; Macaulay et al., 2014). С активными разломами Северного Тянь-Шаня в XIX–XX вв. связаны сильные землетрясения (Кальметьева и др., 2009): Беловодское (02.08.1885; $M = 7.0$; $I_0 = 9-10$ баллов), Верненское (08.06.1887; $M = 7.3$; $I_0 = 9-10$), Чиликское (11.07.1889; $M = 8.3$; $I_0 = 10$), Кеминское (03.01.1911; $M_s = 8.2$; $I_0 = 10-11$), Кемино-Чуйское (20.06.1938; $M = 6.9$; $I_0 = 8-9$), Чаткальское (02.11.1946; $M = 7.5$; $I_0 =$

9–10), Джаланаш-Тюпское (24.03.1978; $M = 7$; $I_0 = 8-9$), Суусамырское (18.08.1992; $M = 7.3$; $I_0 = 9-10$).

Иссык-Кульская впадина (250×80 км, рисунок 8), выполнена кайнозойскими отложениями мощностью 5 тыс. м (Чедия, 1986; Фортуна, 1993). С юга она ограничена Терской хребтом (до 5280 м), с севера – Кунгейским хребтом (до 4760 м). Вертикальная амплитуда неотектонических движений в Прииссыккулье составила 10 км (Deev et al., 2018).

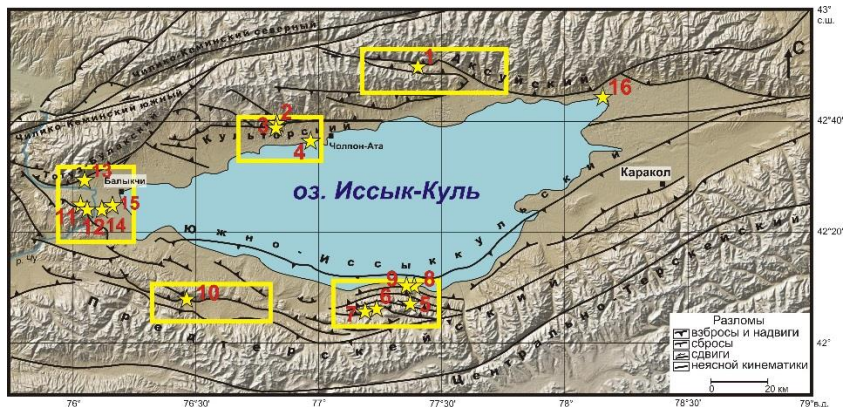


Рисунок 8 – Основные активные разломы Прииссыккулье, районы и объекты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований

1 – разломный уступ в зоне Аксуйского разлома; 2 – разломный уступ в зоне Культорского разлома; 3 – деформированный кромлех в урочище Чет-Кой-Суу; 4 – подводные постройки у с. Курское; 5 – сейсмодислокации в долинах руч. Тегерек-Сай и Сугетты; 6 – разломный уступ в зоне Южно-Тегерекского разлома; 7 – Каджи-Сазские городища, 8 – городище Тоссор; 9 – сейсмита в разрезе тюпской озерной террасы; 10 – разломные уступы и археологические объекты в зоне Коконадыр-Тегерекского разлома; 11, 12 – разломные уступы северо-восточного обрамления массива Кызыл-Омпул; 13 – разломные уступы в зоне Тогуз-Булакского разлома; 14 – городища Сары-Булун; 15 – сейсмита в озерных отложениях северо-восточной окраины массива Боз-Бармак; 16 – Курментинское городище

Деформации пенеплена в Северном Тянь-Шане начинаются с конца мела (Чедия, 1986; Трифионов и др., 2008; Буртман, 2012). Продукты палеотложения коры выветривания в Прииссыккулье обособлены в коктурпакскую свиту ($K_2 - P_3$, мощность до 70 м): озерные и аллювиально-пролювиальные красные и бурые щебенчатые глины и суглинки с присутствием солей и гипса, прослойки белесых известняков и мергелей, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты и брекчии (Сидоренко, 1972;

Григина, Фортуна, 1981). В нижней части присутствуют пакки базальтов мощностью до 20 м с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастaми 53 ± 1 , 60.5 ± 0.7 и 60.7 ± 0.8 млн лет (Симонов и др., 2008; Sobel, Arnaud, 2000). В эпоху аккумуляции киргизской свиты ($\text{P}_3\text{-N}_1$, до 1400 м) начался орогенический этап развития Тянь-Шаня. Свита сложена кирпично-красными и бурыми глинами, конгломератами, брекчиями, гравелитами, песчаниками и алевролитами. При дальнейшем усилении орогенических процессов во впадине накапливаются пролювиально-аллювиальные и озерные отложения иссык-кульской свиты (N_{1-2} , до 3000 м): серые и буровато-серые конгломераты и гравелиты, пестрые разнозернистые песчаники, алевролиты, глины, мергели, прослой гипса (в краевых частях), глины и алевриты – в центральной части (Сидоренко, 1972; Фортуна, 1993). С началом квартала в Прииссыккулье наступает этап максимальной активизации неотектонических движений с накоплением внутригорной молассы, шарпылдакской свиты (Q_1 , 400 м): серые крупнообломочные брекчии, валунные и галечные конгломераты, гравелиты с линзами песчаников, песков, алевритов и супесей, прослоями лессов (Сидоренко, 1972; Додонов, 2002; Трифонов и др., 2008). Ее надстраивают пролювиально-аллювиальные, озерные, ледниковые, флювиогляциальные и эоловые отложения (Q_{1-4}) мощностью до сотен метров.

Сочленение Кунгейского хребта и Иссык-Кульской впадины происходит по Тогуз-Булакскому, Культорскому, Аксуйскому и Талды-Булакскому разломам (рисунок 8). Модель формирования этой зоны предполагает, что косо ориентированные к субмеридиональному сжатию Чилико-Кеминские левые сдвиги генерируют систему выполаживающихся к дневной поверхности взбросо-надвигов и взбросо-сдвигов (Selander et al., 2012). Вдоль разломов фиксируются разломные уступы, формирование которых связано с подвижками при сильных палеоземлетрясениях, в т.ч. в 500 г., в VII, IX и XII вв. (Джанузакон и др., 2003; Korjenkov et al., 2006; Selander et al., 2012).

На юге левосдвиговые движения вдоль Центрально-Терской разлома генерируют цветочную структуру Терской хребта. Одновременно с его надвиганием на впадину по Предтерской зоне разломов возникают противоположные движения по падающим на север взбросам. В результате в пределах предгорной равнины появляются форберги (адыры), а между ними и Терским хребтом – рамповые и полурамповые впадины (Чедия, 1986, Корженков, 1987; Деев и др., 2016; Burgette, 2008; Delvaux et al., 2013; Macaulay et al., 2014; Korzhenkov, Deev, 2017).

Выводы. Геологическая интерпретация данных геоэлектрики позволила впервые оценить мощность кайнозойского осадочного выполнения Уймонской впадины – до 1500 м. Эти оценки ставят ее в один ряд с Курайской и Чуйской впадинами, где мощность осадочного выполнения достигает 1600 и 1200 м соответственно. Все три впадины обладают однотипным

строением и сходной двухэтапной историей развития. В нижней части их осадочного выполнения находятся озерные палеоген-неогеновые отложения. Они накапливались в обстановке растяжения или транстенсии и слабоборасчлененного рельефа. В основную фазу кайнозойского орогенеза впадины развивались как рамповые и полурамповые бассейны, где накопились грубообломочные четвертичные отложения, а наиболее контрастные взбросо-надвиговые структуры оформились вдоль северных бортов (Курайская и Южно-Теректинская зоны активных разломов). Иссык-Кульская впадина имеет сходную историю развития и является более масштабным аналогом впадин Горного Алтая. Окружающие хребты надвигаются на нее по активным разломам. В Южном Прииссыккулье присутствуют активные взбросы с северным падением, отвечающие за формирование адыров, рамповых и полурамповых впадин.

Глава 3. Выявление свидетельств палеоземлетрясений в пределах внутригорных впадин Горного Алтая.

В главе рассмотрены новые данные о палеосейсмичности юго-восточной, центральной и северной частей Горного Алтая. Определены основные зоны концентрации, параметры, положение очаговых зон и возрастные рубежи палеоземлетрясений.

Палеоземлетрясения в системе Чуйской и Курайской впадин. При палеосейсмологических исследованиях в северо-западном замыкании Чуйской впадины, вдоль Курайской зоны разломов, выявлен субширотный разломный уступ протяженностью 6.4 км и высотой от 0.5 до 8 м. Уступ разделен на 14 сегментов. Сегментация определяется наличием кулисно надстраивающих друг друга разрывов и разрушением уступа оползнями и временными водотоками. Морфология уступа и результаты тренчинговых исследований указывают на уникальный для Горного Алтая факт смещения предгорной равнины в сторону Курайского хребта. Этот факт объясняется наличием взбросо-надвига с южным падением, который оперяет основной разлом с северным падением, обеспечивающий надвигание горного хребта на впадину. В траншее, пройденной в сегменте 13, выявлены параметры плоскости сейсмогенного разрыва – надвиг с углом падения на юг в 30°. Амплитуда смещения по разлому 4.8 м позволила оценить Mw палеоземлетрясения в диапазоне 7.2–7.5 (таблица 1). ¹⁴C возраст гумусированной супеси из нижней части коллювиального клина определяет возраст палеоземлетрясения интервалом 3400–3060 лет назад (Deev et al., 2017). С учетом данных из (Рогожин, Платонова, 2002; Рогожин и др., 2008), поверхностные разрывы этого возраста протянулись вдоль хребта на 75 км. Такая протяженность поверхностных разрывов соответствует Mw = 7.3, что хорошо согласуется с оценками, полученными на основе величины смещения по разлому.

Таблица 1 – Параметры сильных палеоземлетрясений, выявленных в пределах Курайской зоны разломов (Деев, 2018)

Положение очаговой зоны	Характер деформаций	Mw	I, баллы	Возраст тыс. лет
Северо-запад Чуйской впадины; Курайская зона разломов	Взброс с амплитудой смещения 1.8 м	6.9–7.1	8–9	~ 1.3
Северо-запад Чуйской впадины; Курайская зона разломов	Надвиг с амплитудой смещения 4.8 м	7.2–7.5	9–11	~ 3.2
Северо-запад Чуйской впадины; Курайская зона разломов	Разломный уступ высотой около 2 м	~7(?)	8–9(?)	~ 5.8
Северная часть Курайской впадины; Курайская зона разломов	Взброс с амплитудой смещения 1.2 м	6.7–7.0	8–9	~ 6.5

Тренчинговыми исследованиями в сегменте 7 выявлены следы еще двух палеоземлетрясений (рисунок 9). Более древнее событие фиксируется накоплением в разрезе палеопочвы, которая сформировалась во впадине, подпруженной разломным уступом. Возраст землетрясения оценен по результатам AMS ^{14}C датирования палеопочвы – ~ 5.8 тыс. лет. При взбросовой подвижке последнего землетрясения произошло окончательное оформление уступа, что привело к деформациям курганов могильника Туралу-Джурт-III. Верхняя возрастная граница землетрясения (~1.3 тыс. лет) оценена при AMS ^{14}C определении возраста костного материала из верхней части коллювиального клина. Амплитуда смещения по разлому 1.8 м позволила оценить магнитуду землетрясения – $M_w = 6.9\text{--}7.1$. С учетом данных из (Рогожин и др., 2008), протяженность зоны сейсморазрывов землетрясения составила 40 км, что соответствует $M_w = 6.9$ и подтверждает результаты тренчинговых исследований. Параметры разломного уступа говорят о том, что землетрясение около 5.8 тыс. лет назад имело $M_w \approx 7$ (Деев, Бороодовский, 2017; Деев, 2018; Deev et al., 2017).

Еще один разломный уступ в Курайской зоне разломов выявлен в северной части одноименной впадины (рисунок 3, 4). Он субширотно протянулся на 1.9 км и является смыкающим сегментом между форберговыми поднятиями, разделяющими Акташский рамп и Центрально-Курайскую впадину (Девяткин, 1965; Неведрова и др., 2014). Уступ высотой от 2–3 до 15 м счет позднечетвертичный пролювиальный конус выноса. Тренчинговыми исследованиями (траншея 3) на его западном краю выявлен сейсмогенный взброс, висячем крыле которого отложения собраны в приразломную складку (рисунок 10). Подвижка с амплитудой 1.2 м произошла при землетрясении с $M_w = 6.7\text{--}7.0$ и возрастом, оцененном по результатам AMS ^{14}C датирования отложений коллювиального клина, ~ 6.5 тыс. лет (Деев, 2018).

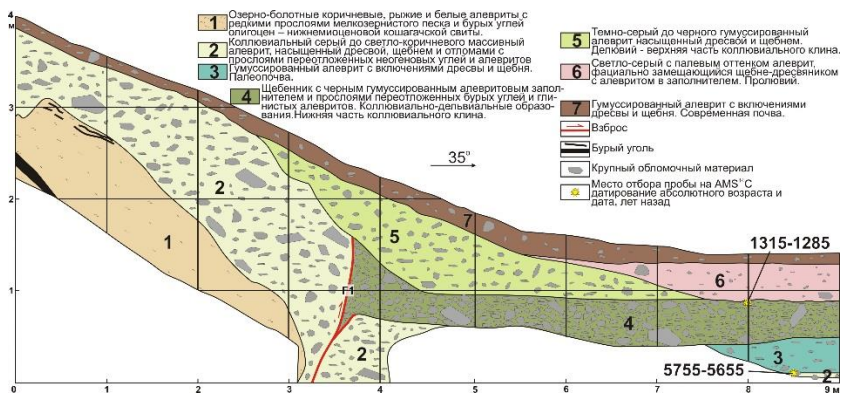


Рисунок 9 – Разрез северо-западной стенки траншеи 2 (Деев, 2018)

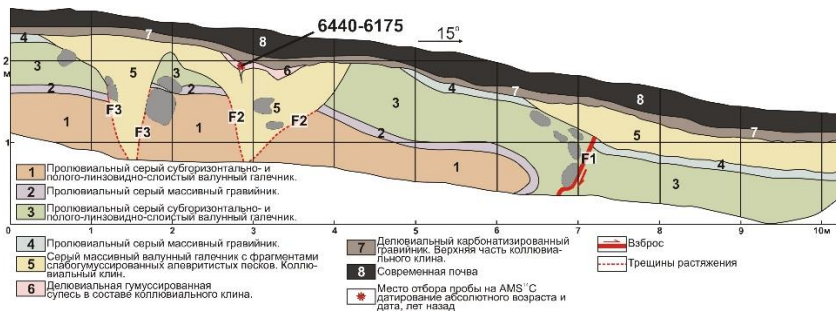


Рисунок 10 – Разрез западной стенки траншеи 3 (Деев, 2018)

Показано наличие сейсмитов в отложениях Чуйской и Курайской впадин с возрастом от нижнего плейстоцена до 100–50 тыс. лет. Они образуют маломощные (от первых см до 1 м), повторяющиеся в разрезе и выдержанные по простиранию горизонты, которые подстилаются и перекрываются недеформированными слоями. Деформации представлены трещинами и микроразломами, складками, а также подушечными, пламеневидными, облаковидными структурами, диапирами. Самостоятельным типом сейсмитов являются слои и линзы коллювия, сформировавшиеся за счет периодического сброса обломочного материала в озера. Эпицентры древних землетрясений ($M \geq 5-5.5$, $I \geq 6-7$ баллов), в результате которых образовались сейсмиды, связаны с разломными ограничениями Чуйской и Курайской впадин (Деев и др., 2009).

Первичные и вторичные палеосейсмодислокации Уймонской впадины. Строение зоны Южно-Теректинского разлома (рисунки 5, 6), по которому Теректинский хребет надвигается на впадину, исследовано в карьере в районе пос. Теректа. Карьер вскрыл разломный уступ высотой 15–20 м. В его стенках обнажаются преимущественно коллювиально-делювиальные отложения (рисунок 11). Их нарушают сейсмогенные разрывы, соответствующие двум палеоземлетрясениям. Древнему событию соответствуют два взбросо-надвига с амплитудами смещения 1.5 и 3.6 м. Возраст землетрясения установить не удалось. Смещения вдоль разломов указывают, что его $M_w = 7.1–7.4$, а интенсивность могла достигать 9–10 баллов (таблица 2). При более молодом землетрясении с $M_w = 7.4–7.7$ возник надвиг с амплитудой > 8 м. ^{14}C датирование углей из основания коллювиального клина позволило установить его возраст – 1.2–1.3 тыс. лет (Деев и др., 2018; Деев, 2018).

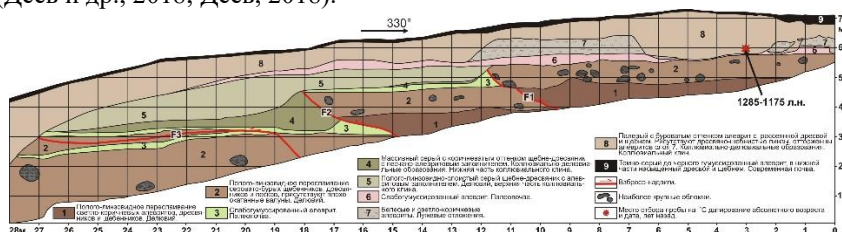


Рисунок 11 – Разрез юго-западной стенки карьера на западной окраине пос. Теректа, по (Деев и др., 2018)

Еще один эпизод активизации Южно-Теректинского разлома зафиксирован в разломном уступе, расположенном в 1 км к востоку от пос. Маргала. В результате подвижки в зоне разлома произошло дробление мраморов ($MPR-O_1$) и проработка этой зоны подземными водами с отложением цементирующего обломки травертинового материала. ^{14}C возраст травертинов указывает на то, что землетрясение ($M \geq 7$, $I = 9–10$ баллов) могло произойти ~ 16 тыс. лет назад. Оно послужило триггером для формирования сейсмогравитационных структур, образовавших плотину подпрудного озера. Разрушение плотины и спуск озера коррелируется с сопоставимым по параметрам землетрясением на рубеже 6 тыс. лет назад. Ему соответствуют сейсмичности в озерных песках и алевролитах в виде подушечных синформ размером 4.5-5.5 м, песчаных вулканов, микроразломов и трещин. Наконец, следы более древних землетрясений с $M \geq 5–5.5$ в пределах впадины фиксируются сейсмитами в отложениях этапа спуска ледниково-подпрудного озера (100–90 тыс. лет) и в аллювии с возрастом ~ 77 тыс. лет (Деев и др., 2013, 2018, Деев, 2018).

Таблица 2 – Параметры сильных древних землетрясений, выявленных в районе Уймонской впадины (Деев, 2018)

Положение очаговой зоны	Характер деформаций	Mw	I, баллы	Возраст
Северный борт Уймонской впадины; зона Южно-Теректинского разлома	Взбросо-надвиг с амплитудой смещения не менее 8 м	7.4–7.7	9–11	1.2–1.3 тыс. лет
Северный борт Уймонской впадины; зона Южно-Теректинского разлома	Взбросо-надвиги с амплитудой смещения до 3.6 м	7.1–7.4	9–10	позднеголоценовый
Не определено	Разрушение плотины обвального-подпрудного озера, подушечные синформы размером 4.5–5.5 м, песчаные вулканы, микроразломы (смещения в первые см), трещины в озерных песках и алевритах	≥ 7	9–10	~ 6 тыс. лет
Северный борт Уймонской впадины; зона Южно-Теректинского разлома (?)	Сейсмогравитационные структуры, подпрудившие Уймонскую котловину	≥ 7	9–10	~ 16 тыс. лет
Не определено	Сейсмита: структуры нагрузки, диапиры, псевдонодули, структуры брекчирования и будинажа	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	~ 77 тыс. лет
Не определено	Сейсмита: изгибы слоев, флексуры, малоамплитудные (до 15-20 см) сбросы и взбросы	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	90–100 тыс. лет

Сильные палеоземлетрясения в зоне Катунского разлома. Вместе с опережающими структурами Катунский разлом образует зону растяжения шириной до 20–40 км и протяженностью до 200 км. Он дренируется р. Катунь, участки расширения долины которой совпадают с приразломными грабенами (Деев и др., 2012, 2015). Грабены выполненными четвертичными отложениями мощностью до 400 м, фациальная архитектура которых рассмотрена в (Парначев, 1999; Зольников, 2008; Деев и др., 2012, 2015; Зольников, Деев, 2013; Carling, 1996, 2013). Сейсмологические данные показывают, что с разломом связано несколько десятков землетрясений с $M = 3.0-4.0$, три – с $M = 4.1-5.0$, одно – с $M = 6.0$ (Уломов, Медведева, 2011).

Сейсмита (рисунок 12), выявленные в четвертичных отложениях Яломанского грабена (южный фланг Катунского разлома), и результаты AMS ^{14}C , ОСЛ и ИК-ОСЛ определения возраста отложений, свидетельствуют о том, что кластеры и отдельные палеоземлетрясения проявлялись здесь ~ 150 и 90 тыс. лет назад, в интервалах 38–19 (с периодом повторяемости ~ 2 тыс. лет) и 19–12.5 тыс. лет назад, позднее 12.5 тыс. лет (таблица 3). С учетом высоты и ширины песчаных даек и корреляционных зависимостей из (Lunina, Gladkov, 2015) Ms землетрясения с возрастом моложе 12.5 тыс. лет составила 7.2–7.6, I = 10–11 баллов. Эти значения близки к максимально известным параметрам землетрясений для Горного

Алтая и прилегающих территорий. Следовательно, очаговая зона голоценового землетрясения располагалась непосредственно в Яломанском грабене. Эпицентры других палеоземлетрясений ($M \geq 5-5.5$, интенсивность $I \geq 6-7$ баллов), в результате которых сформировались сейсмиты, связаны либо с самим Катунским разломом, либо с его оперениями (Деев и др., 2005, 2009, 2012, 2015).

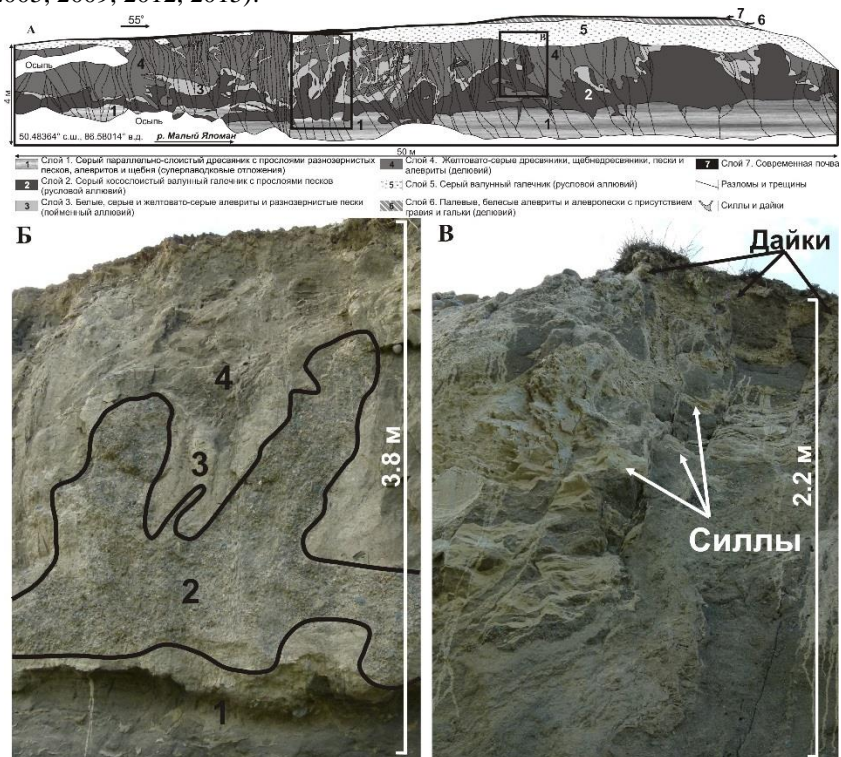


Рисунок 12 – Сейсмогенные деформации в разрезе Малояломанский-2, по (Деев и др., 2015)

А – разрез Малояломанский-2; Б – структуры внедрения русловых аллювиальных галечников слоя 2 в делювиальные отложения слоя 4 (галечные диапиры) при палеоземлетрясении с $M_s = 7.2-7.6$; В – светлые дайки и силлы песчаного и алевроитового состава, внедрившиеся в более темные делювиальные отложения слоя 4 при палеоземлетрясении с $M_s = 7.2-7.6$.

Следы еще одного палеоземлетрясения, произошедшего в период с III в. до н.э. по начало I в. н.э., выявлены при археосейсмологических исследованиях скифского некрополя Чултуков Лог-1, расположенного в Манжерокском грабене (северное окончание Катунского разлома). Здесь

зафиксированы: перекрытие коллювием курганов возле горного склона, разброс коллювиальных глыб на расстояние до 25 м от горного склона, повреждение ими насыпей и крепид курганов, разрушение каменных внутри-могильных сооружений, нарушение анатомического положения скелетов погребенных (рисунок 13), в том числе в захоронениях, не перекрытых коллювием. Формирование сейсмодерупция, согласно шкале MSK-64, начинается при $I \geq 5-6$ баллов (Деев и др., 2012, 2016; Деев, Бородавский, 2017).

Таблица 3 – Параметры сильных палеоземлетрясений, выявленных в зоне Катунского разлома (Деев, 2018)

Положение очаговой зоны	Характер деформаций	Mw	I, баллы	Возраст
Не определено	8 горизонтов с деформациями мощностью от 2.5 до 40 см в озерных гравийниках, песках и алевритах: пламенеvidные, подушечные структуры и структуры нагрузки.	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	~ 150 тыс. лет*
Не определено	Системы безкорневых трещин и микроразломов со смещениями до 20 см, флексуры, конволлютная слоистость в аллювиальных песчано-гравийниках.	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	~ 90 тыс. лет
Не определено	11 горизонтов с деформациями мощностью от 0.5 до 145 см в озерных песках, алевритах и дресвяниках: пламенеvidные, подушечные и столбообразные структуры, структуры нагрузки, псевдонодули, песчаные диапиры, конволютная слоистость, складки, флексуры, микроразломы, брекчированные алевриты, отложения грязекаменного потока, внедренные при спуске обвально-подпрудного озера в озерные алевриты и пески. Деформации коррелируются на расстоянии 14 км.	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	~ 38-19 тыс. лет *
Не определено	Сбросы и взбросы амплитудой до 0.5 м в рыхлых отложениях. Грабенообразные просадки и клиновидных растяжения в суперпаводковых дресвяниках, заполненные аллювиальными галечниками, пламенеvidные структуры и структуры нагрузки аллювиальных галечников с подстилающими озерными алевритами и песками амплитудой до 0.5 м. Деформации коррелируются на расстоянии 7.7 км.	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	19-12.5 тыс. лет
Яломанский грабен, район слияния рек М. Яломан и Катунь	Структуры перемешивания аллювиальных галечников с перекрывающими пойменными алевритами, песками и делювием амплитудой до 2-3 м. Дробление делювия на блоки и внедрение в него алевритовых и песчаных даек (мощность до 0.9 м и высота до 2.5 м) и силлов. Разломы с амплитудами до первых десятков см. Деформации коррелируются на расстоянии 7.7 км.	7.2-7.6	10-11	моложе 12.5 тыс. лет
Не определено	Перекрытие коллювием курганов возле горного склона. Разброс коллювиальных глыб на расстояние до 25 м от горного склона, повреждение ими насыпей и крепид курганов, разрушение каменных внутримогильных сооружений (ящиков), нарушение анатомического положения скелетов погребенных, в т.ч. в захоронениях, не перекрытых коллювием.		5-6	III в. до н.э. – I в. н.э.

* – кластеры землетрясений



Рисунок 13 – Сейсмогенные деформации курганов каракобинской культуры могильника Чултуков Лог-1, по (Deev et al., 2018)

а – разрушение каменной обкладки могильной ямы кургана 100; б – коллювиальные глыбы, деформирующие кольцевую крепиду кургана 111

Выводы. Приведенные данные позволяют выделить в пределах Горного Алтая три зоны концентрации следов палеоземлетрясений, связанные с крупными морфоструктурами: Чуйско-Курайской системой впадин, Уймонской впадиной и Катунским разломом. Установлено положение очаговых зон палеоземлетрясений ($M_w = 6.7-7.5$) с возрастом $\sim 1.3, 3.2, 5.8, 6.5$ тыс. лет (Курайская зона разломов), ~ 1.3 и 16 тыс. лет (Южно-Теректинский разлом), моложе 12.5 тыс. лет (Катунский разлом) (таблицы 1–3). Зафиксированы вторичные палеосейсмодислокации землетрясений ($M \geq 5-5.5, I \geq 6-7$ баллов) в нижнеплейстоценовых отложениях, в отложениях с возрастом $100-90$ и 77 тыс. лет Чуйской и Уймонской впадин. Они указывают на палеоземлетрясения, которые произошли $\sim 150, 90$, в интервалах $38-19$ и $19-12.5, 2.4-2$ тыс. лет назад в зоне Катунского разлома.

Глава 4. Палеосейсмичность впадин Прииссыккулья.

В главе обобщены результаты авторских палеосейсмологических и археосейсмологических исследований в Прииссыккулье, которые позволили выявить неизвестные ранее первичные и вторичные сейсмодислокации, деформации археологических памятников, связанные с сильными древними и историческими землетрясениями, определить параметры, повторяемость и возраст этих палеосейсмических событий.

Палеосейсмологические исследования в зоне Аксуйского краевого разлома. Картирование сейсмодислокаций, связанных с активизацией разлома при катастрофическом Кеминском землетрясении 1911 г., показало наличие вдоль него их множественных палеоаналогов. В траншее (рисунок 8), пройденной вкrest одного из разломных уступов, помимо взбросовой подвижки землетрясения 1911 г., выявлен взброс с амплитудой 0.3 м – результат палеоземлетрясения с $M_w = 6.3–6.7$, произошедшего ~ 3 тыс. лет назад (таблица 4). Установлено, что еще одна подвижка вдоль уступа произошла при землетрясении с аналогичными параметрами и возрастом ~ 12.7 тыс. лет назад (Деев, Корженков, 2016). Полученные результаты и литературные материалы (Абдрахматов и др., 2013; Korjenkov et al., 2006) позволяют утверждать, что вдоль Аксуйского разлома в позднем плейстоцене–голоцене фиксируются периоды длительного сейсмического затишья, разделенные сильными сейсмическими событиями или их кластерами на рубежах 19.5–20, 12.7, 4–3 тыс. лет назад, в первой половине XII в., позднее первой половины XVII в., включая землетрясение 1911 г. (Деев, Корженков, 2016).

Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования зоны Культурского краевого разлома. Палеосейсмодислокаций в пределах разлома, протягивающегося вдоль юга Кунгейского хребта на 100 км, ранее не обнаружено. Автором выявлен разломный уступ протяженностью 1.6 км и высотой до 2 м (рисунок 8). В траншее, вскрывшей разломный уступ, зафиксирован падающий под $\angle 20–30^\circ$ в сторону хребта надвиг с амплитудой 1.6 м. Величина смещения соответствует сейсмическому событию с $M_w = 6.8–7.3$ и $I_0 \geq 9$ баллов. С целью определения возраста палеоземлетрясения исследован ряд археологических памятников в бассейнах рек Чет-Койсуу и Чон-Койсуу. Установлено, что кромлех (VII в. до н.э. – VIII в. н.э.) смещен по разлому левосдвигового типа; курган (VII–XIII вв.) деформирован во фронте разломного уступа; крепость (XIV–XV вв.) погружилась под воды оз. Иссык-Куль при катастрофическом опускании береговой полосы. Судя по многочисленным ^{14}C определениям возраста затопленной древесины, использованной при постройке крепости (конец XIV – начало XV в., данные В.В. Плоских), высказано предположение, что землетрясение произошло в XVI в. (Корженков и др., 2016).

Древние и исторические землетрясения Южного Прииссыккуля. Сейсмологическими наблюдениями в пределах южного Прииссыккуля фиксировались многочисленные события с $M \leq 5$. Однако в последние годы произошло сразу два более значительных землетрясения: 20.09.2013 г. ($M_{rv} = 5.2$ и $I_0 = 4–5$ баллов) и Каджисайское 14.11.2014 г. ($M_{rv} = 6.1$ и $I_0 = 7$ баллов). Проведенные исследования показали, что палеоземлетрясения здесь имели более значимые параметры.

Тоссор–Каджи–Сайский участок с юга ограничен Терской хребтом, с севера – побережьем оз. Иссык-Куль. Здесь находится серия адырных поднятий, в пределах которых блоки фундамента и отложения Mz-Kz надвигаются в сторону хребта. В местах пересечения адыров рр. Тоссор, Сугетты и Каджи–Сай имеют antecedentные участки долин. В долинах рек Тегерек–Сай и Сугетты выявлены сегменты разломных уступов и крупный скальный оползень объемом >50 млн. м³. Сейсмогенный триггер для формирования оползня вытекает из его положения непосредственно на линии активного разлома с хорошо различимыми молодыми разломными уступами на поверхности. Тюркские захоронения, расположенные на теле оползня, позволяют утверждать, что он сформировался ранее V–VIII вв. н.э. Разломные уступы на протяжении 1.35 км характеризуются изменением направления падения разломных плоскостей с северного на южное. В стенках траншеи, пройденной в одном из сегментов, выявлены плоскости двух разновозрастных надвигов с амплитудой смещения до 1.6 м, что позволило оценить магнитуду палеоземлетрясения, с которым связано формирование уступов, – $M_w = 7.1$ (таблица 4). Результаты ¹⁴C определения возраста отложений позволили оценить возраст землетрясения ~ IX–XI вв. н.э. (Корженков и др., 2014; Korzhenkov, Deev, 2017).

Каджи–Сазская впадина. Рост адырного хребта Тегерек–Санчик в квартере связан с движениями по Южно–Тегерекскому взбросу с северным падением, в результате чего перед фронтом Терской хребта оформилась Каджи–Сазская впадина (Korzhenkov, Deev, 2017). Вдоль южного подножья гор Тегерек–Санчик выявлен субширотный разломный уступ протяженностью 1.5 км и высотой до 3.5–4.5 м, секущий позднеплейстоцен-голоценовые конусы выноса (рисунок 8). В стенках траншеи, вскрывшей уступ, установлены сейсморазрывы трех палеоземлетрясений. Кинематику разрывов наиболее древнего из них установить не удалось. AMS ¹⁴C датирование раковин гастропод позволило определить его возраст – около 40 тыс. лет. Разрывы второго и третьего землетрясения имели взбросо-надвиговую кинематику. С ними связано морфологическое оформление верхней и нижней частей разломного уступа соответственно. Величины косейсмических смещений позволили рассчитать магнитуды палеособытий: $M_w = 7.1$ (для второго) и $M_w = 6.8$ (для третьего). Возраст двух последних сейсмогенных подвижек вдоль Южно–Тегерекского разлома оценен при анализе деформаций археологических объектов: Каджи–Сазских и Тоссорского городищ, сако-усуньских и тюркских захоронений. Они определяют возраст средневековых землетрясений XI–XII вв. и концом XV–XVI в. Эти молодые сейсмогенные подвижки обеспечили тектоническое подпруживание Каджи–Сазской котловины (Корженков и др., 2014; Деев и др., 2015; Korzhenkov, Deev, 2017).

Таблица 4 – Параметры сильных палеоземлетрясений Прииссыккуля

Положение очаговой зоны	Характер деформаций	Mw	I, баллы	Возраст
Не определено	7 горизонтов сейсмиков мощностью от 12 до 40 см: столбобразные, пламенивидные и подушечные структуры, структуры нагрузки, псевдонодули, диапиры, складки.	≥5–5.5	≥6–7	~22 тыс. лет*
Северо-восточное разломное ограничение массива Кызыл-Омпул	Надвиг с амплитудой смещения 4.5 м.	7.2–7.6	9–11	~13 тыс. лет
Аксуйский разлом	Взброс с амплитудой смещения не менее 0.3 м.	6.3–6.7	9–10	~12.7 тыс. лет
Не определено	7 горизонтов сейсмиков мощностью до 1 м, образованные при подводном оползневом движении на пологом склоне: пламенивидные и подушечные структуры, структуры нагрузки, конволютная слоистость, складки, псевдонодули, поверхности межслоевого скольжения, надвиги.	≥5–5.5	≥6–7	конец плейстоцена
Тогуз-Булакский разлом	Взброс с амплитудой 0.4 м.	6.4–6.8	8–9	голоцен
Тогуз-Булакский разлом	Взброс с амплитудой 0.14 м.	6.1–6.4	7–8	голоцен
Коконадыр-Тегерекский разлом	Взброс с амплитудой 0.5 м.	6.5–6.9	8–9	7.3–8.4 тыс. лет
Тогуз-Булакский разлом	Взброс с амплитудой 1.5 м.	6.8–7.2	9–10	~8 тыс. лет
Северо-восточное разломное ограничение массива Кызыл-Омпул	Взбросы с амплитудой до 0.4 м.	6.4–6.8	8–9	~3 тыс. лет
Аксуйский разлом	Взброс с амплитудой 0.3 м.	6.3–6.7	8–9	~3 тыс. лет
Южно-Тегерекского разлом – разлом в долинах ручьев Тегерек-Сай и Су-гетты	Взбросы с амплитудой до 1.8 м.	6.9–7.3	9–10	XI–XII вв. н.э.
Аксуйский разлом	Левый сбросо-сдвиг. Амплитуда вертикального смещения 2.1 м, горизонтального – 3.85 м.	7.4	9–10	XII в. н.э.**
Коконадыр-Тегерекский и Южно-Тегерекский разломы	Взбросы с амплитудой до 0.7 м. Протяженность зоны поверхностных разрывов 60–65 км.	6.6–7.2	9–10	XV–XVI вв. н.э.
Культорский разлом	Взброс с амплитудой 1.6 м.	6.8–7.3	9–10	XV–XVI вв. н.э.

* – кластеры землетрясений, ** – по (Korjenkov et al., 2006)

Субширотно вытянутая *Алабаш-Конуроленская впадина* (34×7.5 км) надстраивает к западу рассмотренный участок Южного Прииссыккуля. С севера она ограничена серией адырных поднятий с высотами до 3000 м. На поднятия адыров по Коконадыр-Тегерекскому взбросу в квартере указывают antecedentные участки долин рр. Ак-Терека и Кель-Тера при пересече-

чении ими адыров, палеодолина Ак-Терка со следами среднеплейстоценовой речной аккумуляции (Макаров, 1977; Kotjenkov et al., 2006), отложения голоценового тектонически-подпрудного озера, значительные площади современного заболачивания впадины (Геологическая..., 1968).

Вдоль Коконадыр-Тегерекского разлома выявлен широтный разломный уступ (рисунок 8) длиной 2.3 км и высотой до 4–6 м, секущий позднплейстоцен-голоценовые конусы выноса. В разрезе стенки прорезающего его сухого сая обнаружены два сейсмогенных взброса, подтверждающие надвигание северного борта впадины на ее осадочное выполнение. Амплитуда смещения по более древнему взбросу составила 0.5 м, по более молодому – 0.4 м. Это позволяет оценить магнитуды палеоземлетрясений как $M_w=6.5-6.9$ и $M_w = 6.4-6.8$ соответственно. AMS ^{14}C определение возраста раковин гастропод позволило оценить возраст более древнего землетрясения в диапазоне 7300–8400 лет назад. Археосейсмологические данные по деформациям сако-усуньского курганного могильника Ала-Баш и каменных стен (куруков), которые связаны с оформлением уступа, с привлечением исторических данных, позволили датировать более молодое землетрясение XV–XVI вв. н.э. (Деев и др., 2016). Таким образом, поверхностные разрывы землетрясения, произошедшего в XV–XVI вв. н.э., протянулись на 60–65 км от Алабаш-Конуроленской впадины (Коконадыр-Тегерекский разлом) до Каджисазской впадины (Южно-Тегерекский разлом). M_w этого землетрясения, вычисленная с использованием величин смещений вдоль сейсмогенных разрывов, 6.6–7.2, согласуются с расчетами на основе протяженности зоны поверхностных разрывов – $M_w = 7.2$.

Древняя и историческая сейсмичность западной части Иссык-Кульской впадины. В западной части впадины происходит сближение Кунгейского и Терскейского хребтов, между которыми вклиниваются восточные отроги Киргизского хребта – массивы Кызыл-Омпул (3183 м) и Боз-Бармак (1815 м). Таким образом, здесь формируется тектонически активный узел. К северу от массива Кызыл-Омпул выявлен субширотный разломный уступ протяженностью 0.66 км и высотой 2.5–4.8 м, секущий позднплейстоценовый пролювиальный конус выноса (рисунок 8). Вкрест простирания уступа пройдена траншея 1, в стенках которой закартирован пологий надвиг со смещением не менее 4.5 м (рисунок 14). Отложения вишячего крыла собраны в приразломную складку, а под надвиговой плоскостью наблюдается раздвиг мощности отложений в результате бульдозерного эффекта. Формирование надвига произошло в результате палеоземлетрясения с $M_w = 7.2-7.6$, а его возраст оценен по результатам AMS ^{14}C датирования палеопочвы – около 13 тыс. лет (Deev et al., 2018).

Еще один разломный уступ высотой до 1 м, секущий голоценовый конус выноса, зафиксирован к востоку от массива (рисунок 8). В стенке русла временного водотока, прорезающего уступ, зафиксировано два падающих

на юго-запад одновозрастных взбросо-надвига с амплитудами смещения 0.3 и 0.4 м (рисунок 15). Амплитуды смещений по разломам позволили оценить магнитуду землетрясения – $M_w = 6.4–6.8$. Возраст землетрясения определен при AMS ^{14}C датировании раковин гастропод, извлеченных из отложений коллювиального клина, – 3040–2920 лет назад (Deev et al., 2018).

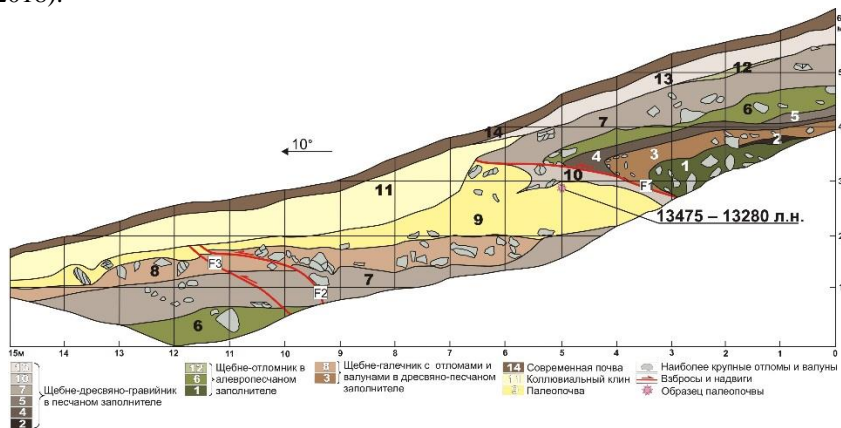


Рисунок 14 – Разрез восточной стенки траншеи 1, по (Deev et al., 2018)

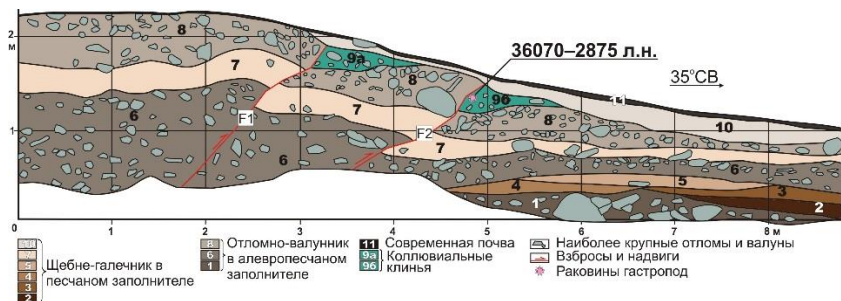


Рисунок 15 – Разрез стенки в русле временного водотока, прорезающего разломный уступ к востоку от массива Кызыл-Омпул, по (Deev et al., 2018)

В зоне Тогуз-Булакского разлома установлен разломный уступ высотой 4.5–5 м и протяженностью 2 км, нарушающий позднеплейстоцен-голоценовые пролювиальные конусы выноса у подножья Кунгейского хребта (рисунок 8). В траншее 2 (рисунок 16) обнаружены взбросо-надвиговые сейсморазрывы и соответствующие им коллювиальные клинья двух голоценовых землетрясений и землетрясения, произошедшего около 8 тыс. лет

назад (таблица 4). Смещения по разломам позволили оценить магнитуды палеоземлетрясений: $M_w = 6.4-6.8$, $M_w = 6.1-6.4$ и $M_w = 6.8-7.2$ соответственно (Deev et al., 2018).

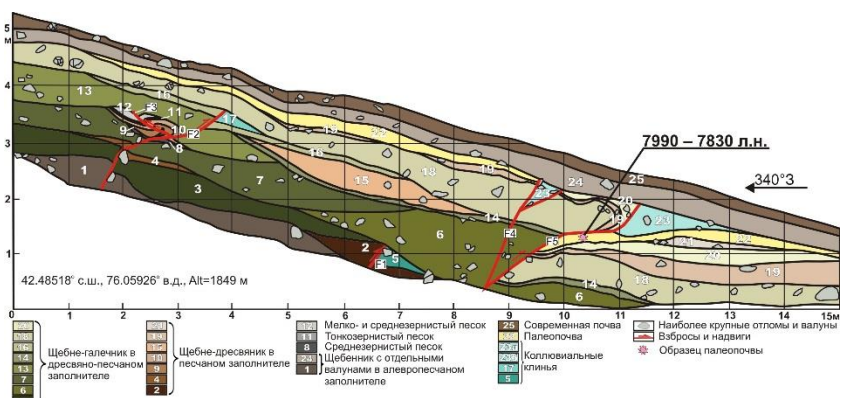


Рисунок 16 – Разрез северо-восточной стенки траншеи 2, вскрывающей разломный уступ в зоне Тогуз-Булакского краевого разлома, по (Deev et al., 2018)

В результате археосейсмологических исследований городищ Сары-Булун (рисунок 8) выявлен ряд деформаций, которые однозначно свидетельствуют об их сейсмогенной природе: наклоны, выдвигания, обрушения и латеральные изгибы стен, а также протяженные трещины в приугловых частях зданий. Возраст сейсмического события определен XII в. н.э., которым датируются самые молодые артефакты, найденные на территории городищ. Судя по степени разрушений, сила древнего землетрясения составила $I \geq 8$ баллов (Корженков и др., 2016; Deev et al., 2018).

Вторичные сейсмогенные деформации (сейсмиды) в позднелепесточеновых отложениях оз. Иссык-Куль. К западу от озера расположен массив Боз-Бармак – активно растущая антиклиналь восточного окончания Киргизского хребта. В апикальной части массива обнажаются отложения иссыкульской свиты (N_{1-2}), которые в краевых частях перекрываются аллювиальными и озерными отложениями Q_{2-4} . На северо-восточной окраине массива исследован карьер (рисунок 8), который вскрыл аллювиальные валунно-галечники и крупнозернистые пески с мутьеобразной слоистостью. Среди них находятся две протяженные линзы озерных субгоризонтально-слоистых средне-мелкозернистых песков и алевритов. Отложения собраны в конседиментационные корччатые складки. В верхних 2 м нижней озерной пачки выделено 7 горизонтов с сейсмитами мощностью от 12 до 40 см. Сейсмиды представлены подушечными и пламенивидными

структурами, структурами нагрузки, псевдонодулями, диапирами и складками. Горизонты с деформациями перекрываются недеформированными слоями с угловыми несогласиями. AMS ^{14}C определение возраста раковин гастропод из озерных отложений (24010–23700 и 24240–23920 лет назад) показало, что землетрясения с $M \geq 5-5.5$ и $I \geq 6-7$ баллов (таблица 4), с которыми ассоциируют сейсмичности, произошли ~ 22 тыс. лет назад (Deev et al., 2018).

Выполнен анализ деформационных структур, связанных с разжижением рыхлых влагонасыщенных осадков, в разрезе озерных отложений (Q_3) на южном берегу оз. Иссык-Куль (рисунок 8). В разрезе выявлено семь горизонтов с деформациями, сгруппированных на двух уровнях. Пять горизонтов в верхнем интервале содержат деформации, представленные структурами нагрузки, пламенеvidными и подушечными структурами, конволютной слоистостью, складками и межслоевыми поверхностями скольжения. Морфология деформаций указывает на то, что они связаны с сейсмическим триггером, сгенерировавшим сложный подводный оползень в озерных отложениях на пологом склоне. AMS ^{14}C определение возраста раковин гастропод из перекрывающих субаэральных отложений (11840 – 11610 лет назад) показало, что деформации имеют, скорее всего, позднеплейстоценовый возраст (Gladkov et al., 2016).

Выводы. В Прииссыккулье выявлены очаговые зоны 11 ранее неизвестных палеоземлетрясений с $M_w = 6.1-7.6$ и $I = 8-11$ баллов (таблица 4). Установлено, что сильные землетрясения произошли на юге и западе Иссык-Кульской впадины ~ 8 тыс. лет назад, ее западе и севере - около 13, 3 тыс. лет назад и в XI–XII вв. н.э., юге и севере – в XV–XVI вв. н.э. В западном замыкании впадины (зона Тогуз-Булакского разлома), установлены сейсморазрывы еще двух голоценовых землетрясений, а в озерных отложениях четвертичной антиклинали Боз-Бармак – горизонты сейсмичности 7 землетрясений с $M \geq 5-5.5$ и $I \geq 6-7$ баллов, произошедших около 22 тыс. лет назад. Сейсмичности, сформированные при сильном палеоземлетрясении в конце плейстоцена, присутствуют в разрезе туюпской террасы на южном берегу Иссык-Куля.

Глава 5. Травертины как индикатор возрастных рубежей позднечетвертичной палеосейсмичности Курайской зоны разломов Горного Алтая.

В главе рассмотрены результаты исследования травертинов, формирование которых связано с достигающими поверхности подземными водами в пределах активных разломов Курайской зоны Горного Алтая в периоды их сейсмической активизации. Эти периоды коррелируются с эпохами дегляциации и деградации мерзлоты.

В Горном Алтае травертины впервые отмечены А.С.Мухиним (1934)

при описании Курайской зоны ртутного оруденения. Позднее они установлены в различных частях орогена (Бутвиловский, 1993; Русанов и др., 2013; Деев и др., 2013, 2017, 2018; Kokh et al., 2017). В главе рассмотрено 8 полей травертинов, структурно приуроченных к активным разломам Курайской зоны (рисунки 2, 17А). Травертины образуют небольшие (протяженностью до 100–200 м и мощностью до 5–15 м) тела (рисунок 17 Б). В обнажениях карбонаты инкрустируют поверхности обломков и цементируют обломочный материал коллювиальных и ледниковых отложений (Q_{3-4}), катаклизмы вдоль сместителей разломов, превращая их в конгломераты и брекчии (рисунок 17 В, Г), формируют натечные агрегаты.

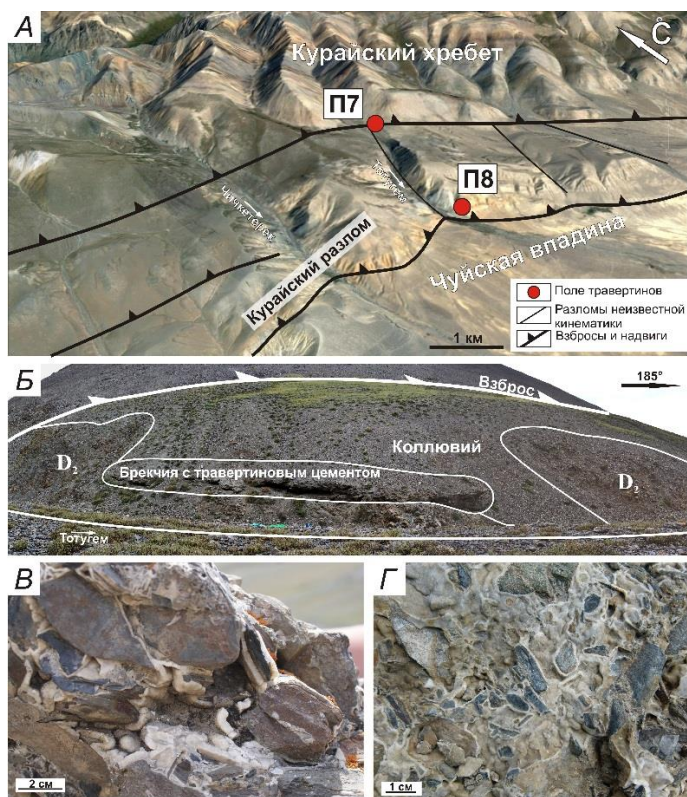


Рисунок 17 – Травертины поля 7 (Курайская зона разломов, северная часть Чуйской впадины)

А – структура Курайской зоны разломов в зоне сочленения Чуйской впадины и Курайского хребта; Б – обнажение брекчии с травертиновым цементом; В – травертиновый материал, цементирующий коллювиальные обломки; Г – брекчия, состоящая из обломков девонских алевролитов и травертинового цемента

Карбонатные агрегаты сложены кальцитом, реже, арагонитом, либо имеют смешанный состав. В открытом пространстве обычен рост ограниченных индивидов скаленоэдрического или ромбоэдрического кальцита (до 0.5 мм), зональных параллельно-шестоватых и сферолитовых агрегатов. На микроуровне кальцит и арагонит образуют микритовые и спаритовые, сферолитовые и сферолитоподобные, микрослоистые агрегаты. В зональных агрегатах обычна смена раннего Mg-кальцита (MgO до 3.35–5.62 мас. %) Sr-арагонитом (SrO 0.46–1.95 мас. %) поздних генераций (Деев и др., 2017; Kokh et al., 2017).

По изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C} = -4.1 \div +0.9 \text{‰ PDB}$) Курайские травертины занимают промежуточное положение между термогенными и метеогенными (рисунок 18), что указывает на смешанный источник углекислоты, задействованной в их формировании. Узкий диапазон величин $\delta^{13}\text{C}$ близок к значениям, типичным для морских карбонатов. Наиболее вероятно, что CaCO_3 травертинов унаследовал изотопно-тяжелый (в сравнении с атмосферным) углерод в результате растворения подземными водами морских карбонатных пород коллекторного горизонта, к которым относятся известняки и доломиты баратальской (NP_3) и кызылшинской (D_{2-3kz}) серий, пыжиноозерной свиты (D_{1pz}) (Деев и др., 2017).

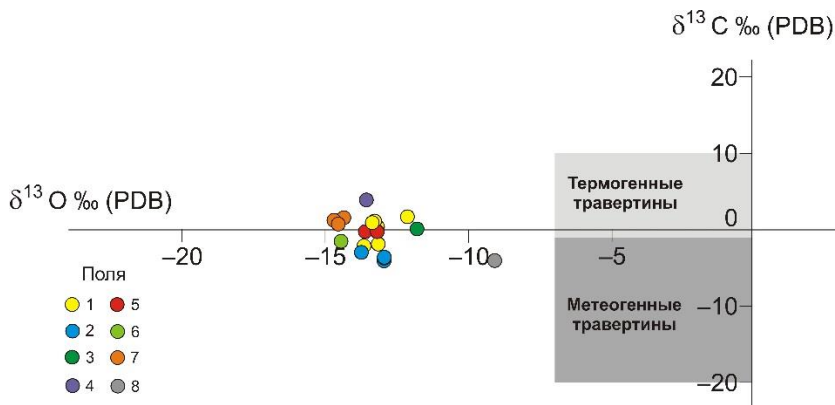


Рисунок 18 – Соотношение величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в травертинах Курайской зоны разломов

Следовательно, в позднем плейстоцене–голоцене вдоль Курайской зоны разломов существовали стационарные пути транзита холодных малоуглубинных флюидов к поверхности. Зоны их разгрузки маркируют травертиновые поля, локализацию которых контролируют: (1) наличие активных разломов; (2) наличие в разрезе карбонатных коллекторов; (3) расчле-

ненный рельеф с коллювиальными и ледниковыми отложениями, обладающими хорошими коллекторскими свойствами; (4) периодическое усиление восходящего флюидопотока. Ключевыми вопросами являются: (1) возраст травертинов, (2) причины усиления восходящего флюидопотока и (3) причины длительного блокирования подземных вод в коллекторах, при котором они могли “насыщаться” более тяжелым углеродом.

Проведенное U/Th датирование карбонатного материала травертинов с учетом известных их ^{14}C возрастов (Русанов, Орлова, 2013; Русанов и др., 2013) позволило ответить на эти вопросы. Во-первых, U/Th возрасты (4.97 ± 0.14 и 6.3 ± 0.06 тыс. лет), полученные для травертинов западного фланга Курайской зоны разломов, хорошо согласуются с установленными здесь возрастными палеоземлетрясениями – ~ 5.8 тыс. лет ($M_w \sim 7$) и ~ 6.5 тыс. лет ($M_w = 6.7-7.0$). Во-вторых, полученные здесь ^{14}C возрасты травертинов (16915–16420 и 11180-10565 лет назад) и U/Th определение возраста (11.11 ± 0.17 тыс. лет), хорошо соотносятся с данными о сильных палеоземлетрясениях района в интервале 16–8.5 тыс. лет (Бутвиловский, 1993; Русанов, 1997; Рогожин и др., 2008; Зольников и др., 2016) и деградацией ледников последнего оледенения и мерзлоты в Юго-Восточном Алтае в возрастном диапазоне 16–9 тыс. лет (Бутвиловский, 1993; Blyakharchuk et al., 2004). В-третьих, U/Th возраст травертинов с восточного фланга зоны 122.97 ± 3.68 тыс. лет соответствует началу стадии МИС-5, когда происходила деградация оледенения и мерзлоты. Следовательно, в условиях средне-высокогорного рельефа Юго-Восточного Алтая в качестве фактора, блокирующего подъем флюидов к поверхности, следует рассматривать мерзлоту. Площадная распространенность и мощность многолетнемерзлых пород увеличивается во время оледенений и сокращается в межледниковья. Ее локальная деградация усиливается при подъеме теплых вод по активным разломам (Оленченко и др., 2011; Неведрова и др., 2017; Wu et al., 2005). Очевидно, что деградация ледников в силу эффекта изостазии приводит к активизации движений по ослабленным зонам земной коры и росту сейсмичности (Gregersen, 2002; Olesen et al., 2004; Craig et al., 2016). Таким образом, деградация мерзлоты и землетрясения вместе способствуют раскрытию ранее существовавших и образованию новых систем трещиноватости в породных массивах (Неведрова и др., 2017; Ballantyne et al., 2014). Эти системы обеспечивали подъем к поверхности вод $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ типа, из которых происходило отложение травертинов.

Выводы. Полученные результаты позволяют использовать травертины как индикаторы активности разломов. Установленные соответствия возрастных рубежей травертинообразования, с одной стороны, и палеоземлетрящений, с другой, дают возможность использовать абсолютный (^{14}C и U/Th) возраст карбонатов для определения возраста палеоземлетрящений.

Такие события согласованно реконструированы для Курайской зоны разломов при сопоставлении результатов датирования травертинов ^{14}C и U/Th методами с палеосейсмологическими и палеогеографическими данными на возрастных рубежах $\sim 5.8, 6.5, 11, 16$ и 123 тыс. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основными результатами работы являются новые данные о структуре и этапах развития впадин севера Центральной Азии, выявленные параметры палеосейсмичности ограничивающих их активных структур, установленные возрастные корреляции между эпохами травертинообразования и палеосейсмическими процессами. Полученные данные позволили на современном этапе решить научную проблему расширения и детализации сейсмической летописи, определения максимально возможных магнитуд и периода повторяемости землетрясений в целях оценки сейсмического режима и сейсмической опасности для рассмотренных территорий. Полученные решения поставленных в диссертации научных задач имеют ряд существенных преимуществ и выгодно отличаются от известных.

Комплексирование результатов геолого-структурных и морфотектонических исследований с электромагнитными данными позволило существенно уточнить структуру Чуйской и Курайской впадин, а также впервые оценить глубины до фундамента Уймонской впадины. Методический прием, основанный на получении геоэлектрических характеристик основных кайнозойских стратонов в условиях их естественных обнажений, дал возможность экстраполировать эти данные на осадочное выполнение впадин. Это позволило произвести разделение их кайнозойских разрезов на два принципиально разных осадочных комплекса, отвечающих самостоятельным этапам развития впадин.

Сопоставление морфотектонических данных с распределением очаговых зон палеоземлетрясений показало, что в рассматриваемых районах Центральной Азии, развивающихся в обстановке субмеридионального регионального сжатия, сейсмогенерирующими структурами являются взбросо-надвиги двух типов: 1) основные краевые разломы, по которым окружающие хребты надвигаются на отложения впадин; 2) их оперения, по которым отложения впадин надвигаются в сторону хребтов.

Результаты авторских исследований в Горном Алтае существенно расширили возрастной диапазон его сейсмической летописи и создали фактологическую основу для уточнения параметров сейсмического районирования территории. Согласно последнему варианту сейсмического районирования территории РФ отдельные участки Южно-Теректинской, Курайской и Катунской зон разломов условно показаны как структуры, которые могут сгенерировать землетрясения с $M=7.0-7.5$ (Уломов и др., 2016).

Это объясняется ограниченностью сейсмологических данных, согласно которым для этих структур не зафиксировано землетрясений с такими магнитудами. В результате тренчинга автором показано наличие четырех очаговых зон сильных палеоземлетрясений ($M_w = 6.7-7.5$) вдоль Курайской зоны разломов за последние 6.5 тыс. лет. Еще три очаговые зоны палеоземлетрясений с $M_w = 7.0-7.7$ и возрастом не древнее 16 тыс. лет зафиксированы вдоль Южно-Теректинского разлома. При сопоставлении возрастов семи палеоземлетрясений выявляются две пары сближенных событий – около 5.8–6.5 и 1.2–1.3 тыс. лет назад. Наконец, исследования сейсмитов позволили определить не только рубежи и интервалы сейсмической активности около 12.5–19, 19–38, 77, 90–100, 150 тыс. лет назад и до раннего плейстоцена включительно, но и выявить очаговую зону палеоземлетрясения с возрастом моложе 12.5 тыс. лет на южном фланге Катунского разлома. Важно, что обнаруженные очаговые зоны располагаются непосредственно вдоль планируемой трассы газопровода в КНР.

Впервые выявлена и доказана высокая палеосейсмическая активность морфоструктур Южного Прииссыккулья. Здесь находятся две очаговые зоны исторических землетрясений XI–XII вв. и XV–XVI вв. Поверхностные разрывы землетрясений протянулись на 10 км и 60–65 км соответственно. Исключительно сейсмически активный узел выявлен в западном замыкании Иссык-Кульской впадины. Формирование здесь множественных разломных уступов в зонах активных разломов, по которым Кыргызский и Кунгейский хребты надвигаются на встречу друг другу, связано с позднеплейстоцен-голоценовыми палеоземлетрясениями с $M_w = 6.2-7.6$. Активной структурой является и антиклиналь Боз-Бармак на восточном фланге Кыргызского хребта. Установлено, что в ее пределах в поднятие и складчатые деформации вовлекаются позднеплейстоценовые озерные отложения. Они содержат в своей структуре горизонты сейсмитов с возрастом около 22 тыс. лет.

Требуют дальнейшей верификации полученные оценки магнитуд, прежде всего, в плане латерального прослеживания одновозрастных разломных уступов. Но, уже сейчас можно говорить о том, что сильные землетрясения в Прииссыккулье образуют парные кластеры: ~ 13 и 3 тыс. лет назад – в западной и северной частях Иссык-Кульской впадины, около 8 тыс. лет назад – на юге и западе, в XI–XII и XV–XVI вв. н.э. – на юге и севере. С первыми двумя парами по возрасту согласуются и два палеоземлетрясения (~ 3–3.6 и 14 тыс. лет назад), выявленные вдоль северного фронта Кыргызского хребта (Смекалин и др., 2015; Thompson, 2001; Landgraf et al., 2016).

Полученные материалы существенно дополняют и расширяют возрастную диапозон каталога сильных сейсмических событий, связанных с

активными разломами Прииссыккуля. Они должны быть учтены при корректировке последующих вариантов карты сейсмического районирования Кыргызстана. Особенно актуальны данные о палеоземлетрясениях для западной и южной частей Иссык-Кульской впадины, где расположены хранилища токсичных и радиоактивных отходов, а сейсмологическими наблюдениями землетрясения с магнитудами более 6 практически не фиксируются.

Масштабные археосейсмологические изыскания, проведенные в различных уголках Прииссыккуля, в том числе, впервые в его западной и южной частях, позволили определить возраст и положение очаговых зон сильных исторических землетрясений XI–XII вв. и XV–XVI вв. н.э. Показано, что погружение под воду древних поселений вдоль северного побережья Иссык-Куля могло иметь катастрофический характер во время землетрясения в XV–XVI вв., на что указывает беспорядочное расположение непогребенных человеческих останков и значительное количество артефактов на дне озера. Существует вероятность, что сейсмические активизации в Прииссыккуле на этих возрастных рубежах могли оказать влияние на смену государственных образований тюрков, караханидов и моголов. Анализ археологических памятников с целью выявления и определения возраста их сейсмогенных повреждений – абсолютно новый пласт научных исследований в Горном Алтае. Анализ скифского некрополя Чултуков Лог–1 впервые для территории орогена позволил: во-первых, выявить деформации не только внешних элементов конструкций курганов, но и их внутренних частей – каменных ящиков – и сформулировать критерии соотношения деформаций именно с сейсмическим триггером; во-вторых, определить возраст палеоземлетрясения – III в. до н.э. – начало I в. н.э. Это делает некрополь Чултуков Лог–1 эталонным объектом при обследовании такого класса археологических объектов методами археосейсмологии.

Проведенные исследования позднечетвертичных травертинов показали, что они могут быть использованы как признаки активности разломов, так и с целью палеоклиматических реконструкций в регионе (определение эпох дегляциации и деградации мерзлоты). Намеченные корреляции возрастных рубежей травертинообразования и возрастов палеоземлетрясений позволяют рассматривать абсолютный возраст карбонатов как новый инструмент датирования палеоземлетрясений.

Научные изыскания в рамках рассматриваемой проблематики следует продолжить в плане: 1) анализа и моделирования структуры кайнозойских впадин севера Центральной Азии; 2) построения сеймотектонических моделей активных разломных зон региона, развивающихся в областях регионального сжатия, растяжения и сдвига, выявления следов неизвестных палеоземлетрясений, закономерностей пространственно-временной мигра-

ции сейсмичности; 3) набора статистически значимых данных по корреляции этапов травертинообразования с палеоземлетрясениями; 4) определения пространственно-временных взаимоотношений между палеоземлетрясениями и сопровождающими их быстротекущими геологическими процессами (катастрофические паводки при спуске подпрудных озер, опускания береговой линии водоемов и т.д.); 5) определения совокупного влияния сильной сейсмичности и сопутствующих быстрых процессов на развитие и смену археологических культур.

ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Статьи, опубликованные в журналах, рекомендованных ВАК

1. **Деев, Е. В.** Структурно-геоморфологический анализ района Телеского озера / Е. В. Деев, Е. М. Высоцкий, И. С. Новиков, А. А. Мистрюков // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 10. – С.133–142.
2. Новиков, И. С. Научные итоги Всероссийской конференции «Нерешенные и дискуссионные вопросы геоморфологии, палеогеографии и геологии мезозоя и кайнозоя гор юга Сибири» / И. С. Новиков, В. П. Чичагов, Е. В. Девяткин, **Е. В. Деев** [и др.] // Геоморфология. – 2004. – № 3. – С. 23–28.
3. **Деев, Е. В.** Микросейсмодислокации (сейсмиты) в плейстоценовых осадках Горного Алтая / Е. В. Деев, А. С. Гибшер, Л. А. Чигвинцева [и др.] // ДАН. – 2005. – Т. 403. – № 1. – С. 71–74.
4. Сибиряков, Е. Б. Использование метода граничных интегральных уравнений для определения упругих модулей гранулированных геологических сред / Е. Б. Сибиряков, **Е. В. Деев** // Физическая мезомеханика. – 2008. – Т. 11. – № 1. – С. 85–93.
5. Бушенкова, Н. А. Структура верхней мантии и кайнозойский вулканизм Центральной Монголии / Н. А. Бушенкова, **Е. В. Деев**, Г. С. Дягилев, А. А. Гибшер // ДАН. – 2008. – Т. 418. – № 3. – С. 378–382.
6. Чиков, Б. М. Мезозойско-кайнозойские коллизионные структуры южной части Большого Алтая / Б. М. Чиков, С. В. Зиновьев, **Е. В. Деев** // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 5. С. 426–438.
7. **Деев, Е. В.** Свидетельства сейсмичности Юго-Восточного Алтая в четвертичное время / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, Е. Б. Сибиряков, С. А. Гуськов // ДАН. – 2009. – Т. 426. – № 6. С. 777–781.
8. **Деев, Е. В.** Сейсмиты в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, С. А. Гуськов // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 6. – С.703–722.
9. Зольников, И. Д. Новые данные о четвертичном морфолитогенезе в Чуйской котловине (Горный Алтай) / И. Д. Зольников, **Е. В. Деев**, В. А. Лямина // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 4. – С. 437–449.

10. **Деев, Е. В.** Параметрические геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) / Е. В. Деев, Н. Н. Неведрова, И. Д. Зольников [и др.] // Геофизика. – 2011. – № 1. – С. 40–49.

11. Неведрова, Н. Н. Геоэлектрическое строение Курайской впадины Горного Алтая с учетом тектонических особенностей / Н. Н. Неведрова, А. М. Санчаа, **Е. В. Деев** // Геофизика. – 2011. – № 6. – С. 56–64.

12. **Деев, Е. В.** Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) / Е. В. Деев, Н. Н. Неведрова, И. Д. Зольников [и др.] // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 1. – С. 120–139.

13. **Деев, Е. В.** Новые данные о строении Уймонской межгорной впадины (Горный Алтай) / Е. В. Деев, Н. Н. Неведрова, Г. Г. Русанов [и др.] // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 1(9). – С. 15–23.

14. **Деев, Е. В.** Неотектоника и палеосейсмичность долины нижней Катунь (Горный Алтай) / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, А. П. Бородавский, С. В. Гольцова // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 9. – С. 1154–1168.

15. Зольников, И. Д. Проблемы диагностики отложений гляциальных суперпаvoudков неоплейстоцена в Горном Алтае / И. Д. Зольников, **Е. В. Деев** // Лед и снег. – 2012. – № 3(119). – С. 79–86.

16. Chikov, B. M. Post-Late Paleozoic Collisional Framework of Southern Great Altai / B. M. Chikov, S. V. Zinoviev, **E. V. Deyev** // Acta Geologica Sinica. – 2012. – V. 86. – № 5. – P. 1093–1104.

17. **Деев, Е. В.** Отражение быстрых геологических процессов в отложениях и текстурах (на примере разновозрастных комплексов северной Евразии) / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, В. Н. Староверов // Литосфера. – 2012. – № 6. – С. 14–35.

18. **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.] // ДАН. – 2013. – Т. 449. – № 5. – С. 558–563.

19. **Деев, Е. В.** Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, С. В. Гольцова [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 3. – С. 410–423.

20. Зольников, И. Д. Гляциальные суперпаvoudки на территории Горного Алтая в четвертичном периоде: условия формирования и геологические признаки / И. Д. Зольников, **Е. В. Деев** // Криосфера Земли. – 2013. – Т. XVII. – № 4. – С. 74–82.

21. Русанов, Г. Г. Палеогидротермальная активность разломов Горного Алтая по результатам датирования травертинов / Г. Г. Русанов, **Е. В. Деев**, Ю. М. Ряполова, И. Д. Зольников // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2013. – № 4(16). – С. 53–64.

22. Зольников, И. Д. Геологические признаки четвертичных гляциальных суперпаводков и условий их формирования в Горном Алтае / И. Д. Зольников, **Е. В. Деев** // Геориск. – 2013. – № 4. – С. 40–45.

23. Неведрова, Н. Н. Неотектоническое строение межгорных впадин Горного Алтая по электромагнитным и геологическим данным / Н. Н. Неведрова, А. М. Санчаа, **Е. В. Деев**, С. М. Бабушкин // Геодинамика и тектонофизика. – 2013. – Т. 4. – № 3. – С. 301–312.

24. Неведрова, Н. Н. Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником / Н. Н. Неведрова, **Е. В. Деев**, А. М. Санчаа // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 1. – С. 119–132.

25. Зольников, И. Д. Генезис отложений высоких террас Чуи и Катунь / И. Д. Зольников, **Е. В. Деев**, Д. В. Назаров, С. А. Котлер // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 1(17). – С. 30–40.

26. **Деев, Е. В.** Грязевой вулканизм как показатель позднеплейстоцен-голоценовой активности Чилик-Кеминского разлома (Илийская впадина, Северный Тянь-Шань) / Е. В. Деев, С. Н. Кох, Э. В. Сокол [и др.] // ДАН. – 2014. – Т. 459. – № 3. – С. 321–326.

27. Зольников, И. Д. Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь / И. Д. Зольников, **Е. В. Деев**, Д. В. Назаров, С. А. Котлер // Геология и геофизика. – 2015. Т. – 56. – № 8. – С. 1483–1495.

28. **Деев, Е. В.** Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, Е. Ю. Лобова // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 9. – С. 1601–1620.

29. Корженков, А. М. Архесеизмологическое исследование Курментинского средневекового городища (Северо-Восточное Прииссыккулье, Кыргызстан) / А. М. Корженков, ..., **Е. В. Деев** [и др.] // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2015. – Т. 42. – № 1. – С. 70–81.

30. **Деев, Е. В.** Палеосейсмологические исследования в эпицентральной зоне Кеминского землетрясения 1911 г. в Северном Тянь-Шане / Е. В. Деев, А. М. Корженков // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 2. – С. 421–430.

31. Корженков, А. М. Архесеизмологические исследования и структурная позиция средневековых землетрясений на юге Иссык-Кульской впадины (Тянь-Шань) / А. М. Корженков, ..., **Е. В. Деев** [и др.] // Физика Земли. – 2016. – № 2. – С. 71–86.

32. Зольников, И. Д. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории / И. Д. Зольников, **Е. В. Деев**, Г. Г. Русанов [и др.] // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 6. – С. 1184–1197.

33. **Деев, Е. В.** Результаты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований в западной части Алабаш-Конуроленской внутригорной впадины (Южное Прииссыккулье, Кыргызстан) / Е. В. Деев, И. В. Турова, А. М. Корженков [и др.] // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 7. – С. 1381–1392.

34. Корженков, А. М. О следах сильного землетрясения в стенах средневековых городищ Сары-Булун на Великом шелковом пути (Западное Прииссыккулье, Северный Тянь-Шань) / А. М. Корженков, ..., **Е. В. Деев** [и др.] // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2016. – Т. 43. – № 4. – С. 5–20.

35. Gladkov, A. S. Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Late Pleistocene lacustrine deposits of Issyk-Kul Lake (Kyrgyzstan) / A. S. Gladkov, E. U. Lobova, **E. V. Deev** [и др.] // Sedimentary Geology. – 2016. – V. 344. – P. 112–122.

36. Корженков, А. М. Сильное средневековое землетрясение в Северном Прииссыккулье (Тянь-Шань): результаты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований / А. М. Корженков, **Е. В. Деев**, Д. В. Лужанский [и др.] // Геофизические процессы и биосфера. – 2016. – Т. 15. – № 4. – С. 43–63.

37. **Deev, E. V.** Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of paleoseismological and archaeoseismological studies / E. V. Deev, I. V. Turova, A. P. Borodovskiy [и др.] // International Geology Review. – 2017. – V. 59. – No 3. – P. 293–310.

38. Неvedрова, Н. Н. Выявление разломных структур и их геоэлектрических характеристик по данным метода сопротивлений в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. (Горный Алтай) / Н. Н. Неvedрова, **Е. В. Деев**, П. В. Пономарев // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 1. – С. 146–156.

39. Зольников, И. Д. Геологическое строение и постседиментационные деформации археологического памятника Афонтова гора II (г. Красноярск, Сибирь) / И. Д. Зольников, **Е. В. Деев**, В. С. Славинский [и др.] // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 2. – С. 231–242.

40. **Деев, Е. В.** Четвертичные травертины Курайской зоны разломов (Горный Алтай) / Е. В. Деев, Э. В. Сокол, Ю. М. Ряполова [и др.] // ДАН. – 2017. – Т. 473. – № 1. – С. 54–59.

41. **Деев, Е. В.** По следам древних землетрясений в Горном Алтае / Е. В. Деев, А. П. Бородовский // Природа. – 2017. – №3. – С. 86–88.

42. Korzhenkov, A. M. Underestimated seismic hazard in the south of the Issyk-Kul Lake region (Northern Tien Shan) / A. M. Korzhenkov, **E. V. Deev** // Geodesy and Geodynamics. – 2017. – V. 8. – Is. 3. – P. 169–180.

43. Kokh, S. N. Post-Late Glacial calcareous tufas from the Kurai fault zone (Southeastern Gorny Altai, Russia) / S. N. Kokh, E. V. Sokol, E. V. Deev

[и др.] // *Sedimentary Geology*. – 2017. – V. 355. – P. 1–19.

44. Русанов, Г. Г. Опорный разрез неоген-четвертичных отложений в Уймонской впадине (Горный Алтай) / Г. Г. Русанов, **Е. В. Деев**, И. Д. Зольников [и др.] // *Геология и геофизика*. – 2017. – Т. 58. – № 8. – С. 1220–1223.

45. Корженков, А. М. Сильные палеоземлетрясения вдоль Аксуйского краевого разлома по материалам датирования смещенного террасового комплекса реки Чон-Аксуу, Северный Тянь-Шань / А. М. Корженков, ..., **Е. В. Деев** [и др.] // *Физика Земли*. – 2018. – № 2. – С. 64–80.

46. **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.

47. **Деев, Е. В.** Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая / Е. В. Деев // *Физика Земли*. – 2018. – № 6.

48. **Deev, E.** Large ancient earthquakes in the western Issyk-Kul basin (Kyrgyzstan, northern Tien Shan) / E. Deev, A. Korzhenkov, I. Turova [et al.] // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2018. – V. 166. P. 48–65.

Рецензируемая монография

49. Корженков, А. М. Сильные исторические и палеоземлетрясения Прииссыккуля и их положение в структуре Северного Тянь-Шаня / А. М. Корженков, ..., **Е. В. Деев** [и др.]. – М.: ИФЗ РАН. – 2018. – 174 с.

Технический редактор Т.С. Курганова

Подписано в печать 17.12.2018

Формат 60x84/16. Бумага офсет №1. Гарнитура Таймс

Печ.л. 2,0. Тираж 110. Зак. № 177

ИНГГ СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3