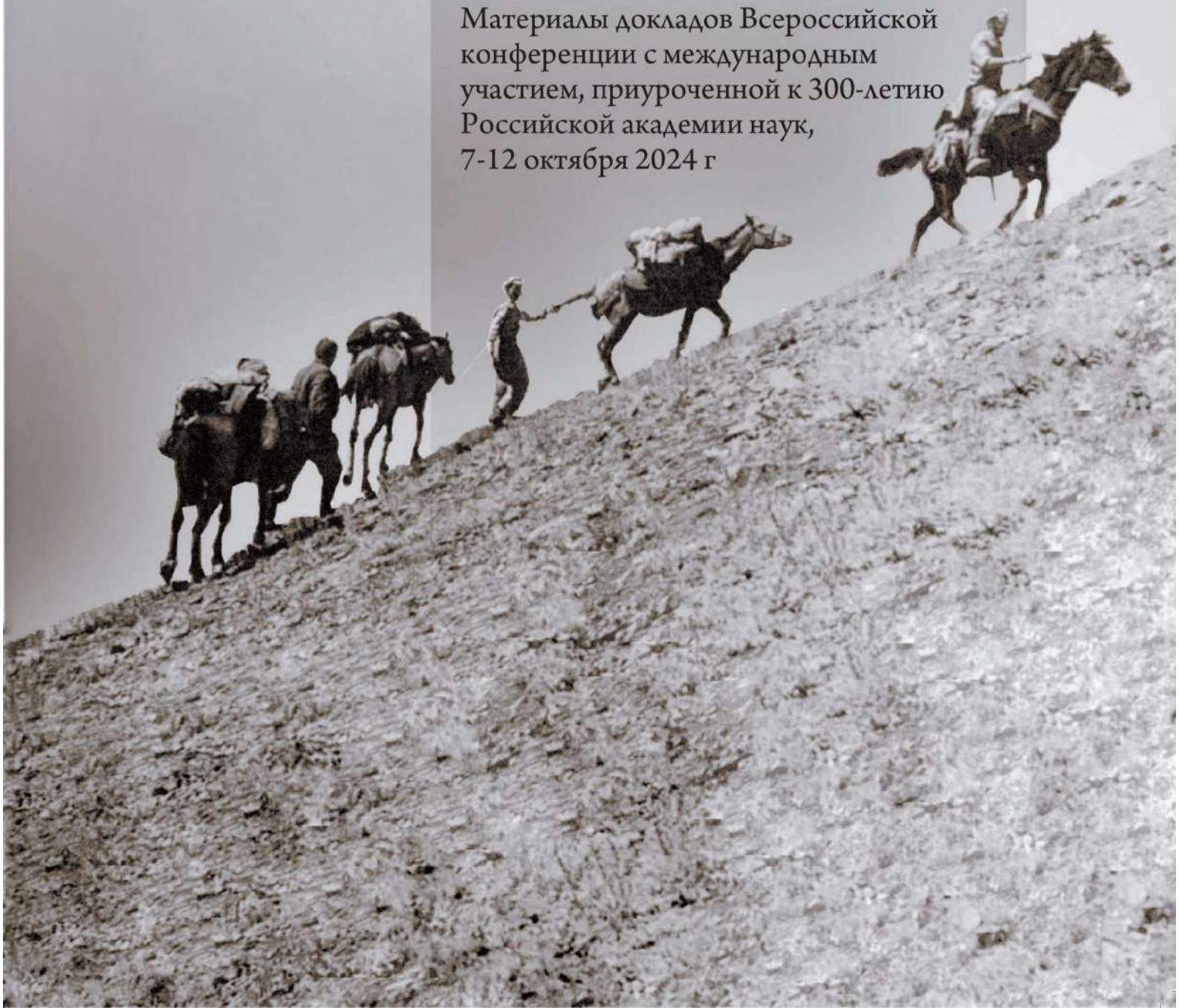


ПАМЯТИ
ЛЕОНИДА МИХАЙЛОВИЧА
РАСЦВЕТАЕВА

ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ

ШЕСТАЯ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ В ИФЗ РАН

Материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием, приуроченной к 300-летию Российской академии наук, 7-12 октября 2024 г

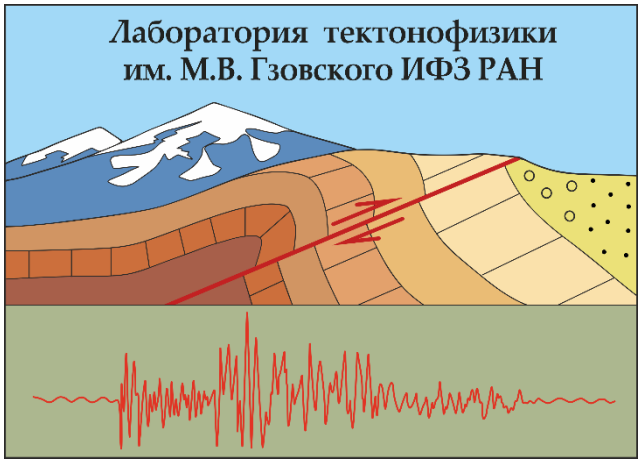


РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю. ШМИДТА РАН

ИФЗ РАН
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

300 лет
Российская Академия Наук

ЛАБОРАТОРИЯ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ И ПРИКЛАДНЫХ ПРОБЛЕМ ТЕКТОНОФИЗИКИ ИФЗ РАН



Шестая Всероссийская тектонофизическая конференция, приуроченная к 300-летию Российской академии наук

ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ

Материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием,
7-12 октября 2024 г.,
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
г. Москва

Электронное текстовое издание

Москва
2024

УДК 551.2.3
ББК 26.324

Шестая Всероссийская тектонофизическая конференция «ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ», приуроченная к 300-летию Российской академии наук: [Электронный ресурс]; Материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием. М.: ИФЗ РАН. 2024. 390 с. URL: https://tph.ifz.ru/wp-content/uploads/2025/05/tph_2024.pdf
ISBN 978-5-91682-314-1

В сборнике публикуются материалы докладов, представленных на Шестой Всероссийской тектонофизической конференции «ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ». Конференция традиционно проходила в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН с 7 по 12 октября 2024 г и была приурочена к 300-летию Российской академии наук. Шестая Всероссийская тектонофизическая конференция посвящается памяти Л.М. Расцветаева (1936 – 2021 гг.) – выдающегося российского геолога-тектониста и одного из последователей М.В. Гзовского. В сборник включены автобиографический очерк, список основных научных работ и автореферат диссертации Л.М. Расцветаева.

В материалах Шестой Всероссийской тектонофизической конференции рассматривается широкий круг научных проблем, связанных с изучением напряженно-деформированного состояния земной коры, её строения, геодинамики и геомеханики, в решении которых используются тектонофизические методы и подходы. На конференции прозвучали доклады, направленные на развитие теоретической тектонофизики и ее прикладного применения при поисках и разработке месторождений полезных ископаемых. Часть докладов посвящена оценке сейсмических и геологических опасностей с применением тектонофизических методов.

В приложениях размещена Программа Шестой Всероссийской тектонофизической конференции (2024 года), а также содержание материалов, вышедших после Первого Всероссийского тектонофизического совещания (1957 года), интересных с точки зрения развития тектонофизики.

Ответственные редакторы:
д. физ.-мат. н. Ю.Л. Ребецкий
к. геол.-мин. н. А.В. Маринин

Редакторы:
к. геол.-мин. н. Е.А. Мануилова
к. геол.-мин. н. Н.А. Гордеев
к. физ.-мат. н. Д.С. Мягков
И.В. Бондарь

В оформлении обложки использована фотография Л.М. Расцветаева

ISBN 978-5-91682-314-1



© ИФЗ РАН, 2024

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ..... 6

ПАМЯТИ ЛЕОНИДА МИХАЙЛОВИЧА РАСЦВЕТАЕВА 10

Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук Л.М. Расцветаева 21

Стихотворение, посвященное Л.М. Расцветаеву..... 38

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

А.У. Абдуллаев Генетическая связь развития очагов современных гидротермальных систем Тянь-Шаня с сейсмической активностью..... 40

А.У. Абдуллаев Сравнительный анализ гидрогеологических аномалий Кеминского катастрофического землетрясения 1911 г. в Средней Азии и Шемахинского землетрясения 1902 г. на Кавказе (в связи с проблемой прогнозирования сильных землетрясений) 44

А.С. Алешин Парадокс сейсмического микрорайонирования и о сейсмотектонике северного побережья озера Иссык-Куль 50

В.В. Арапов Оценка внутреннего поглощения и рассеяния и их вклад в общее затухание для территории Алтае-Саянской складчатой области 54

О.А. Артемов, С.Ю.Соколов Глубинные мантийные неоднородности и неотектоника разломной зоны Чарли Гиббс (Северная Атлантика)..... 59

А.А. Баренбаум Изучение процессов тектоники и геодинамики в свете Галактоцентрической парадигмы 64

В.В. Белявский Флюидонасыщение литосферы Евразийского складчатого пояса: магнитотеллурические данные..... 73

Л.Р. Бикеева Оценка возможной зависимости фазового состояния УВ от характера и интенсивности неотектонических движений Чарджоуской ступени Бухаро-Хивинского региона 81

В.А. Боголюбский, Е.П. Дубинин, А.Л. Грохольский Структурные перестройки трансформного разлома Эндрю-Бейн в позднем мелу-палеоцене..... 86

И.В. Бондарь, А.В. Маринин Структурные парагенезы некоторых природных объектов Балтийского щита (по методу Л.М. Расцветаева)..... 92

Е.Г. Бугаев О природе нелинейности параметров сейсмического режима 99

В.Ю. Бурмин, Г.Р. Петросян Анализ данных каталога ISC землетрясений Туркменистана с 1964 по 2021 гг.. 107

А. Гараванд Определение максимального горизонтального напряжения на основе неупругого разрушения вокруг ствола скважин и методов машинного обучения 114

Е.А. Глазырин Деформации рельефа и геологического разреза под действием грязевого вулканизма 117

Н.А. Гордеев Напряженно-деформированное состояние природных массивов по данным структурной геологии и БПЛА..... 124

К.Б. Данилов Блоковой строение Архангельской алмазоносной провинции по данным метода микросейсмического зондирования..... 129

Н.И. Дьяур, А.В. Чистякова, Т.Э. Багдасарян, А.В. Пономарев, Н.А. Егоров Некоторые особенности трещинообразования в гранитоиде..... 133

Р.С. Ибрагимов, Т.Л. Ибрагимова, М.А. Мирзаев, С.Х. Ашуров Использование модели активных разломов земной коры для оценки сейсмической опасности территории Узбекистана 138

А.В. Кирюхин, М.В. Лемзиков, О.В. Бергаль-Кувикас Магматическая активность вулканов Ключевской и Безымянный, предшествующая их извержениям и механизмы вулканотектонических землетрясений 146

С.Ю. Колодяжный, Н.Б. Кузнецов, Е.И. Махиня, Е.А. Шалаева, К.И. Данцова Тектоно-гравитационные детачменты северного склона Большого Кавказа (Адыгейский сектор) 152

А.М. Корженков, А.С. Ларьков, Д.А. Моисеев, А.Н. Овсюченко Сейсмические деформации в постройках Генуэзской крепости Феодосии, Крым 158

А.М. Кузин Области вторжения мантийного флюида в земную кору по данным сейсмических и электрических наблюдений 166

А.М. Кузин Волноводы консолидированной коры и дегазация Земли 174

Д.К. Кузьмин Деформированное состояние поднятий земной поверхности при разработке нефтегазовых месторождений 181

Д.Ю. Куприн, Н.В. Дубиня, Н.Д. Архипов Применение методов машинного обучения к задаче выделения и классификации трещин на основе данных расширенного геофизических исследований скважин 190

М.Г. Леонов «Ареальный рифтогенез»: структура, эволюция, геодинамика 195

И.Н. Литовченко, В.С. Лютикова Современный этап активизации роев землетрясений в регионе Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий, и термодинамические параметры роев землетрясений 204

Т.Е. Малышкин, Н.А. Гордеев Развитие методики идентификации зон разрывных нарушний методами ДЗЗ активными и пассивными съемочными системами высокого и сверхвысокого пространственного разрешения 208

Е.А. Манулова Новейшие разрывы юго-восточной части Горного Алтая 211

А.В. Маринин, Т.Ю. Тверитинова Развитие структурно-парагенетического метода анализа малых разрывных нарушений Л.М. Расцветаева 218

А.Б. Молчанов, Н.А. Гордеев Параллельные вычисления в задаче поиска разрывных нарушений ... 225

Д.С. Мягков Изучение генезиса надлитостатичских напряжений коры Алтая методом численного моделирования 229

Д.С. Мягков Использование результатов геодинамического моделирования для интерпретации геоэлектрических разрезов коры Восточной Фенноскандии 236

И.И. Нугманов, А.Н. Беседина, А.А. Остапчук Неоднородность зон локализации сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги 240

А.Н. Обухов, А.А. Корнеев, С.Л. Каламкаров, И.Ф. Лошакова, С.Р. Иванова Геодинамическая модель формирования Рассохинского и Балахнинского мегавалов по результатам региональных геолого-геофизических работ в Енисей-Хатангском региональном прогибе 247

Ю.Л. Ребецкий Теоретические проблемы тектонофизики и геодинамики 256

Ю.Л. Ребецкий Проблемы сейсмической опасности. Новые возможности тектонофизики в их решении 274

А.Е. Романько, Н.А. Имамвердиев, М. Хейдари, А.В. Полещук, А.Т. Савичев, М.М. Малых, И.В. Викентьев К тектонике, магматизму и углеводородам (УВ) Южного Каспия и сопредельных структур 292

В.Б. Свалова Землетрясение в Турции 2023 года и сейсмогеодинамика Кавказско-Анатолийско-Аравийского региона 295

В.Б. Свалова Сравнительная геодинамика и нефтегазоносность Кавказско-Каспийского и Карибско-Мексиканского регионов 301

Л.А. Сим, А.В. Маринин Блоковые тектонические напряжения района Чуйско-Курайской впадины Горного Алтая 307

В.Н. Смирнов, И.Б. Шейкин, М.С. Знаменский Механика магистральных разломов в ледяном покрове Арктики 314

Н.А. Сычева Очаговые параметры землетрясений на территории Горного Алтая и Саян 320

Н.А. Сычева, Ю.Л. Ребецкий Сравнение некоторых оценок деформации земной коры Алтае-Саянской горной области полученных на основе методов СТД и МКА 329

Т.Ю. Тверитинова Проявление меридионального сжатия в разновозрастных орогенах Евразии (на примере Алтае-Саянской области) 337

В.В. Тетельмин Глобальное потепление как причина активизации землетрясений и других природных стихийных бедствий 345

А.П. Трубицын, В.П. Трубицын Упругие изгибы толстых литосферных плит 353

А.В. Черемных, А.А. Бобров, И.К. Декабрёв, А.С. Черемных, Г.А. Гридин, Д.В. Павлов, А.А. Юрьев Бугульдейско-Чернорудский грабен – кайнозойская структура в зоне краевого шва Сибирского кратона 359

Е.Б. Чирков, Р.А. Лементуева Об особенностях амплитудных электротеллурических сигналов с крутыми фронтами (SES), предположительно отражающих изменение природы их источников 366

Е.Б. Чирков О порождении электротеллурических сигналов с крутыми фронтами (SES) трещинами при вариации локальной НДС 371

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Программа Шестой Всероссийской тектонофизической конференции (7 - 12 октября 2024 г.) 378

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Содержание сборника материалов «Проблемы тектонофизики», вышедшего по результатам Первого Всесоюзного тектонофизического совещания (1957 года) 388

ПРЕДИСЛОВИЕ

История проведения тектонофизических конференций в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН) начинается с 1957 года. В этот год в ИФЗ РАН (тогда Геофизический институт АН СССР) под руководством В.В. Белоусова и М.В. Гзовского прошло Первое Всесоюзное тектонофизическое совещание. Основным координатором совещания являлась тектонофизическая группа под руководством М.В. Гзовского, находившаяся тогда в отделе геодинамики Геофизического института АН СССР, которая в 1968 году была преобразована в лабораторию тектонофизики. По ряду причин в ИФЗ РАН после первого тектонофизического совещания долгие годы тектонофизические конференции не проводились. В связи с юбилеем лаборатории тектонофизики в 2008 году была проведена Всероссийская конференция «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». С этого момента сотрудники лаборатории продолжают заложенные нашими великими учителями традиции и проводят конференцию раз в четыре года. При этом первый номер этого ряда конференций – Тектонофизическое Совещание 1957 года.

В 2024 году с 7 по 12 октября в ИФЗ РАН проходила **Шестая Всероссийская тектонофизическая конференция «ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ»**, приуроченная к 300-летию Российской академии наук. Мероприятие проводилось в очном и дистанционном формате. Всего на конференцию было подано 117 заявок. В итоге заслушано 67 очных докладов, 29 – в режиме онлайн (сервер jitsi.ifz.ru) и проведено обсуждение 12 постеров.

В работе конференции принимали участие ученые из различных городов России и ближнего зарубежья: Москвы, Новосибирска, Ташкента (Узбекистан), Иркутска, Южно-Сахалинска, Архангельска, Алма-Аты (Казахстан), Борка, Геленджика, Долгопрудного, Перми, Петропавловска-Камчатского, Санкт-Петербурга, Томска.

Открыли мероприятие председатель конференции, директор ИФЗ РАН, член. -корр. РАН С.А. Тихоцкий и зам. директора ИФЗ РАН, член. -корр. РАН А.Л. Собисевич. С приветственным словом об истории проведения тектонофизических конференций в ИФЗ РАН выступил сопредседатель конференции, главный научный сотрудник ИФЗ РАН, д.физ.-мат.н. Ю.Л. Ребецкий (фото 1 – фото 4).

Основными научными темами Шестой тектонофизической конференции являлись:

1) **Изучение напряженно-деформированного состояния земной коры:** природные напряжения и деформации земной коры; механизмы генерации напряжений и энергия коровых тектонических процессов; результаты методов измерения напряжений in-situ; тектонофизика разломов.

2) **Строение коры:** физико-механические свойства горных пород и строение земной коры; флюидный режим; зоны поглощения и отражения; тектонофизические аспекты проблем магматизма в литосфере и его роль в формировании коровых напряжений; разлом, как геологическое и физическое тело.

3) **Сейсмические и геологические опасности:** взаимосвязь напряженного состояния земной коры с сейсмическим режимом региональных разломных зон; методы тектонофизики в решении проблем очага землетрясения и прогноза сейсмической опасности.

4) **Теоретическая тектонофизика:** механизмы складкообразования и горообразования; процессы течения горных масс; аналоговое моделирование на моделях из эквивалентного материала; развитие методов тектонофизики и структурной геологии.

5) **Тектонофизика месторождений полезных ископаемых:** природно-техногенное напряженно-деформированное состояние недр в районах месторождений полезных ископаемых; сдвиговая тектоника на платформах; нефтегазовая геофизика.

6) **Геодинамика и геомеханика:** глобальная геодинамика и энергетические источники движения литосферных плит; неотектонические и современные движения земной коры; энергия тектонических процессов; тектонофизическое моделирование напряженно-деформированного состояния коры и литосферы; численные методы в решении проблем геодинамики.

Работа конференции была организована по секциям, которые проходили последовательно в конференц-зале ИФЗ РАН, что позволило всем активным и добросовестным участникам прослушать все доклады. Программа конференции приведена в приложении 1.

7 октября в первой и во второй половине дня проходили заседания, где были прослушаны доклады секции «Изучение напряженно-деформированного состояния земной коры».

8, 9 и 10 октября в первой половине дня были проведены следующие секции – «Сейсмические и геологические опасности», «Теоретическая тектонофизика», «Тектонофизика месторождений».



Фото. 1. Председатель конференции, директор ИФЗ РАН, член. -корр. С.А. Тихоцкий



Фото. 2. Заместитель директора ИФЗ РАН, член. -корр. РАН А.Л. Собисевич



Фото. 3. Сопредседатель конференции, гнс ИФЗ РАН, д.физ.-мат.н. Ю.Л. Ребецкий



Фото. 4. Участники Шестой Всероссийской тектонофизической конференции

8 и 9 октября во второй половине дня во время вечернего заседания проведено два круглых стола. Тема первого круглого стола – «*Тектонофизика в проблемах сейсмических и геологических опасностей*», конвинером был д.физ.-мат.н. Ю.Л. Ребецкий. Доклады были сделаны Г.Н. Копыловой, А.С. Батугиным, Р.А. Умурзаковым, Р.С. Ибрагимовым, Ю.Л. Ребецким, И.А. Гарагашем и И.А. Пантелеевым. Тема второго круглого стола – «*Современные проблемы геодинамики в вопросах тектонофизики и геомеханики*», конвинер – к.физ.-мат.н. А. Гараванд. Здесь выступили Е.В. Артюшков, В.В. Белявский, С.Ю. Колодяжный, Ю.Л. Ребецкий, М.Г. Леонов, В.П. Трубицын.

10 октября – насыщенный день, так как после утреннего заседания, во второй половине дня были заслушаны выступления участников секции «Тектонофизика месторождений», затем состоялась постерная секция и после этого прослушаны доклады секции «Строение коры».

11 октября в первой половине дня прошло заседание секции «Геодинамика и геомеханика», во второй половине дня – «Сейсмические и геологические опасности». Затем состоялось завершение Шестой тектонофизической конференции оживленной дискуссией по основным научным темам конференции. На ней выступили А.Д. Завьялов, В.В. Погорелов, Л.М. Богомолов, А.В. Маринин, А.М. Кузин, Ю.Л. Ребецкий и другие участники конференции.

12 октября участники конференции посетили старейший ботанический сад России «Аптекарский огород» – памятник истории и культуры города Москвы (фото 5, 6). «Аптекарский огород» был основан в 1706 г. по указу Петра I, является старейшим подразделением МГУ имени М.В. Ломоносова и входит в один из 15 российских садов, включенных во всемирную сводку «1001 сад, который нужно увидеть». Участники конференции прогулялись как в тени величественных деревьев, так и на открытой местности вокруг цветников и низкорослых растений, посетили оранжереи сада, которые открыты круглый год и даже в середине осени порадовали экспозицией уникальных тропических, субтропических и пустынных растений со всего мира.



Фото 5. Пруд в Аптекарском огороде



Фото 6. Участники конференции на экскурсии в Аптекарском огороде

Хочется отметить, что после завершения Первого Всесоюзного тектонофизического совещания в 1957 году, по материалам докладов был подготовлен и издан тектонофизический сборник Проблемы тектонофизики. В приложении 2 мы поместили содержание этого сборника, как воспоминание об истоках тектонофизики в СССР и ученых, ее создававших. В настоящее время традиция выпуска итогового сборника сохранилась, и, по результатам проведения тектонофизических конференций, выходят материалы «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (фото 7). К настоящему времени уже вышло пять сборников, этот шестой по счету. В ходе работы конференции на выставке научных работ, подготовленной сотрудникам библиотеки ИФЗ РАН А.И. Николовой и И.П. Плаховой была представлена эта коллекция сборников, а также книги и журналы с фундаментальными исследованиями, опубликованными сотрудниками лаборатории тектонофизики (фото 8).



Фото 7. Сборник Пятой тектонофизической конференции



Фото 8. Коллекция книг, сборников и журналов с работами сотрудников лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН

Традицией каждой тектонофизической конференции является ее посвящение ученому, который внес весомый вклад в развитие тектонофизики. В этом году Шестая тектонофизическая конференция посвящается памяти Леонида Михайловича Расцветаева (1936 – 2021 гг.) – выдающегося российского геолога-тектониста и одного из последователей М.В. Гзовского (фото 9, фото 10). Преподавая на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова, Леонид Михайлович много сделал для развития тектонофизики в СССР и России. Ученики Л.М. Расцветаева сейчас работают в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН (зав.лаб. к.геол.-мин.н. А.В. Маринин и снс к.геол.-мин.н.

Т.Ю. Тверитинова). Леонид Михайлович создатель метода реконструкции тектонических напряжений – метод структурно-парагенетического анализа разноранговых дизъюнктивных дислокаций.

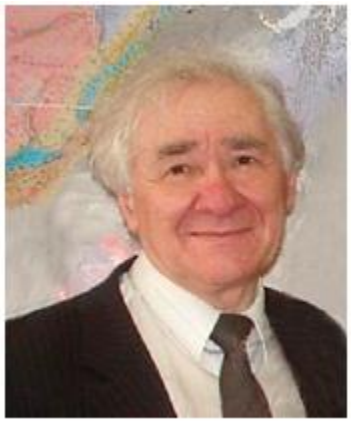


Фото 9. Леонид Михайлович Расцветаев



Фото 10. Фотография Л.М. Расцветаева на тектонофизической конференции

В знак уважения и памяти о нашем коллеге ниже в этом сборнике мы приводим биографию, научные публикации и автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук Л.М. Расцветаева.

Проводимые в ИФЗ РАН тектонофизические конференции имеют своей задачей не только обсуждение современных достижений тектонофизики, но и привлечение интереса к ее методам ученых разных направлений Наук о Земле. Мы надеемся, что Шестая тектонофизическая конференция не стала исключением и придала новый импульс интереса к этой науке.

С уважением,
Оргкомитет Шестой Всероссийской
тектонофизической конференции

ПАМЯТИ ЛЕОНИДА МИХАЙЛОВИЧА РАСЦВЕТАЕВА (11.11.1936 – 04.01.2021)

Настоящий сборник материалов Шестой тектонофизической конференции посвящен памяти Леонида Михайловича Расцветаева. Кратко о жизни и деятельности Л.М. Расцветаева написали его коллеги, друзья и ученики [Трифонов и др., 2021]. Наш биографический очерк в значительной мере основан на материалах этой публикации.

Леонид Михайлович Расцветаев – выдающийся российский геолог-тектонист, сотрудник кафедр динамической, исторической и региональной геологии, геологии России Геологического факультета МГУ, известный многим структурным геологам в России и за рубежом своими работами по теоретическим основам структурного анализа дизъюнктивных нарушений, закономерностям строения и развития Альпийского пояса, а также по изучению глобальных структурных рисунков всей планеты.

Леонид Михайлович родился в Москве в семье эконом-географа Расцветаева Михаила Константиновича. Отец участвовал в научно-исследовательских экспедициях на Урал, в Якутию и Монголию, работал с В.А. Обручевым и А.Е. Ферсманом. В 1958 году Леонид Михайлович с отличием окончил Геологический факультет МГУ. Свою геологическую деятельность он начал в Кавказской экспедиции геологического факультета и за несколько лет побывал во многих районах Кавказа (фото 1).



Фото 1. На Большом Кавказе в Аргунском ущелье (Л.М. Расцветаев с картой у машины)

В 1961 году профессор Г.П. Горшков пригласил Леонида Михайловича в созданную при кафедре динамической геологии Копетдагскую экспедицию, в 1975 г. экспедицию перевели на кафедру исторической и региональной геологии и ее возглавил профессор Е.Е. Милановский. С момента организации экспедиция занималась изучением тектоники и истории формирования структуры Копетдага в новейшее время. В дальнейшем Копетдагская экспедиция превратилась в серьезную научно-исследовательскую Копетдагско-Кавказскую группу по изучению динамики формирования новейшей структуры Юга бывшего СССР. Бессменным руководителем и организатором работ этой группы в течение всего времени её существования – с 1961 по 2008 г. – являлся Леонид Михайлович Расцветаев; экспедиция стала главным детищем всей его жизни (фото 2).



Фото 2. Л.М. Расцветаев, Е.Е. Милановский, Ю. Туточкин и Н.Н. Курдин на Копетдаге (слева направо)

В 1971 году Леонид Михайлович под руководством профессора кафедры динамической геологии Г.П. Горшкова блестяще защитил кандидатскую диссертацию на тему «Новейшая тектоника Копетдага». В этой работе были заложены основы методики парагенетического анализа, подробно рассмотрена новейшая тектоника Копетдага и история его развития, положение Копетдага в позднеальпийской структуре орогенического пояса Юго-Западной Евразии и общие вопросы неотектоники юга СССР. Диссертация общим объемом около 400 с. включала 6 приложений: по истории развития Копетдага и смежных территорий в меловое и палеогеновое время, развернутой характеристики новейших отложений, детального рассмотрения ряда региональных структур, крупных зон концентрации позднеальпйиских деформаций всего юга СССР. Диссертация сопровождалась альбомом иллюстраций в количестве 87 шт. Список использованной литературы составлял 545 страниц. Автореферат диссертации мы приводим в данном сборнике, чтобы с содержанием работы мог ознакомиться более широкий круг специалистов и молодых ученых.

В дальнейшем спектр научных интересов Л.М. Расцветаева стремительно расширялся. Основное направление его научной деятельности, продолжавшейся 62 года, определяют работы по изучению неотектоники и новейшей геодинамики северного фланга Альпийско-Гималайского пояса на юге бывшего СССР. Однако значение проведенных им исследований гораздо шире и затрагивает фундаментальные проблемы и методические основы структурной геологии, общей и региональной тектоники. Леонид Михайлович был прекрасным полевым геологом и высоко эрудированным специалистом. Он постоянно следил за последними достижениями науки в самых разных направлениях геологии и выдвигал интересные идеи и предлагал оригинальные решения поставленных задач. При этом он умел заинтересовать коллег и убедить руководителей территориальных геологических управлений в том, что в региональных геолого-съемочных работах необходимо применять «специализированные» методы исследования. Благодаря этой его способности, сочетающейся с несомненной практической значимостью и высоким качеством исследований, Копетдагско-Кавказская научно-исследовательская группа оказалась одной из тех немногих, которым удалось уцелеть при общем падении финансирования договорных работ в начале 90-х годов.

Будучи учеником таких замечательных учёных, как Г.Д. Ажгирей, С.Л. Афанасьев, М.В. Гзовский, Г.П. Леонов, А.В. Лукьянов, Г.П. Горшков, Е.Е. Милановский, А.В. Пейве и В.Е. Хаин, он создал собственную структурно-геологическую школу, в которой в разное время участвовали такие исследователи, как А.С. Бирман, М.Л. Копп, Н.Н. Курдин, А.В. Маринин, М.С. Наумов, А.И. Полетаев, А.Л. Стром, Т.Ю. Тверитинова, А.Н. Тихонов и др (фото 3). Главные особенности этой

школы – первостепенное использование для анализа напряжённого состояния мезоструктурных стресс-индикаторов (зеркал скольжения, стилолитов, жил и т.п.) наряду с часто используемыми косвенными признаками смещения (например, морфологией стенок трещин или особенностями их взаимного простирания). Всё это позволяло существенно повысить достоверность результатов тектодинамического анализа.



Фото 3. Л.М. Расцветаев, Г.А. Письменская, А.С. Бирман (стоят слева направо) и сотрудники Черноморской партии Кавказгеолсъемки в полевом лагере в долине р. Афипс (Северо-Западный Кавказ)

Научная деятельность Л.М. Расцветаева проходила в контакте с учёными близких направлений из ГИН РАН (М.Г. Леонов, Ю.Г. Леонов, А.В. Лукьянов, В.Г. Трифонов, И.Г. Щерба), ИФЗ РАН (О.И. Гущенко, Д.Н. Осокина, А.В. Михайлова, Ю.Л. Ребецкий, Л.А. Сим, А.В. Маринин), ВНИИГеофизика (В.А. Голубовский, Ю.К. Щукин), ВСЕГИНГЕО (Г.С. Вартанян), Институт геоэкологии РАН (С.А. Несмеянов), а также в тесном полевом и научно-исследовательском взаимодействии с ведущими геологами региональных Геологических Управлений Туркмении (Г.И. Амурский, А.Н. Давыдов, В.П. Калугин, В.Н. Крымус, Т.Р. Розыева) и Кавказа (В.И. Баранов, И.И. Греков, А.Б. Островский, Н.Л. Энна, А.В. Лаврищев, С.Г. Корсаков, М.А. Самотей и др.) (фото 4).

Среди геологов, занимающихся вопросами структурной геологии и тектонофизики, Леонид Михайлович Расцветаев известен своими работами по Копетдагу, Кавказу, всему альпийскому поясу, закономерностям глобального структурного рисунка земной поверхности, методическим вопросам анализа дизъюнктивов и тектодинамическим условиям их формирования. Не менее важными являются его работы по молассовым отложениям как индикаторам развития горно-складчатых систем. Для Леонида Михайловича всегда был характерен комплексный подход к рассматриваемым геологическим объектам – какие условия приводят к тектоническим деформациям, какими механизмами осуществляются деформации, к каким эффектам в геологической среде они приводят, какие объемы геологических масс вовлекаются в процесс деформаций и т.д. Поэтому при изучении структур необходимо было знать и точную стратиграфию новейших отложений и их взаимоотношения.



Фото 4. Л.М. Расцветаев (в центре) среди коллег на тектонофизической конференции в Иркутске

Обширные познания и значительные достижения Л.М. Расцветаева в структурной геологии основаны на ранних геолого-съемочных и специализированных работах по изучению дизъюнктивных нарушений на Кавказе и в Копедаге в начале его профессиональной трудовой деятельности. Детальное изучение строения позднекайнозойских молассовых отложений Копетдага, уточнение возраста несогласий и их прослеживание, позволяли уточнить этапы тектонического развития новейшей структуры горных стран. На примере Копетдага Л.М. Расцветаевым вместе с группой коллег Копетдагской экспедиции была усовершенствована стратиграфия новейших моласс, показана их связь с развитием деформаций и горообразования. Этому посвящена обширная литература группы Леонида Михайловича шестидесятых-семидесятых годов прошлого века [Рацветаев, 1969; Расцветаев, Лузгин, 1966; Расцветаев, Щерба, 1980 и др.]. Важное значение стратиграфии для изучения истории складкообразования позже подтвердилось на Северо-Западном Кавказе, где Л.М. Расцветаев получил свидетельства домайкопского возраста главной складчатости при изучении эоцен-олигоценовых олистостромовых толщ [Расцветаев, 1998].

При детальных комплексных работах в Копетдаге [Расцветаев, 1966; 1970а,б; 1972; Rastsvetaev, 1997 и др.], а потом и на Большом Кавказе [Расцветаев, 1987а; Расцветаев и др., 1987; 1999, 2000а,б,в; 2011; 2012; Милановский и др., 1989; Расцветаев, Тверитинова, 1991; 1995; Маринин, Расцветаев, 2008; Расцветаев, Маринин, Тверитинова, 2008; 2009; 2010; и др.] Л.М. Расцветаев стал широко применять и совершенствовать методику специализированного структурно-кинематического и парагенетического анализа дизъюнктивных структур разного масштаба с выделением крупных межрегиональных структурно-тектонических комплексов [Расцветаев, 1982; 1987б,в; 1988].

Комплексное изучение тектодинамической группой под руководством Л.М. Расцветаева дизъюнктивов различного морфокинематического типа и складчатых образований способствовало развитию парагенетического метода анализа дизъюнктивных нарушений. Л.М. Расцветаевым с коллегами было многократно доказано, что сдвиги, взбросо-надвиговые и сбросо-развиговые системы в конкретных геологических объемах образуют закономерные парагенетические семейства, характеризующиеся определенными структурными рисунками. На основании этих результатов Л.М. Расцветаев создал и начал развивать новый раздел структурной геологии и тектонофизики – парагенетического анализа – выявление, диагностика и геодинамическая интерпретация структурных парагенезов. Не преувеличением будет сказать, что Леонид Михайлович внёс решающий вклад в создание методической и теоретической основы парагенетического анализа структурных форм как раздела структурной геологии и тектонофизики, позволяющего диагностировать дизъюнктивы и определять напряжённо-деформированное состояние земной коры, ответственное за их образование. Детальные геолого-съемочные и специализированные работы тектодинамической группы Л.М. Расцветаева в ряде районов альпийского Средиземноморского пояса явились важным вкладом в познание региональной тектоники. Было установлено, что в формировании складчатых систем

определяющую роль играют силы поперечного орогенам сжатия, но вместе с ними проявляются различные тектодинамические обстановки, связанные с неоднородностями тектонических структур, а также с различными реологическими свойствами деформирующихся толщ. Сложная картина распределения малых дизъюнктивов поддавалась интерпретации как сочетание разнопорядковых тектодинамических обстановок, связанных с действием различных геологических факторов.

Изучение дизъюнктивных нарушений региональных складчатых систем показало, что и в региональном масштабе выявляются аналогичные структурно-кинематические и тектодинамические закономерности, свойственные локальным структурам. Естественно, что выраженность дизъюнктивных структур в разных масштабах различна. Л.М. Расцветаев активно развивал представление о зонах концентрации деформаций, которые наряду с трещинами и мелкими разрывами (малыми структурными формами, протяженность которых измеряется сантиметрами, метрами или десятками метров и которые могут быть изучены непосредственно при полевом анализе обнажений), а также геологическими разрывами и локальными зонами дислокаций (структурными формами размером от нескольких сотен метров до нескольких десятков километров, исследуемыми при картировании отдельных структур), важнейшее значение имеют региональные зоны концентрации деформации, представляющие собой крупные тектонические нарушения в десятки, сотни и тысячи километров длиной и в десятки или сотни километров шириной – зоны, в пределах которых наиболее резко и контрастно проявлялись тектонические движения определенного типа и возраста.

Л.М. Расцветаев считал, что при изучении геологических объектов необходимо проводить исследования по меньшей мере в двух различных масштабах – масштабе обнажения и масштабе региональных структур, взаимно дополняя данные по структурам разного масштаба. Причем среди региональных дизъюнктивных структур учитывать не только структуры, уже выраженные конкретными разрывами, но и намечающиеся по распределению (концентрации) более мелких структур в определенных зонах. Распределение малых структур определенного кинематического типа и их организация в более крупные зоны имеет не менее важное значение в региональной структуре, чем картируемые разрывы. Эффект малоамплитудных смещений по мелким дизъюнктивам бывает даже более значим чем эффект смещения по разрывам. А выделение региональных зон концентрации деформаций возможно только при использовании дистанционных методов исследования, позволяющих намечать "ослабленные" зоны, являющиеся потенциальными разрывными нарушениями.

Среди выделяемых структур различного кинематического типа у структурных геологов недооценивались структуры, формирующиеся поперечно направлению сжатия. Л.М. Расцветаев выделил их в особый тип структур – **содвиги**. Он считал, что содвиги играют не менее важную роль среди деформационных структур и являются такими же полноправными элементами структурных парагенезов, как структуры растяжения (раздвиги) и скола. Эти представления Л.М. Расцветаева существенно раздвинули привычные горизонты структурной геологии. Термин содвиг вошёл в геологические словари, а модель содвига широко используется в современных тектонических построениях как кинематическое и геодинамическое явление, вызывающее структурные и вещественные преобразования крупных объёмов горных пород литосферы под действием поперечного или близкого к нему горизонтального коллизионного сжатия. Вызываемые содвигом структурные преобразования проявляются в форме тектонического течения горных масс – расплющивании горных пород, разнонаправленных сдвигах, приводящих к продольному удлинению и поперечному укорочению деформируемых объемов с компенсационным подъёмом земной поверхности и формированием «корней гор» [Расцветаев. 1997; 2000; 2012].

Логическим развитием изучения сдвигов, представлений о зонах концентрации деформаций различного кинематического типа и парагенетического структурного анализа стало создание глобальной модели зон скалывания, секторов сжатия и растяжения Земли, возникающих в результате ее вращения. Это направление особенно активно интересовало Леонида Михайловича в последние годы жизни. Придя к выводу о глобальных закономерностях строения Земли, как деформационного эллипсоида только на основании структурно-геоморфологического анализа земной поверхности [Расцветаев, 1971; 1980], Л.М. Расцветаев вместе со своим учеником и последователем Т.Ю. Тверитиновой нашел подтверждение своим представлениям в новейших томографических данных, указывающих на существование земных квадрантов сжатия, которым соответствуют области более тяжелой и холодной мантии, и растяжения – мантийных зон, насыщенных более легким и горячим мантийным веществом. Этой проблеме посвящен ряд его работ последних лет [Расцветаев, Тверитинова, 2015; 2016; Rastcvetaev, Tveritinova, 2019].

Парагенетический анализ дизъюнктивных структур Л.М. Расцветаева широко используется при полевых тектонофизических исследованиях в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН. Система наблюдений и фиксации данных структурных измерений использована при создании базы геологических стресс-индикаторов и параметров напряженно-деформированного состоянии [Каменев и Маринин, 2024]. В настоящее время построение структурных диаграмм с использованием соответствующих значков структурно-парагенетического метода автоматизировано в программе FaultViz, которая разработана в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН (Молчанов А.Б., Гордеев Н.А. и др.). Это значительно упрощает использование метода Л.М. Расцветаева и позволяет быстро визуализировать структурные рисунки малых дизъюнктивных нарушений изучаемого региона в ходе полевых работ.

Проводя комплексные геологические и структурно-тектодинамические исследования, внедряя новые методики проведения специализированных работ, экспедиция одновременно служила базой для обеспечения производственных практик студентов и аспирантов. За эти годы под руководством Л.М. Расцветаева и его сотрудников было написано не менее двух десятков курсовых и дипломных работ, на её материалах защищено семь кандидатских диссертаций и большое количество научных отчетов, опубликовано множество научных статей.

Леонид Михайлович был прекрасным полевым геологом и высоко эрудированным специалистом (фото 5 и 6). Он постоянно следил за последними достижениями науки в самых разных направлениях геологии и выдвигал интересные идеи и предлагал оригинальные решения поставленных задач. При этом он умел заинтересовать коллег и убедить руководителей территориальных геологических управлений в том, что в региональных геолого-съемочных работах необходимо применять «специализированные» методы исследования (фото 7). Благодаря этой его способности, сочетающейся с несомненной практической значимостью и высоким качеством исследований, Копетдагско-Кавказская научно-исследовательская группа оказалась одной из тех немногих, которым удалось уцелеть при общем падении финансирования договорных работ в начале 90-х годов.



Фото 5. Полевые экспедиционные исследования в Калмыкии. Геолог Кавказгеолсъемки В.М. Семёнов и Л.М. Расцветаев

Л.М. Расцветаев был пионером во многих областях структурного анализа. Значение его исследований затрагивает фундаментальные проблемы и методические основы структурной геологии, общей и региональной тектоники, тектодинамики и новейшей тектоники. Развивая методику структурно-парагенетического анализа Л.М. Расцветаев внёс решающий вклад в создание методической и теоретической основы изучения дизъюнктивных нарушений с целью определения напряжённо-деформированного состояние земной коры.



Фото 6. На кафедре исторической и региональной геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Слева заведующий кафедрой академик Милановский Е.Е., справа – старший научный сотрудник Расцветаев Л.М.



Фото 7. Л.М. Расцветаев на фоне горы Бештау в г. Ессентуки на городском озере, возле которого более 10 лет располагалась база Центрально-Кавказской партии геологического факультета МГУ

Леонид Михайлович Расцветаев был не только выдающимся учёным, но и талантливым педагогом, популярным у студентов и увлекавшим их своими познаниями. Он читал лекции и проводил практические занятия по курсам «Геология России и сопредельных стран», «Структурная геология», а также вёл собственный спецкурс «Некоторые специальные методы структурного анализа разрывных нарушений»; участвовал в проведении Крымской учебной практики и руководил производственными практиками студентов – старшекурсников в Средней Азии и на Кавказе. Будучи учеником таких замечательных учёных, как Г.Д. Ажгирей, С.Л. Афанасьев, М.В. Гзовский,

Г.П. Леонов, А.В. Лукьянов, Г.П. Горшков, Е.Е. Милановский, А.В. Пейве и В.Е. Хаин, он создал собственную структурно-геологическую школу, в которой в разное время участвовали такие исследователи, как А.С. Бирман, М.Л. Копп, Н.Н. Курдин, А.В. Маринин, М.С. Наумов, А.И. Полетаев, А.Л. Стром, Т.Ю. Тверитинова, А.Н. Тихонов и др. Главные особенности этой школы – первостепенное использование для анализа напряжённого состояния мезоструктурных стресс-индикаторов (зеркал скольжения, стилолитов, жил и т.п.) наряду с часто используемыми косвенными признаками смещения (например, морфологией стенок трещин или особенностями их взаимного простирания). Всё это позволяло существенно повысить достоверность результатов тектодинамического анализа.

При всей увлеченности наукой и постоянной занятости, Леонид Михайлович был человеком разносторонним. Он хорошо знал и любил литературу и историю; обожал, ценил и прекрасно ориентировался в классической музыке, которая сопровождала всю его жизнь: сестра и обе дочери – профессиональные музыканты, да и сам он в молодости играл на виолончели. Леонид Михайлович постоянно обсуждал сложные темы современного культурного процесса и всегда следил за общественной жизнью и развитием событий в стране и в мире; живо интересовался и следил за судьбой своих бывших учеников и коллег, был душой компании, писал замечательные стихи, в любой ситуации сохранял бодрость духа и заряжал ею окружающих.

Биографический очерк, фотографии и список основных научных работ подготовлены учениками и коллегами Л.М. Расцветаева – Т.Ю. Тверитиновой и А.В. Марининым.

Литература к биографическому очерку о Л.М. Расцветаеве:

1. *Трифонов В.Г., Копп М.Л., Курдин Н.Н., Полетаев А.И., Тверитинова Т.Ю.* О творческом наследии Леонида Михайловича Расцветаева (11 ноября 1936 – 4 января 2021) // Электронный научно-образовательный журнал «Динамическая геология» Москва, МГУ. 2021. №2. С. 94–108.
2. *Каменев П.А., Маринин А.В.* Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2024623290 Российская Федерация. Тектонофизическая база данных о. Сахалин: № 2024623016: заявл. 12.07.2024: опубл. 24.07.2024 / заявитель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук.

Список основных научных работ Л.М. Расцветаева:

1. *Расцветаев Л.М.* Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой // Геотектоника. 1966. №3. С. 93–108.
2. *Расцветаев Л.М.* Южно-Туркменская шовная зона – региональная система взбросо-сдвиговых дислокаций // 3-я научная отчетная конференция геол.ф-та МГУ. – М.: Изд-во МГУ. 1968. С. 40–43.
3. Расцветаев Л.М. Основные черты строения молассовой формации Копет-Дага // Докл. АН СССР. 1969а. Т.186. №1. С. 162–165.
4. *Расцветаев Л.М.* Опыт палеодинамического анализа Келатской антиклинали (Восточный Копет-Даг) // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М.: Изд-во МГУ. 1969б. Вып.2. С. 40–59.
5. *Расцветаев Л.М.* О роли горизонтальных напряжений в формировании новейшей структуры Копетдага. В сб. Новейшие тектонические движения и структуры альпийского геосинклинального пояса Юго-Западной Евразии. – Баку. 1970а.
6. *Расцветаев Л.М.* Тектодинамическая характеристика новейшей структуры Южной Туркмении и смежных областей // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1970б. №4.
7. *Расцветаев Л.М.* Глобальные сдвиги и зоны скалывания планетных тел // Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. – СПб.: Наука. 1971а. С. 547–559.
8. *Расцветаев Л.М.* О роли взбросо-сдвиговых деформаций в альпийской структуре Крымско-Копетдагской шовной системы. В сб. VI научн. отчетн. конф. геол.ф-та. М.: МГУ. 1971б.
9. *Расцветаев Л.М.* Основные черты новейшей тектоники Копетдага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М.: Изд-во МГУ. 1972. Вып.3. С. 35–70.

10. *Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М.: Изд-во МГУ. 1973. Вып.5. С. 57–107.
11. *Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. – М.: Наука. 1977. С. 95–113.
12. *Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. – М.: Наука. 1980. С. 145–197.
13. *Расцветаев Л.М.* Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Докл. АН СССР. 1982. Т.267. №4. С. 904–909.
14. *Расцветаев Л.М.* Некоторые общие модели дизъюнктивной тектонической деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука. 1985. С. 118–127.
15. *Расцветаев Л.М.* Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука. 1987а. С. 171–181.
16. *Расцветаев Л.М.* Геодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа (Сб. ст.) / АН СССР, Моск. о-во испыт. природы; Отв. ред. Е.Е. Милановский, Н.В. Короновский. – М.: Наука. 1987б. С. 69–96.
17. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. – М.: Наука. 1987в. Ч.2. С. 173–235.
18. *Расцветаев Л.М.* Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. – М.: Наука. 1987г. С. 69–96.
19. *Расцветаев Л.М.* О трех механических разновидностях сдвиговых разрывов // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. – Л.: Горный ин-т. 1988. Вып.1. С. 27–29.
20. *Расцветаев Л.М.* Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. – М.: Наука. 1989. С. 106–111.
21. *Расцветаев Л.М.* Содвиги в позднеальпийской структуре Большого Кавказа // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. Программа и тезисы XXIX Тектонического совещания. – М.: МТК. 1996. С. 118–120.
22. *Расцветаев Л.М.* Содвиговые парагенезы в ансамблях коллизионных структур // Структурные парагенезы и ансамбли. – М.: ГЕОС. 1997. С. 106–113.
23. *Rastsvetaev L.M.* Turkmenistan // Encyclopedia of World Regional Geology [eds. E.Moores & R.Fairbridge]; v. II – Encyclopedia of European and Asian Geology. London, Chapman &Hall, 1997. P. 743–759.
24. *Расцветаев Л.М.* О домайкопском возрасте главной складчатости и эоцен-олигоценовых олистостромах Северо-Западного Кавказа // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1998. Т.73. Вып.4. С. 70–71.
25. *Расцветаев Л.М.* Об определении параметров горизонтального сокращения литосферы, связанного с развитием глубинных содвиговых зон (к постановке задачи) // Материалы XXXIII тектонического совещания: Общие вопросы тектоники. Тектоника России. – М.: ГЕОС. 2000. С. 417–420.
26. *Расцветаев Л.М.* О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. – М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 333–373.
27. *Расцветаев Л.М.* Альпинотипные орогены: контракционно-содвиговая модель // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. – М.: Изд-во «ГЕОС». 2007. Т.2. С. 129–133.
28. *Расцветаев Л.М.* Тектоническое течение горных масс и структуры содвигания // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. – М.: ИФЗ РАН. 2012. Т.1. С. 415–420.

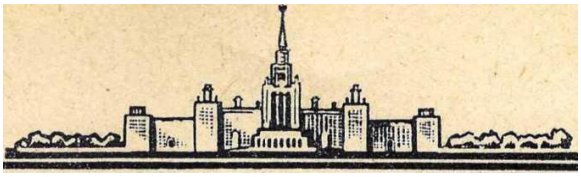
Научные работы Л.М. Расцветаева в соавторстве:

1. *Копп М.Л., Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г.* Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копетдага и его предгорий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. №7. С. 59–69.

2. *Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г.* О сейсмотектонических разрывах Центрального Копетдага // Современные движения земной коры. 1965. №2. С. 183–191.
3. *Расцветаев Л.М., Лузгин Б.К.* Методика корреляции элементов рельефа и неоген-антропогеновых моласс на примере Центрального Копетдага // Геология и разведка. 1966. №5.
4. *Бирман А.С., Расцветаев Л.М.* О схеме расчленения плиоценовых моласс Центрального и Гяурского Копет-Дага // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геол. 1967. №6. С. 52–56.
5. *Бирман А.С., Расцветаев Л.М., Розыева Т.Р.* О находке морского миоцена на Гяурском Копет-Даге // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1968. №1. С. 116–118.
6. *Бирман А.С., Расцветаев Л.М.* Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений Восточного Копетдага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М.: Изд-во МГУ. 1969. С. 195–200.
7. *Горшков Г.П., Расцветаев Л.М.* О некоторых особенностях структуры Горного Крыма (в свете закона скалывающих напряжений) // IV Научная конференция Геологического факультета. – М.: Изд-во МГУ. 1969. С. 75–78.
8. *Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* О расчленении «надакчагыльских конгломератов» Западного Копет-Дага // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геол. 1969. №3. С. 80–87.
9. *Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* О возрасте диагональных складок Западного Копетдага // Изв. Вузов. Геол. и разведка. 1972. №11. С. 136–138.
10. *Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* О линеаментах, выявленных по космическим снимкам восточной части альпийского пояса // Изв. Вузов. Геол. и разв. 1976. №11. С. 26–35.
11. *Расцветаев Л.М., Щерба И.Г.* Структурно-стратиграфическая корреляция этапов накопления и деформации моласс (на примере юга Средней Азии) // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. – М.: Наука. 1980. С. 111–133.
12. *Борукаев Ч.Б., Расцветаев Л.М., Щерба И.Г.* Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне Западного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т.56. Вып.6. С. 2–44.
13. *Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Тверитинова Т.Ю., Симако В.Г.* Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. – М.: Наука. 1987. С. 96–106.
14. *Расцветаев Л.М., Щерба И.Г.* Геостратиграфические комплексы как основа расчленения и корреляции кайнозойских отложений юга СССР // Историческая геология: итоги и перспективы. – М.: Изд.-во МГУ. 1987. С. 32–69.
15. *Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю.* Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. – М.: Наука. 1989. С. 99–105.
16. *Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Тверитинова Т.Ю.* Некоторые особенности распределения дизъюнктивной деформации в разных зонах Большого Кавказа // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. – Киев: Наукова Думка. 1991. С. 211–217.
17. *Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю.* О выявлении некоторых параметров тектонической деформации по результатам статистического геолого-кинематического исследования малых дизъюнктивов // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. – Киев: Наукова Думка. 1991. С. 204–211.
18. *Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю.* О содвиговой природе Тырныаузской шовной зоны // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки. 1995. С. 281–283.
19. *Расцветаев Л.М., Курдин Н.Н., Тверитинова Т.Ю.* О тектодинамических условиях формирования альпийской структуры Горного Крыма // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. – М.: ГЕОС. 1997. С. 142–144.
20. *Расцветаев Л.М., Энна Н.Л., Письменный А.Н., Курдин Н.Н., Тверитинова Т.Ю.* Новейшая тектодинамика и дизъюнктивная структура Урух-Черекского сегмента Центального Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Новочеркасск. 1999. Т.1. С. 66–69.
21. *Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Бирман А.С., Маринин А.В.* Геолого-структурные особенности и тектодинамические условия формирования Северо-Западного Кавказа // «Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа». Ессентуки, 2000а. С. 121–133.

22. *Расцветаев Л.М. Тверитинова Т.Ю., Бирман А.С., Маринин А.В., Корсаков С.Г., Семенуха И.Н.* О некоторых общих особенностях структуры и геодинамики Северо-Западного Кавказа // «Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа». Материалы IX международной научно-практической геологической конференции. Ессентуки. 2000б. С. 230 – 233.
23. *Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н., Энна Н.Л., Корсаков С.Г.* Расплющивание и тектоническое течение горных пород в осевых зонах Большого Кавказа // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тектонического совещания. – М.: ГЕОС. 2000в. С. 420–424.
24. *Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. №1. С. 36–59.
25. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В.* Палеогеновые олистостромы и возраст складчатости Северо-Западного Кавказа // Материалы V региональной научно-технической конференции «Вузовская наука – Северо-Кавказскому региону». Ставрополь. 2001. С. 31–32.
26. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Дизъюнктивные системы и тектодинамика Западного Кавказа. Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. – М.: ГЕОС. 2008. Т.2. С. 147–153.
27. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В.* Соотношение поверхностной и глубинной структуры Северо-Западного Кавказа // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV международной конференции. – Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН. 2008. Т.1. С. 139–143.
28. *Маринин А.В., Расцветаев Л.М.* Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. – М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 191–224.
29. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Материалы Всероссийской конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. 2009. Т.1. С. 347–357.
30. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. №5. С. 31–40.
31. *Расцветаев Л.М, Маринин А.В.* Позднеальпийская структура и геодинамика Северо-Западного Кавказа и смежных областей // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. Материалы XVI Международной конференции. – Воронеж: Научная книга. 2010. Ч.2. С. 160–164.
32. *Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Маринин А.В.* Большой Кавказ: современная структура и альпийская геодинамика // Современное состояние наук о Земле. Матер. Международ. конф., посвященной памяти В.Е. Хаина. – М.: Изд-во Геол. ф-та МГУ. 2011. С. 2240–2245.
33. *Расцветаев Л.М., Курдин Н.Н., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Тектоническое течение горных масс в альпийской структуре Большого Кавказа // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. – М.: ИФЗ РАН. 2012. Т.1. С. 421–426.
34. *Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю.* Земля как эллипсоид деформаций // Система "Планета Земля": 200 лет Священному союзу. – М.: ЛЕНАНД. 2015. С. 615–624.
35. *Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю.* Вращение Земли и планетарные зоны скалывания, сжатия и растяжения // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. – М.: ИФЗ РАН. 2016. Т.2. С. 545–552.
36. *Rastcvetaev L., Tveritinova T.* Global shear zones, quadrants of extension and mantle superplums // Geophysical Research Abstracts. EGU2019–17725. EGU General Assembly. 2019. V.21.
37. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В.* Крымско-Копетдагская шовно-складчатая система: строение, тектодинамические условия формирования и место в позднеальпийской структуре Юго-Западной Евразии // Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. “Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле”: Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием, 5-9 октября 2020 г., г. Москва. – М.: ИФЗ. 2020. С. 268–275.
38. *Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н., Расцветаев Л.М., Симако В.Г.* Тектодинамический анализ разрывно-трещинных структур района г. Бештау (Северный Кавказ, район Кавказских Минеральных Вод) // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. 2020. №2. С. 24–72.

Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук Л.М. Расцветаева



Геологический факультет
Кафедра динамической геологии

На правах рукописи

Л.М. РАСЦВЕТАЕВ
Н О В Е Й Ш А Я Т Е К Т О Н И К А К О П Е Т Д А Г А
Специальность № 123 – геотектоника

А в т о р е ф е р а т
диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук
ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА 1971

Работа выполнена на кафедре динамической геологии геологического факультета Московского Государственного Университета им. М.В. Ломоносова.

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук профессор Г.П. Горшков.

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук профессор Е.Е. Милановский и доктор геолого-минералогических наук И.А. Резанов.

Ведущее предприятие: Туркменская Геологическая экспедиция Управления геологии СМ Туркменской ССР.

Автореферат разослан " " 1971 г.

Защита диссертации состоится "__"_____ 1971 г. на заседании Специализированного Ученого Совета по региональной геологии и тектонике Геологического факультета МГУ (Москва, В–234, Ленинские горы, Геологический факультет).

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке геологического факультета МГУ.

Ученый секретарь Совета: доктор геолого-минералогических наук Н.А. Сягаев

ВВЕДЕНИЕ

В течение 1961–1970 гг. автор принимал участие в специальных неотектонических исследованиях, проводимых Копетдагской экспедицией Московского Университета. Полученные в процессе этих исследований данные, а также проработка обширной литературы по геологии, геоморфологии и новейшим отложениям Копетдага послужили основой для представляемой работы.

Диссертация состоит из введения, двенадцати глав, сгруппированных в три раздела, и заключения. Вводный раздел (главы 1–5) содержит краткую геолого-географическую характеристику района исследований, обзор доорогенной структуры, сведения о методике и истории неотектонических исследований на Копетдаге. Второй раздел (специальный) включает описание новейших отложений, этажей рельефа и новейших деформаций Копетдага (главы 6,7 и 8). В заключительном разделе (главы 9–12) рассматриваются главнейшие этапы формирования новейшей структуры Копетдага, общие вопросы неотектоники Копетдага и смежных областей, а также некоторые прикладные аспекты проведенных исследований. Работа сопровождается серией графических приложений, альбомом текстовых иллюстраций и списком использованной литературы.

Реферируемая работа написана на кафедре динамической геологии МГУ под руководством проф. Г.П. Горшкова. Диссертант глубоко благодарен своему научному руководителю за постоянную помощь в работе и многочисленные ценные советы. По различным вопросам неотектонического анализа автор консультировался также у профессоров М.В. Гзовского, Н.П. Костенко, Е.Е. Милановского, Н.И. Николаева, Н.А. Сягаева и В.Е. Хаина. Большую помощь в формировании

структурно-динамических представлений диссертанта оказало неоднократное обсуждение тектонического раздела работы в Геологическом Институте АН СССР с акад. А.В. Пейве и сотрудниками лаборатории разломов А.В. Лукьяновым и В.Г. Трифоновым. При полевых исследованиях на Копетдаге автор пользовался советами и консультациями многих специалистов, изучающих геологию, новейшие отложения и глубинную структуру Южной Туркмении: Г.И. Амурского, А.Я. Архипова, А.Г. Блискавки, Г.Б. Берцыева, А.А. Борисенко, С.П. Вальбе, А.Н. Давыдова, А.В. Дмитриева, А.А. Дубинского, Х.Д. Дурдыева, А.Г. Езиашвили, Б.П. Жданова, Ф.Я. Жукоборского, В.П. Калугина, П.И. Калугина, Г.Р. Келембета, Л.В. Косарева, В.Н. Крымуса, А.А. Куделина, Т.М. Лаптевой, Е.А. Манохина, А.Д. Мрыхина, В.А. Николенко, В.Н. Орехова, Г.И. Попова, Э.И. Птушкина, Т.Р. Розыевой, В.Б. Сапожникова, С.Д. Сахиббаева, А.Ф. Семенцова, А.К. Симакова, А.И. Скуба, Л.Н. Смирнова, М.М. Судо, К.В. Тиунова, О. Узакова, К.Я. Федоренко, И.Ф. Шелеговой, Л.Д. Ятченко.

Фаунистические остатки, обнаруженные автором совместно с А.С. Бирман в неогеновых молассах Восточного Копетдага, просмотрены и определены А.В. Дмитриевым, В.В. Джабаровой, Л.И. Мелконян, Р.Л. Мерклиным, Л.В. Мироновой (двустворки, гастроподы), В.П. Алимариной, Т.И. Бугровой, В.А. Ивановой, Г.Е. Кожевниковой, В.А. Крашенинниковым, О. Курбанназаровой, Л.Е. Невмирич, Т.Р. Розыевой (фораминиферы, остракоды), У.Н. Мадерни (наземные гастроподы), Л.С. Гликманом (зубы акул), В.И. Жегалло, Н.С. Шевыревой (зубы грызунов) Л.И. Хозацким (черепахи). Всем этим товарищам диссертант приносит свою искреннюю благодарность.

Особую признательность автор выражает своим товарищам по работе в Копетдагской экспедиции МГУ – А.С. Бирман, М.Л. Коппу, Т.П. Ивановой и Б.К. Лузгину, чьи материалы широко использованы в настоящей диссертации, а также Р.Н. Коршиковой, А.И. Соколовой, Т.И. Голиковой, М.С. Наумову, С.Ф. Скобелеву, В.П. Шмидт и И.В. Щукиной, оказавшим большую помощь на разных этапах обработки материала.

Раздел I

Глава 1. КРАТКАЯ ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Копетдагом именуют вытянутую в запад-северо-западном направлении систему средневысотных горных хребтов, расположенную вдоль северной окраины Альпийско-Гималайского горного пояса на границе Южной Туркмении и Северо-Восточного Ирана, ширина Копетдагской горной системы меняется от 150 км на западе до 60 км на востоке; общая протяженность свыше 700 км.

В рельефе Копетдага выделяются следующие геоморфологические зоны: система среднегорных сильно расчлененных внутренних хребтов; система скалистых передовых хребтов; депрессионная область мелкогорьев Западного Копетдага; предгорная зона с подзонами высоких и низких предгорьев; платообразная возвышенность Бадхыз. На юге Копетдаг отделяется от хребтов Восточного Эльбурса и Нишапурских гор прерывистой цепочкой высоко приподнятых межгорных депрессий, протягивающихся вдоль долин рр. Атрек и Кешефруд; с северо-востока и с запада он ограничен равнинами Низменных Каракумов и Западно-Туркменской низменности.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КОПЕТДАГА

Копетдаг – позднеальпийское складчатое сооружение; в его геологическом строении принимают участие миогеосинклинальные толщи мезозоя и кайнозоя общей мощностью 15-20 км. Морфологические особенности структуры этих толщ позволяют выделять здесь различные тектонические области и зоны.

1. Область приподнятых внутренних складок охватывает большую часть Южного и Центрального Копетдага, а также юго-восточную часть Западного Копетдага. Здесь развиты преимущественно нижнемеловые и юрские отложения, собранные в складчатые цепи субширотного или запад-северо-западного простирания и рассеченные системами разрывов. Осевое положение в области внутренних складок занимает Главный Копетдагский антиклинорий, состоящий из протяженных дугообразно изогнутых антиклинальных и синклинальных зон сложного строения. К северу и к югу от него располагаются Душак-Хосардагская и Атрек-Кешефрудская переходные зоны; последняя отделяет складчатую систему Копетдага от раннеальпийских сооружений Восточного Эльбурса, Аладага и Биналуда.

2. Область краевых дислокаций Северного Копетдага охватывает передовую и предгорную геоморфологические зоны Копетдага, а также смежную часть Предкопетдагской подгорной равнины. В строении области решающую роль играют разрывы большой протяженности и глубины заложения. Важнейшим из них является Главный Копетдагский разрыв – сложная дизъюнктивная система запад-северо-западного простирания, в которой элементы правого сдвига сочетаются с взбросо-надвиговыми структурами. На Восточном Копетдаге этот разрыв замещается системой региональных флексур того же простирания и, по-видимому, аналогичной геолого-кинематической природы. Главный Копетдагский разрыв с сопровождающими и замещающими его флексурами составляет единую почти прямолинейную зону взбросо-сдвиговых дислокаций – Главный шов Северного Копетдага. К северу от него выделяется еще ряд крупных взбросо-сдвиговых и надвиговых разрывов, флексур и складчатых зон сдвиговых деформаций, совокупность которых образует прерывистую структурную систему Предгорного шва, протягивающегося параллельно Главному. Таким образом, вся область краевых дислокаций Северного Копетдага представляет собой крупную шовную зону (Е.Е. Милановский) взбросо-сдвигового характера.

В южном (поднятом) крыле Главного разрыва располагается Передовая тектоническая зона – цепь асимметричных антиклинальных складок, сложенных нижнемеловыми породами. Отдельные антиклинали Передовой зоны располагаются кулисообразно друг к другу (левая кулисность) и ориентированы под острым углом к простиранию всей зоны в целом. Передовая антиклинальная цепь рассечена системой диагональных сдвигов северо-западного простирания, оперяющих Главный Копетдагский разрыв и нередко прослеживающихся далеко вглубь складчатого сооружения. Наиболее крупные из них смещают оси передовых и внутренних складок на расстояние до 4-6 км (правый сдвиг). Реже здесь встречаются надвиговые структуры субширотного и восток–северо–восточного простирания.

Между Главным и Предгорным швами Северо-Копетдагской шовной зоны располагается прерывистая полоса приподнятых предгорных складок ("Промежуточная зона"). Это узкие ломтевидные блоки запад-северо-западного простирания (Кызыларватский на западе и Каахкинский на востоке), сложенные меловыми и третичными породами. Здесь развиты довольно крупные кулисно расположенные складки субширотного или запад-северо-западного простирания. Расположенная севернее зона погруженных предгорных складок представляет собой кулисную систему асимметричных "фестончатых" и брахиморфных складок в кайнозойских отложениях южного борта Предкопетдагского прогиба. Последний представляет собой широкий асимметричный прогиб запад-северо-западного простирания, состоящий из серии кулисно расположенных "ячей"; наиболее крупные из них – Казанджикская, Ашхабадская и Теджен-Каахкинская.

3. Область погруженных складок Западного Копетдага охватывает мелкогорья Западного Копетдага и восточную часть Западно-Туркменской низменности. Главным структурным элементом этой области является Западно-Копетдагская депрессия – крупная синклинорного типа структура, выполненная мощными третичными и меловыми толщами. Здесь преобладают складки субширотного и северо-восточного простирания, группирующиеся в антиклинальные и синклинальные зоны различной морфологии и ориентировки. Западнее, в пределах Прикопетдагской наклонной равнины, буровыми и геофизическими работами выявляется Аладаг-Мессерианская зона погруженных складок – группа крутых и сложно построенных антиклиналей с меловыми ядрами, погребенных под мощным чехлом плиоцен-четвертичных осадков (М.К. Мирзаханов). Северо-западный борт Западно-Копетдагекой депрессии ограничен Кюрендагской антиклинальной зоной. Эта крупная антиклинальная структура восток-северо-восточного простирания отделена от антиклинальной зоны Малого Балхана Данатинским межгорным прогибом. Все эти "диагональные" складки, торцово причленяющиеся к западному окончанию Главного Копетдагского разрыва, с одной стороны, и к восточному продолжению Небитдаг-Джебельского шва с другой, включаются нами в состав Балхан-Кюрендагского горст-антиклинория.

Глубинное строение Копетдага и обрамляющих прогибов выясняется в последние годы благодаря широкому развороту геофизических исследований. Копетдаг в целом характеризуется слабо пониженными значениями силы тяжести в редукции Буге (И.Ф. Шелегова). Как показывают специальные расчеты, большинство локальных гравитационных аномалий внутренних частей Копетдага имеет неглубокое заложение и связано с особенностями структуры нижних горизонтов альпийского этажа или кровли палеозойского фундамента. Окружающие Копетдаг прогибы характеризуются глубокими региональными депрессиями силы тяжести.

Данные сейсмологических исследований (В.И. Лыков) показывают, что поверхность Мохоровичича и некоторые другие глубинные поверхности раздела в Копетдаге залегают значительно

выше, чем в Предкопетдагском прогибе. Мощность земной коры во внутренних частях Копетдага составляет 40-45 км, тогда как в осевых частях предгорного прогиба она достигает 55 км. Комплексное использование сейсмологических, гравиметрических и магнитометрических данных позволяет также оценить здесь глубину залегания и рельеф поверхности палеозойского фундамента (Г.И. Амурский, В.И. Лыков). Полоса относительно приподнятого залегания этой поверхности (6-8 км ниже нулевой отметки) приходится на южное крыло Передовой антиклинальной зоны и смежную к югу синклинальную цепь. Обрамляющие эту полосу разрывы проникают на всю мощность земной коры (45-55 км). Наиболее глубоким погружением фундамента (17-20 км) характеризуются осевые части Ашхабадской и Западно-Копетдагской депрессий.

Глава 3. КРАТКИЙ ОБЗОР ДООЛИГОЦЕНОВОЙ СТРУКТУРЫ КОПЕТДАГА И СМЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Северные части Копетдага относятся к южной окраине палеозойской геосинклинальной области, герцинское развитие которой завершилось формированием мощных толщ пермо-триасовых молассоидов. Южные районы Туркмено-Хорасанской области характеризовались в палеозое, по-видимому, субплатформенным режимом развития, свойственным для большей части Центрального Ирана.

Начиная с рэтского и раннеюрского времени и в продолжение всех последующих стадий альпийского геосинклинального погружения (юра-эоцен) на месте Копетдага и прилежащих частей Южной Туркмении формируется обширная пологая конседиментационная синклинальная структура субширотного простирания – Южно-Туркменская впадина (Д.А. Туголесов), разделяющая Центрально-Туркменскую (Каракумскую) и Аладаг-Биналудскую (Хорасанскую) зоны относительных поднятий. Фронт Хорасанского геоантиклинального поднятия на протяжении юры, мела и палеогена последовательно перемещается к северу; в том же направлении происходит миграция осевых частей Южно-Туркменской впадины.

Как показывает анализ распределения мощностей меловых и палеогеновых осадков, внутреннее строение Южно-Туркменской впадины отличалось значительной неоднородностью. В центральной ее части выделяются Западно-Копетдагский (Каракалинский) и Восточно-Предкопетдагский (Тедженский) конседиментационные прогибы, разделенные пологой структурной седловиной в районе г. Ашхабада. Эти пологие субширотные прогибы располагаются кулисообразно друг к другу по разные стороны от крупного регионального конседиментационного уступа, отвечающего зоне Копетдаг-Баяханского глубинного разлома. Вдоль этой глубинной зоны дислокаций на разных стадиях альпийского развития эпизодически возникают локальные линейные прогибы "шовного" типа (Прибалханский на западе и Каахкинский на востоке).

Исследование несогласий и перерывов в мезозойских отложениях Южной Туркмении позволяет говорить о значительных проявлениях киммерийского к ларамийского орогенеза в краевых частях Южно-Туркменской впадины. В центральной (собственно Копетдагской) ее части эти проявления практически полностью отсутствуют. Параллельные несогласия и перерывы, фиксируемые здесь на разных стратиграфических уровнях (средний – верхний альб, верхний турон – коньяк, даний – палеоцен) связаны с движениями эпейрогенического характера. Локальные угловые несогласия проявляются здесь лишь в отложениях верхнего эоцена; последние имеют молассоидный облик и, по-видимому, представляют собой образования своеобразной "предорогенной" стадии геосинклинального этапа. С конца эоцена начинается новейший (орогенный) этап развития территории – время энергичного образования "внутренней" складчато-разрывной структуры Копетдага, становления горного сооружения и формирования моласс.

Глава 4. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика неотектонических исследований горных стран подробно рассматривается в фундаментальных работах Н.И. Николаева, С.С. Щульца, В.Е. Хаина, В.И. Попова, Н.П. Костенко, Е.Е. Милановского и других исследователей. В реферируемой главе затрагиваются лишь некоторые методические вопросы, связанные со спецификой неотектонических исследований на Копетдаге. Одним из основных таких вопросов является методика подсчета амплитуд суммарных новейших деформаций.

Незначительная площадь распространения олигоценовых отложений и отсутствие коррелятных им поверхностей выравнивания не позволяют устанавливать амплитуду

неотектонических деформаций на Копетдаге путем непосредственного картирования предорогенных поверхностей. Поэтому для исчисления суммарных амплитуд вертикальных перемещений новейшего времени нами был применен метод вспомогательного репера. В качестве исходного горизонта была выбрана поверхность неокомских известняков, которая была надстроена до кровли эоценовых отложений путем графического сложения ее со схемой распределения мощностей осадков от верхнего баррема до позднего эоцена включительно. Полученная таким образом структурная схема кровли эоцена отражает в первом приближении общее распределение вертикальных амплитуд суммарных новейших деформаций и позволяет с большой подробностью судить о морфологии новейших структурных форм средних горизонтов альпийского осадочного чехла.

Новейшая структура и история развития Копетдага иллюстрируется в диссертации также серией структурных схем по различным поверхностям выравнивания (позднемиоценовой, позднеплиоценовой, раннечетвертичной) и комплектам палеогеологических, палеогеографических и палеоструктурных карт. В главе излагаются необходимые замечания к легендам и приемам построения некоторых из них.

Глава 5. ОБЗОР НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Основные черты неотектоники Копетдага подробно рассмотрены в монографических сводках И.А. Резанова и Н.П. Костенко. Геоморфологии, палеогеографии и новейшим движениям отдельных районов Копетдага посвящены также специальные исследования Е.М. Великовской, Г.И. Каляева, Ю.К. Ефремова, М.К. Граве, В.А. Растворовой, А.А. Чистякова, А.К. Симакова, Э.Т. Палиенко, Б.К. Лузгина. Вопросами расчленения и корреляции новейших отложений Копетдага и смежных прогибов занимались в разное время Н.И. Андрусов, И.И. Никшич, В.Н. Огнев, П.И. Калугин, М.П. Сукачева, А.В. Данов, В.П. Колесников, Б.П. Жижченко, П.В. Федоров, А.Г. Эберзин, Г.И. Попов, М.К. Мирзаханов, С.Д. Иванов, А.З. Дмитриев, Г.Е. Кожевникова, Т.Р. Розыева, О. Узаков, Л.Н. Смирнов, М.С. Ибрагимов, М.М. Судо, В.Н. Крымус, С.П. Вальбе, А.А. Дубинский, А.Г. Езиашвили, А.К. Симаков, Л.Д. Ятченко, А.А. Куделин, А.Н. Нигаров, Г.Б. Бердыев, Б.К. Лузгин, Л.М. Расцветаев, А.С. Бирман, М.Л. Копп, Т.М. Лаптева и другие геологи. Характер тектонических деформаций и общие особенности геологического строения Копетдага детально изучены благодаря тематическим и геолого-съемочным исследованиям А.Д. Нацкого, И.И. Никшича, В.В. Александрова, В.Н. Огнева, А.Ф. Соседко (20-е и начало 30-х годов), Н.П. Васильковского, В.Н. Огнева, А.Р. Бурачека, В.П. Мирошниченко, М.П. Сукачевой, П.И. Калугина, Г.И. Каляева, Г.К. Литвина, Г.П. Горшкова (конец 30-х и 40-е годы), В.П. Петрова, Б.А. Петрушевского, И.А. Резанова, А.Г. Езиашвили, В.Ф. Людвига, В.Н. Крымуса, А.А. Куделина, Л.Д. Ятченко, А.К. Симакова, С.П. Вальбе, А.А. Дубинского, М.К. Мирзаханова, С.Д. Сахиббаева, П.Н. Куприна, А.Я. Архипова, В.Ф. Карташова, В.П. Калугина, К.Я. Федоренко, Т.Я. Барановой, Л.М. Расцветаева, М.Л. Коппа, А.С. Бирман, Н.Р. Абрамова, В.Д. Андреева, В.И. Плуталова, В.Н. Орехова и многих других геологов (50-е годы и последнее десятилетие). Анализ сейсмичности в ее связи с геологической структурой и новейшими деформациями приводится в работах Г.П. Горшкова, Д.Н. Рустановича, Р.Д. Непесова, Д.М. Мильштейна, Л.Н. Смирнова, С.В. Пучкова, Г.Л. Голинского, Т.Н. Каллаур, Н.Д. Лагуточкиной, Р.А. Маиляна и других авторов. Современные движения Копетдага изучали В.Г. Трифонов, Д.Н. Рустанович, М. Курбанов, Б.К. Лузгин. Сведения о глубинном геологическом строении Копетдага и смежных территорий содержатся в работах А.А. Борисова, Ю.Н. Година, М.К. Мирзаханова, А.Г. Блискавки, В.З. Рябого, В.В. Ишутина, В.А. Спикина, О.А. Одекова, М. Курбанова, В.А. Харикова, Г.И. Амурского, И.Ф. Шелеговой, В.И. Лыкова, З.Н. Крымуса, Л.М. Расцветаева, А.Ф. Семенцова, С.П. Вальбе и других исследователей.

Значительно слабее изучена зарубежная часть Копетдага. Наиболее полные сведения по геологии этой части Северного Ирана содержатся в работах П.И. Калугина и В.Ц. Мирошниченко по Зарубежному Копетдагу, в монографии И.А. Резанова о тектонике Туркмено-Хорасанских гор и в специальных исследованиях группы геологов НИЛЗарубежгеологии (А.А. Самохин, Ю.П. Чепов, Ю.С. Перфильев и др.), обобщивших обширный литературный и картографический материал по геологии Ирана.

Раздел II

Глава 6. СТРОЕНИЕ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ И АНАЛИЗ НЕСОГЛАСИЙ

Олигоцен-антропогеновые отложения Копетдага и Предкопетдагского прогиба представлены мощной фациально изменчивой толщей преимущественно терригенных пород морского и континентального происхождения. Эти породы слагают молассовую формацию альпийского типа, которая отчетливо подразделяется на три неравные части. Тонкообломочные морские и прибрежные отложения олигоцена и нижнего миоцена образуют нижнюю молассовую субформацию. Средняя моласса (средний – верхний миоцен) характеризуется массовым появлением прибрежных и континентальных красноцветов, среди которых существенную роль играют песчаники и конгломераты. Разрез верхнемолассовых отложений (плиоцен – антропоген) отличается резким преобладанием континентальных фаций над морскими и широким развитием грубообломочных пород местного происхождения.

Отличительная особенность молассовой формации Копетдага заключается в обилии внутри нее размывов и несогласий. Крупнейшие из них прослежены на всей территории Копетдага и смежных прогибов; такие региональные несогласия представляют собой примерно изохронные поверхности и расчленяют всю толщу новейших осадков на разновозрастные комплексы, отличающиеся друг от друга по литолого-фациальной характеристике и условиям залегания. Эти крупные регионального распространения комплексы, именуемые нами структурно-стратиграфическими, являются основными подразделениями унифицированной регионально-стратиграфической шкалы, объединяющей многочисленные свиты и горизонты местных (порайонных) схем расчленения разнофациальных молассовых отложений разных частей Копетдага. В олигоцен-антропогеновых осадках Копетдага и смежных прогибов нами выделяется шесть структурно-стратиграфических комплексов: узекдагский, гяурский, келятский, боядагский, арчманский и казанджикский.

Узекдагский комплекс (олигоцен) сложен морскими и прибрежно-морскими отложениями. В западной части Копетдага это зеленовато-серые глины и алевролиты хадумского горизонта (верхняя часть торымбеурской толщи), вместе с перекрывающими Их темными листоватыми глинами кюендагской свиты ("нижний майкоп"). В центральных и восточных районах Копетдага узекдагский комплекс представлен толщей зеленовато-серых алевритистых глин, содержащих прослои и пачки прибрежных образований – пестроцветных песков и алевритов с линзами доломитов, известняков-ракушечников и пуддинговых песчаников, с включениями обломков верхнемеловых пород (нижняя, большая часть арабкалинской серии). Отложения узекдагского комплекса содержат обильную морскую фауну моллюсков, фораминифер, остракод и зубов акул, позволяющих датировать возраст этих отложений как нижний и средний олигоцен. Породы олигоцена дислоцированы совместно с осадками эоцена, от которых они отделяются поверхностью регионального перерыва. Мощность узекдагского комплекса меняется от 500 м на западе (Кызыл-Чешме) до первых десятков метров в центральных районах Копетдага, далее на восток опять возрастая до 350 м (ущ. Кярнава).

Гяурский комплекс (нижний миоцен?) нигде не достигает более 60–80 м по мощности; однако он уверенно выделяется благодаря отчетливости заключающих его поверхностей размыва. Гяурский комплекс сложен в Западном Копетдаге темными глинами кулмачской свиты ("верхний майкоп") и покрывающими их зеленовато-желтыми песками и алевролитами коцахурского горизонта ("онкофоровые слои"). Аналогами этих отложений в Центральном, Гяурском и Восточном (западная часть) Копетдаге являются светлые прибрежные отложения актепинской свиты – зеленовато-серые, желтовато-белые и пестрые пески, алевролиты и алевритистые глины с линзами известняков, песчаников и конгломератов. В составе последних – хорошо окатанная галька меловых пород. Эти отложения содержат весьма своеобразный комплекс макро- и микрофауны, в котором наряду с типично байгубекскими моллюсками встречаются фораминиферы нижнемиоценового облика. Гяурские отложения ложатся на подстилающие породы с повсеместным размывом и географическим (а иногда и угловым – ущ. Кярнава) несогласием; местами они подстилаются корой выветривания каолинового типа (г. Этим-Баир).

Келятский комплекс (средний – верхний миоцен) сложен мощной (500-1100 м) толщей морских, прибрежных и континентальных осадков, расчленяющихся по фаунистическим и литологическим признакам на целый ряд горизонтов и свит. В предгорной зоне эти отложения отделены от нижнемиоценовых пород отчетливой поверхностью размыва, как правило несущей следы латеритового выветривания. В пределах южного крыла Передовой антиклинали Западного Копетдага (хр. Кызыл-Бурун) среднемиоценовые отложения залегают на размытой поверхности эззетской свиты

(верхний эоцен); в восточной части Южного Копетдага, по сообщению П.И. Калугина, континентальные толщи миоцена ложатся с резким угловым несогласием непосредственно на нижнемеловые отложения.

Нижняя (большая) часть келятского комплекса Западного Копетдага сложена морскими и прибрежными осадками тортонского и сарматского ярусов, достигающими 800-900 м по мощности. Это глины, песчаники, известняки и конгломераты с обильной фауной морских моллюсков и фораминифер, позволяющей установить здесь присутствие тарханского, чокракского, караганского и конкского горизонтов среднего миоцена, а также нижнего, среднего, а местами и самых нижних горизонтов верхнего сармата.

Выше согласно залегает толща континентальных пород диоджинской свиты (средний – верхний сармат, возможно мэотис); эта свита имеет мощность до 300-600 м и представлена в акдагской (песчано-алевритовой) и актепинской (песчано-конгломератовой) фациях. В предгорных грядах Центрального Копетдага тарханские, чокракские, караганские и сарматские отложения целиком или частично замещаются континентальными породами. Далее на восток, в пределах Гяурского и западной части Восточного Копетдага, келятский комплекс уже целиком сложен красноцветными глинисто-алевритовыми и песчано-конгломератовыми континентальными отложениями, подразделяемыми здесь на три литологически различные свиты: карагауданскую, калининскую и халацкую. Снизу вверх по разрезу заметно возрастает относительная роль грубообломочных пород, ухудшается степень их сортировки и окатанности, появляются плохо окатанные обломки все более древних пород мелового разреза. Отложения карагауданской свиты содержат остатки тарханских устриц и миоценовых остракод; в нижних горизонтах халацкой свиты обнаружены морские фораминиферы верхнемиоценового облика.

Боядагский комплекс (нижний – средний плиоцен) отчетливо выделяется лишь на западном погружении Копетдага, в районе погребенных складок Боядаг и Сыртланли. Здесь, по данным структурного бурения, на размытую поверхность меловых и палеогеновых пород с резким несогласием ложатся известковистые глины, содержащие нижнеплиоценовый комплекс остракод. Эти глины и перекрывающие их песчано-глинистые осадки нижнего отдела красноцветной толщи Западной Туркмении мы выделяем в отдельный молассовый комплекс, выстилающий ложе плиоцен-четвертичного прогиба Южного Каспия. В пределах Копетдага достоверные отложения боядагского комплекса выделить пока не удается; условно сюда отнесена дурунская континентальная свита (суглинки, конгломераты и глыбовые конгломераты общей мощностью до 300 м), несогласно залегающая между диоджинской и кельтычинарской свитами в Актепинской и Арчманской предгорных грядах Центрального Копетдага.

Арчманский комплекс (средний – верхний плиоцен) в Западном Копетдаге представлен морскими и прибрежными осадками акчагыла и апшерона, а также подстилающими ("подакчагыл" – торонглинская свита) и перекрывающими ("нижний надакчагыл" – аджидеринская свита) их континентальными породами. В южном и восточном направлениях происходит замещение морских толщ континентальными, и восточнее ст. Арчман весь разрез арчманского комплекса сложен буровато-палевой толщей песчано-конгломератовых пород, выделяемых под названием кельтычинарской свиты. К юго-востоку от г. Каахка арчманские отложения залегают непосредственно на меловых и палеогеновых породах, срезая все более древние молассовые толщи. Здесь к арчманскому комплексу отнесена душакская континентальная свита, возраст которой (средний – верхний плиоцен) датирован остатками наземных позвоночных.

Арчманские осадки везде отделены от подстилающих пород региональным угловым несогласием, особенно резким в ядрах антиклинальных зон. В толще континентальных отложений арчманского комплекса часто отмечается "дисперсное несогласие", благодаря чему верхние горизонты этого комплекса дислоцированы значительно слабее, чем нижние. В морских отложениях акчагыла, а также в подошве акчагыла и апшерона разными исследователями Западного Копетдага отмечаются локальные угловые несогласия; однако, структурообразующая роль их ничтожна по сравнению с предарчманским региональным несогласием. Общая мощность комплекса колеблется от 150 м до 600 м, резко возрастая в смежных с Копетдагом прогибах (до 1000 м и более).

Казанджикский комплекс (верхний плиоцен – антропоген) представлен слабо дислоцированными конгломерато-брекчиями, галечниками и суглинками иланлинекой, ашхабадской и келатчайской континентальных свит, эти отложения, по-видимому, соответствуют верхнему апшерону – нижнему баку и имеют, как правило, весьма незначительную мощность (70-150 м). Более молодые антропогеновые осадки фиксированы в разрезе молассы лишь на территории смежных с Копетдагом прогибов, где они надстраивают разрез казанджикского комплекса, достигающего здесь

мощности 500-1000 м. В пределах горной страны антропогеновые отложения повсеместно находятся выше современного базиса эрозии, слагая поверхности древних пролювиальных равнин и речных террас.

В каждом из описанных выше молассовых комплексов могут быть выделены трансгрессивная (внизу) и регрессивная (вверху) серии осадков. Закономерная повторяемость в разрезе трансгрессивных и регрессивных серий определяет региональную мегаритмичность молассовой формации Копетдага и убеждает нас в том, что структурно-стратиграфические комплексы соответствуют крупным циклам осадконакопления и являются естественными историко-геологическими подразделениями регионально-стратиграфической шкалы.

Глава 7. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЭТАЖИ РЕЛЬЕФА И ИХ ВОЗРАСТ

На основании картирования поверхностей выравнивания и взаимной увязки разновозрастных эрозионно-денудационных врезов на Копетдаге выделяется семь региональных этажей рельефа. Элементы наиболее древнего (ризского) этажа уцелели от последующего размыва лишь в наиболее возвышенных частях горной страны (массивы гор Риза и Газор-Мачит). Здесь развита наиболее древняя на Копетдаге поверхность выравнивания, которая образует пологие брахиморфные своды на высотах от 2500 до 3000 м. Денудационный уступ следующего (гулюльского) этажа рельефа достигает 150–800 м; эрозионно-денудационная поверхность второго этажа окаймляет останцы вершинной поверхности Ризского и Газормачитского массивов и распространяется далее на запад (хр. Массинев и хр. Тогарев) и на восток (хр. Охрядаг). Высотные отметки этой гулюльско-тогаревской поверхности выравнивания колеблются от 2600 до 2200 м.

Наиболее широким распространением в горной части Копетдага пользуется третий (коштамырский) этаж рельефа. Аккумулятивно-денудационная поверхность, слагающая днище этого этажа, понижается от 1700-2200 м в центральной части горной страны до 100-700 м на периферии Западного Копетдага. Эта поверхность слагает вершины основных горных массивов Передового хребта Центрального и Западного Копетдага, а также образует широкие "прилавки" на склонах более древних горных массивов Центрального и Восточного Копетдага. Более низкий – караульский – этаж рельефа объединялся ранее с коштамырским; при более детальных исследованиях установлено, однако, что караульско-палызанская поверхность выравнивания повсеместно отделяется от коштамырской четким эрозионно-денудационным уступом высотой в 200–500 м. Караульская денудационная поверхность обычно образует неширокие ступени на склонах более древних хребтов, и только на Северо-Западном Копетдаге она распространена в качестве вершинной поверхности. Здесь она получила местное наименование карагезской. Абсолютные высотные отметки этой поверхности изменяются от 1300-1700 м в Центральном Копетдаге до 500-850 м на северо-западе.

Пятый (келатский) этаж рельефа широко развит в зоне высоких предгорий Северного Копетдага и во внутренних частях Западного Копетдага. Денудационная поверхность этого этажа слагает вершины невысоких (350-650 м) горных массивов Западного Копетдага и образует неширокие педименты вдоль склонов более древних хребтов на высотных отметках от 900-1100 м (Центр, Восток) и до 400-700 м (Запад). Следующий этаж рельефа – ходжакалинский – объединяет в себе VI и V региональные террасы; абсолютные отметки днища этого этажа варьируют от 1000 и до 250 м, превышение над руслом современных водотоков составляет 200-50 м. Седьмой (манышский) этаж рельефа включает в себя четыре нижние региональные террасы, поймы и русла современных водотоков. Число и высота террас сильно колеблются в зависимости от структурной обстановки.

Установление возраста выделенных выше этажей рельефа наталкивается на значительные трудности. Аккумулятивные образования непосредственно фиксируют возраст лишь нижних двух этажей – ходжакалинского и манышского, которые датируются средний – поздний плейстоцен и голоцен. Значительно менее уверенно устанавливается возраст келатской денудационной поверхности, сопоставляемой нами с образованиями раннебакинской трансгрессии. В некоторых участках северных предгорий удается наблюдать останцы этой денудационной поверхности, окаймленные делювиально-пролювиальным шлейфом иланлинской (Ушакская гряда) и ашхабадской (Гяурсдаг) свит казанджикского молассового комплекса. Караульская эрозионно-денудационная поверхность, скорее всего, имеет апшеронский возраст, т.к. она во многих местах Западного Копетдага срезает дислоцированные породы акчагыла. Коштамырская поверхность выравнивания предположительно коррелируется с отложениями акчагыла. В вершинной части хр. Карагез (Западный Копетдаг) наблюдается небольшой фрагмент этой поверхности, сложенный прибрежными отложениями с акчагыльской фауной. Данные псефитового анализа базальных слоев акчагыла северных предгорий

Центрального и Западного Копетдага также позволяют сопоставлять время формирования этого важнейшего геоморфологического уровня с эпохой максимальной акчагыльской трансгрессии.

О возрасте более древних элементов рельефа не имеется непосредственных геологических данных; здесь приходится основываться лишь на косвенных палеогеографических и историко-геологических соображениях. Предполагается, что формирование зрозионно-денудационного вреза II этажа рельефа происходило в эпоху предарчманского перерыва и предшествовавшей ей регрессии (конец раннего – начало среднего плиоцена), а образование гулюльской поверхности выравнивания соответствует эпохе раннеплиоценовой трансгрессии (понт). Формирование ризской поверхности выравнивания, по-видимому, относится ко времени максимальной трансгресиии позднего миоцена (ранний – средний сармат).

Глава 8. НОВЕЙШИЕ ДЕФОРМАЦИИ И ТЕКТОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

В главе рассматриваются различные порядки неотектонических структур территории. Элементами "мегаструктуры" являются здесь общее новейшее поднятие Копетдага и обрамляющие его прогибы. Суммарная амплитуда новейшего вертикального перемещения этого ранга структурах составляет 8-10 км. Новейшее поднятие Копетдага представляет собой крупный горст-антиклинорий, ось которого протягивается более чем на 600 км в направлении ЗСЗ 305° от хр. Муздеран на востоке до хр. Пароундаг на западе. Северо-восточное крыло мегантиклинория значительно круче и уже юго-западного. Приосевая часть Копетдагского новейшего поднятия обрамлена двумя системами глубинных швов запад-северо-западного простирания – Копетдаг-Балханской на севере и Кучано-Челекенской на юге.

Структурные формы II порядка слагают внутреннюю "макроструктуру" Копетдагского мегантиклинория. Это складки шириной от 5-10 км до 15-20 км, протяженностью от 10-20 км до 100-200 км; амплитуда их составляет обычно 3-5 км. Наблюдается три главных типа складок: субширотные, запад-северо-западные ("передовые") и северо-восточные ("диагональные"). В новейшей структуре Копетдага резко преобладают складки первого типа. На юге они образуют протяженные линейные складчатые цепи; в северной и западной частях Копетдага субширотные складки приобретают брахиморфные, а иногда куполовидные и фестончатые очертания. Структуры запад-северо-западного простирания широко развиты на Восточном Копетдаге, протягиваясь далеко на запад вдоль Передовой тектонической зоны. "Диагональные" складки отчетливо тяготеют к западной части Копетдага; наиболее широкая область развития структур этого типа отмечается в пределах Северо-Западного Копетдага, где они торцово притыкаются к Главному Копетдагскому разрыву и коленчато сочленены с системами субширотных и передовых складок. Большинство макроскладок Копетдага носит отчетливо концентрический характер; об этом свидетельствует выдержанное постоянство мощностей слагающих их отложений, послойные проскальзывания взбросового типа на крыльях и увеличение степени сжатия пород в ядрах складок. Многие складки имеют криптодиапировый облик; в пластичных толщах верхнемеловых и палеогеновых осадков Западного Копетдага отмечено широкое развитие глиняного диапиризма.

Существенная роль в новейшей макроструктуре Копетдага принадлежит разрывам (рис. 1). Отмечается строгая зависимость между простиранием, углом наклона и характером перемещения крыльев основных дизъюнктивов новейшего времени. Наибольшее распространение здесь имеют крутые леводиагональные разрывы северо-западного простирания; в подавляющем большинстве это правобоковые горизонтальные сдвиги с амплитудой до 4–6 км, а местами, возможно, и более. Наиболее крупные зоны правых сдвигов северо-западного простирания – Гермабская, Асельминская, Южно-Копетдагская, Тавадаг-Шершерская и Нухурская; к этой же системе относятся и диагональные (северо-западные) отрезки Главного Копетдагского разрыва. Другая, менее многочисленная группа диагональных разрывов – левые сдвиги северо-восточного простирания; главная область их распространения – Каракалинская сдвиговая зона, а также ряд более мелких зон Западного Копетдага. Третью группу крупных разрывов Копетдага составляет система субширотных взбросов и надвигов, во фронтальной части нередко выполаживающихся и переходящих в покровы. Таковы "продольные" (субширотные) отрезки Главного Копетдагского разрыва, серия взбросо-надвигов Предгорного шва, Центральная и Южная надвиговые цепи Восточного Копетдага, и ряд более мелких дизъюнктивов во внутренних районах Копетдага. Наконец, существенную группу разрывов составляют взбросо-сдвиги и сдвиго-надвиги запад-северо-западного простирания (Главный разрыв Западного Копетдага, Инча-Дулминская взбросо-сдвиговая система и целый ряд других косодиагональных дизъюнктивов).

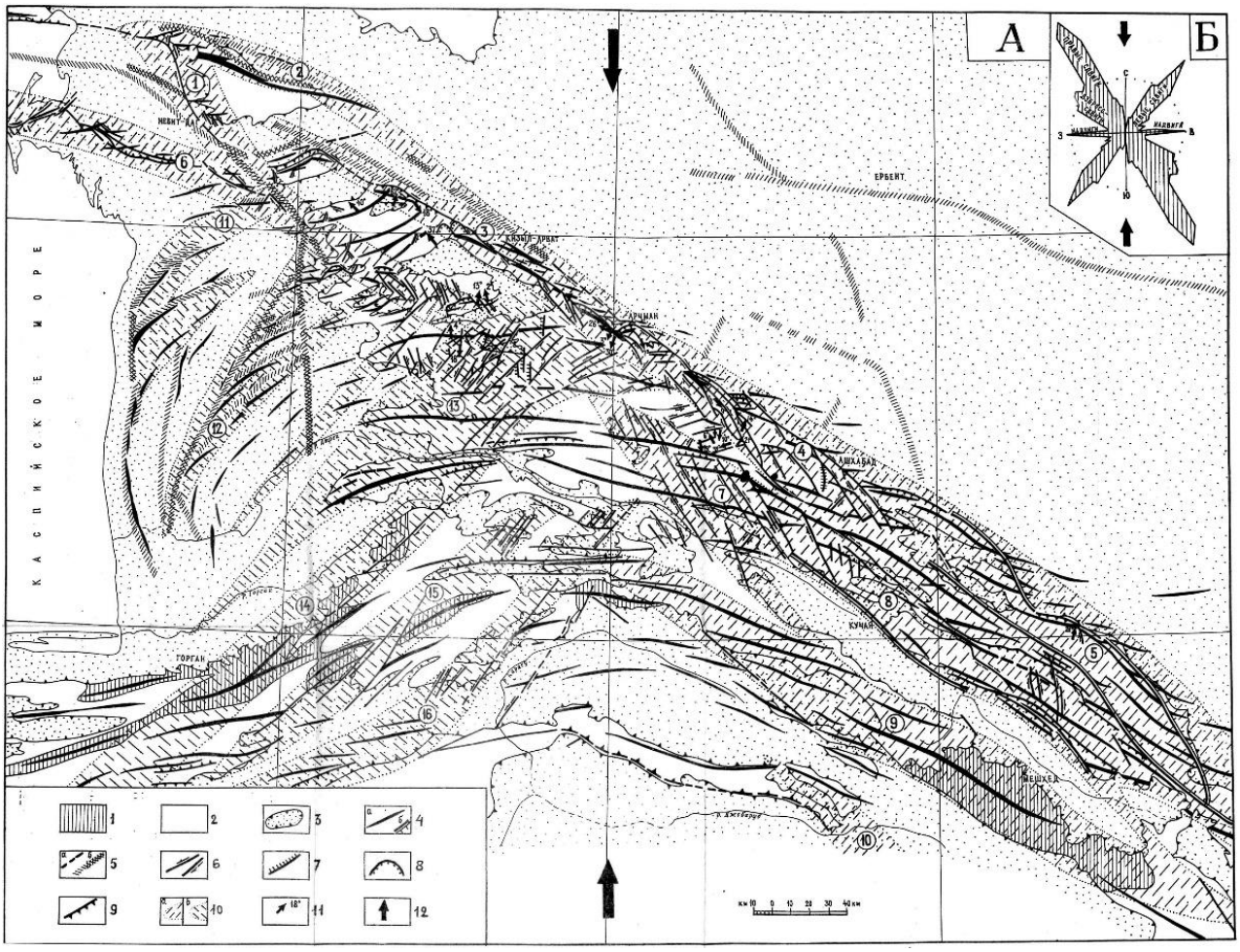


Рис. 1. Схема расположения основных разрывов и зон сдвиговых деформаций в альпийской структуре Туркмено-Хорасанских гор (А): 1 – выступы доальпийского основания (р~~С~~–PZ); 2 – область распространения альпийского геосинклинального комплекса (T_3–~~P_2~~); 3 – молассовые прогибы, выполненные альпийским орогенным комплексом (~~P_3~~–Q); 4 – оси главнейших антиклиналей (а) и флексуры (б); 5 – тектонические разрывы, устанавливаемые по геолого-геоморфологическим (а) и геофизическим (б) данным; 6 – сдвиги (стрелка указывает направление относительного перемещения крыльев); 7 – сбросы (штрихи в сторону опущенного крыла); 8 – покровы (точками показан фронт аллохтона); 9 – взбросы и надвиги (треугольники по падению сместителя); 10 – зоны концентрации правосдвиговых (а) и левосдвиговых (б) деформаций (цифры в кружках – наименования зон): *1* – Западно-Балканская, *2* – Северо-Балханская, *3,4,5* – западное, центральное и восточное звенья Северо-Копетдагской шовной зоны, *6* – Исак-Челекенская, *7* – Южно-Копетдагская, *8* – Северо-Кучанская, *9* – Аладаг-Биналудская, *10* – Восточно-Джагатайская зоны концентрации правосдвиговых деформаций; *11* – Камышлджа-Боядагская, *12* – Аладаг-Рустамкалинская, *13* – Шарлоук-Ходжакалинская, *14* – Восточно-Эльбурсская, *15* – Шахруд-Курхудская, *16* – Сарполь-Пишкалинская зоны концентрации левосдвиговых деформаций; 11 – оси главных сжимающих напряжений σ_3, установленные на основании полевого изучения сопряженных трещин скола; 12 – предполагаемая ориентировка оси максимального сжатия Главного тектонического поля напряжений. На врезке (Б) приведена роза-диаграмма простираний разрывов Туркмено-Хорасанских гор, составленная по среднемасштабной геологической карте

Закономерная связь между азимутом простирания, углом падения и кинематическим типом крупнейших дизъюнктивов Копетдага позволяет считать их членами единого семейства парагенетически сопряженных сколовых систем, возникшего под воздействием субмеридионального сжатия в соответствии с законом скалывающих напряжений (Г.П. Горшков). В этой же обстановке бокового сжатия образовались субмеридиональные сбросы и отрывы, которые не получили, однако, большого распространения в макроструктуре Копетдага. Особняком стоят надвиги и взбросы северо-восточного простирания, пространственно связанные с диагональными складками Центрального и Западного Копетдага. Эти разрывы имеют локальное развитие, приурочены обычно к зоне Главного разрыва и торцово сочленяются со сдвиговыми отрезками последнего.

Крупные складки и дизъюнктивы Копетдага часто осложнены более мелкими структурными формами, размеры которых на 1-2 и более порядков меньше размеров основных макроструктурных

элементов. Эти второстепенные по величине складки и разрывы, составляющие "мезо- и микроструктуру" складчатого сооружения, играют, однако, важную роль в выяснении кинематического типа и тектодинамической обстановки формирования основных структурных форм Копетдага. Изучение "дополнительных" складок в зонах разрывов часто позволяет определить геолого-кинематический тип основного дизъюнктива. Особое значение имеет исследование трещин и мелких дизъюнктивов, сплошной сеткой покрывающих всю территорию Копетдага. Изучение сопряженных систем сколов по методике Г.П. Горшкова и М.В. Гзовского позволило установить характер тектонических полей напряжений в различных участках Копетдага. Результаты такого исследования показывают, что в большинстве районов Копетдага ось максимального сжатия направлена поперек простирания складчатых структур; последние, таким образом, являются складками продольного сжатия.

Сопоставление структурных форм различного масштаба и разной геолого-кинематической характеристики позволяет установить следующие общие особенности новейшей структуры Копетдага:

Отмечается отчетливая корреляция между общей шириной Копетдагского новейшего поднятия, его амплитудой и степенью сжатия слагающих его складок.

Характернейшей особенностью является несоответствие общей ориентировки новейшего поднятия простиранию слагающих его складок более высоких порядков. В силу этого Копетдагский мегантиклинорий представляет собой левокулисный ряд субширотных макроскладок, что говорит о наличии правосдвиговой деформации вдоль всего новейшего поднятия. На Копетдаге выделяется множество более мелких систем кулисных складок; таковы Меанинская, Исак-Бакчинская, Эйшем-Гауданская, Восточно-Гяурская и др. зоны сдвиговых деформаций.

Наблюдается тесная пространственная, морфологическая и генетическая связь между складчатыми и разрывными нарушениями новейшего времени. Нами выделяются два сопряженных и тесно переплетающихся друг с другом структурных комплекса – линейно-надвиговый и диагонально-сдвиговый. В первый объединяются субширотные складки продольного сжатия и параллельные им взбросо-надвиговые системы. Диагональные сдвиги, зоны сдвиговых деформаций, горизонтальные флексуры и второстепенные складчатые и разрывные элементы сдвиговых зон, а также генетически связанные с ними вторичные структурные системы образуют в совокупности диагонально-сдвиговый структурный комплекс.

В размещении структурных форм различного морфолого-кинематического типа отмечается значительная неравномерность. Наибольшая концентрация диагонально-сдвиговых элементов наблюдается вдоль Копетдаг-Балханской зоны глубинных разломов, которой в структуре альпийского этажа соответствует чрезвычайно напряженная взбросо-сдвиговая система Северо-Копетдагской шовной зоны. Во внутренних частях Копетдага преобладают линейно-надвиговые структурные элементы; здесь сдвиговые деформации выражены значительно слабее и концентрируются вдоль отдельных локальных зон (Исак-Бакчинской, Шарлоук-Ходжакалинской, Южно-Копетдагской и др.). Неравномерности проявления различных типов новейшей деформации связываются нами с глубинными и, по-видимому, древними неоднородностями рассматриваемого сегмента земной коры, и в первую очередь с наличием здесь Южно-Туркменской и Восточно-Эльбурсской глубинных дизъюнктивных систем.

5. Важной особенностью новейшей структуры Копетдага является значительное морфологическое несоответствие структурных планов альпийского и герцинского этажей. Это несоответствие отчетливо выявляется при сопоставлении поверхностной структуры с распределением магнитных и в особенности гравитационных аномалий; наиболее резко оно проявляется на Центральном Копетдаге, где подтверждается также данными сейсмопрофилирования. Такое несоответствие может быть объяснено наличием в основании альпийского чехла пластичной толщи нижне-среднеюрских глинистых отложений, играющей роль базального горизонта срыва и дисгармонии. Геофизические материалы говорят и о другой важной особенности Копетдага – отсутствии "корня" под горноскладчатым сооружением и "антиизостатичности" (Е.Е. Милановский) новейшей мегаструктуры этого района.

***

Тектодинамическая обстановка формирования новейшей структуры Копетдага и смежных областей Южной Туркмении определяется активным меридиональным сжатием и реактивным растяжением в вертикальном и широтном направлениях. В этом главном поле напряжений возникли субширотные структуры нормального сжатия, северо-западные структуры правого сдвига, северо-

восточные структуры левого сдвига и (значительно реже) субмеридиональные структуры растяжения. Перечисленные четыре основных геолого-кинематических типа структур встречаются в различных масштабах и сочетаниях; в совокупности они составляют Главный структурный парагенез новейшего Копетдага. При геологических перемещениях в толщах горных пород возникают локальные тектонические поля напряжений разных порядков; среди них наиболее важную роль играют поля с леводиагональной (северо-западной) и праводиагональной (северо-восточной) ориентировкой тангенциального сжатия. Им соответствуют вторичные парагенезы структурных форм, характеризующиеся локальным распространением и запаздывающим типом развития. Органическая взаимосвязь глубинных и поверхностных структур, а также сейсмологические данные об ориентировке главных нормальных напряжений в очагах землетрясений свидетельствуют о том, что обстановка горизонтального сжатия распространяется на всю мощность земной коры, а возможно и на более глубокие слои литосферы.

Раздел III

Глава 9. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ

Новейшая тектоническая история Копетдага характеризуется отчетливо выраженной цикличностью. Каждый оротектонический цикл состоит из последовательно сменяющих друг друга тектонических фаз: регрессивной (фаза поднятия), орогенической (фаза диастрофизма) и трансгрессивной (фаза выравнивания). Начиная с позднего эоцена и по антропоген включительно может быть выделено шесть крупных оротектонических циклов: предорогенный (поздний эоцен – ранний олигоцен), начальный (средний олигоцен – ранний миоцен), ранний (конец раннего миоцена, средний миоцен и начало позднего миоцена), средний (поздний миоцен – ранний плиоцен), поздний (средний – поздний плиоцен) и заключительный (конец плиоцена – антропоген). Отражением этой главной тектонической периодичности новейшего времени является циклическое строение моласс и ступенчатое строение рельефа. Намечаются также более мелкие оротектонические циклы различных порядков, однако региональная увязка их между собой для всего Копетдага в целом представляется пока затруднительной. В главе приводится краткая характеристика палеогеологической, палеоструктурной и палеогеографической обстановки на Копетдаге для различных фаз главных оротектонических циклов.

На фоне ритмического чередования восходящих, складко-образовательных и нисходящих фаз в новейшем развитии Копетдага отчетливо могут быть выделены три последовательных стадии, отражающих общие направленные изменения структурно-тектонической и палеогеографической обстановки региона: раннеорогенная (олигоцен – ранний миоцен), среднеорогенная (средний – поздний миоцен) и позднеорогенная (плиоцен – антропоген).

Раннеорогенная стадия соответствует времени общей инверсии геотектонического режима, в результате которой территория Копетдага из области погружений превратилась в область преобладающих поднятий. Последние, однако, были еще весьма замедленными и распространялись главным образом на осевые части будущего складчатого сооружения, где, по-видимому, не позднее среднего олигоцена возникает устойчивая слаборасчлененная суша. Материал размыва верхних горизонтов мел-палеогенового разреза отлагался по периферии Копетдага в виде маломощного шлейфа нижнемолассовых образований. Наблюдаемое внутри последних предгяурское региональное несогласие является отголоском интенсивных орогенических движений конца олигоцена – начала миоцена, которые привели к формированию сложных складчатых форм во внутренних районах Копетдага и пологих рассеченных разрывами складок в окраинных его частях.

Среднеорогенная стадия характеризуется активным разрастанием и воздыманием Копетдага. В среднем и позднем миоцене заканчивается формирование основных черт складчатой структуры Главного Копетдагского антиклинория. Складчатые дислокации распространяются также и на периферические части Копетдага. В ядрах антиклиналей Передовой зоны к концу миоцена уже были обнажены и подвергались интенсивному размыву отложения верхнего мела, а местами и более древние породы. Предгорная зона и Западно-Копетдагская депрессия, однако, почти не были еще затронуты явлениями диастрофизма; в этих зонах происходило накопление морских, прибрежных и континентальных среднемолассовых толщ значительной мощности. Судя по реликтам миоценового рельефа и характеру коррелятных отложений, в среднеорогенное время на Копетдаге существовала уже довольно расчлененная горная страна, сопрягавшаяся с обширными аллювиально-пролювиальными и прибрежными аккумулятивными равнинами. Миоценовые трансгрессии глубоко

проникали в пределы формирующегося складчатого сооружения, достигая во внутренних частях Копетдага меридиана г. Кизыл-Арват, а вдоль северных предгорий ст. Баба-Дурмаз.

Позднеорогенная стадия характеризуется резким усилением складчатости и общим воздыманием всей территории, формированием глубокорасчлененного средне- и высокогорного рельефа в осевых частях Копетдага и отложением грубообломочных, преимущественно континентальных осадков верхней молассы по его периферии. Особенно энергичные дислокации охватывают территории Предгорной и Западно-Копетдагской тектонических зон. Ранее сформированные складки Копетдагского антиклинория и Передовой зоны испытывают общесводовое поднятие и существенную достройку. Общее воздымание Копетдага значительно обгоняет ход нивелирующей денудации, благодаря чему быстро увеличивается высота горного сооружения. В позднеорогенное время резко сокращается площадь морских трансгрессий. Понтический бассейн не выходил из пределов Западно-Туркменской низменности. После мощных орогенических движений среднего плиоцена вновь развиваются обширные морские трансгрессии, достигавшие в акчагыле меридиана ст. Арчман, а в апшероне – ст. Вами. Это были мелководные лагунного типа водоемы с эндемичной фауной, заполняемые, как правило, весьма грубым обломочным материалом, сносимым с высокоприподнятой горной суши. В четвертичное время море почти совсем не заходило в пределы Копетдага, и вокруг последнего формировался шлейф грубообломочных континентальных пород алювиально-пролювиального генезиса.

В результате длительной и сложной тектонической эволюции сформировалась современная структура Копетдага, существенно неоднородная в возрастном отношении. В заключительном разделе реферируемой главы приводится характеристика схемы историко-тектонического районирования новейшей структуры Копетдага и прилежащих областей.

Глава 10. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НОВЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ КОПЕТДАГА И ПРИЛЕЖАЩИХ ОБЛАСТЕЙ

Мегаструктурные формы новейшего времени в значительной мере унаследованы от конседиментационных поднятий и прогибов собственно-геосинклинального этапа; при этом, однако, отмечается частичное изменение конфигурации, формы геологического проявления и высотных соотношений крупнейших геоструктурных элементов. Качественно новым, специфически орогенным образованием является "внутренняя" разрывно-складчатая структура Копетдагского мегантиклинория.

Результаты специальных палеоструктурных и палеодинамических исследований, анализ сейсмогенных дислокаций недавнего прошлого, а также сейсмологические и геодезические данные о современных движениях и напряжениях в земной коре свидетельствуют о большом постоянстве общей тектодинамической обстановки на всем протяжении новейшей истории Южной Туркмении. Эта обстановка определялась активным субмеридиональным тангенциальным сжатием и проявлялась в формировании парагенетически связанных структурных комплексов – линейно-надвигового и диагонально-сдвигового.

Оба указанных выше структурных комплекса развивались совместно на протяжении всей новейшей истории региона; вместе с тем, от ранних этапов к более поздним отмечается заметное увеличение роли диагонально-сдвиговых элементов в общей структуре Копетдага. Результатом такого перераспределения (наиболее энергичного в позднеплиоценовое время) являются многочисленные случаи наложения диагональных сдвигов и складок на субширотные линейно-надвиговые элементы.

Чередование различных оротектонических фаз на протяжении олигоцена, миоцена и антропогена определяет пульсационный характер новейшего тектогенеза. Главнейшая периодичность орогенного этапа связывается нами с ритмическими колебаниями общей интенсивности Главного тектонического поля напряжений.

Одной из главнейших сторон новейшего тектогенеза следует считать неуклонное увеличение контрастности мегаструктурной системы Копетдаг – Предкопетдагский прогиб. Как свидетельствуют геофизические данные, развитие этой структурной системы происходит вопреки закону изостазии. Изучение современного и древнего напряженного состояния земной коры позволяет предположить, что "враждебное изостазии горообразование" (Г. Штилле) было обусловлено тангенциальным субмеридиональным сжатием периодически меняющейся интенсивности. В моменты спада оротектонической активности процессы изостатического выравнивания могли приобретать существенную роль. По мнению Е.Е. Милановского, именно с таким "пассивным" изостатическим оседанием территории в конце каждого оротектонического цикла можно связывать периодическое развитие трансгрессий новейшего времени.

Специальные подсчеты, проведенные нами для Центрально-Копетдагского пересечения, позволяют так оценить среднюю скорость роста новейшего поднятия Копетдага по отношению к днищу Предкопетдагского прогиба; в олигоцене, раннем и среднем миоцене – 0,15 мм/год; в позднем миоцене, раннем и среднем плиоцене – 0,25 мм/год; в позднем плиоцене и раннем антропогене – 0,7 мм/год; в среднем антропогене и голоцене – 5 мм/год. Таким образом, с ходом новейшего развития Копетдага происходит значительное ускорение тектонических движений, приближающееся к квадратичной прогрессии.

Картирование несогласий и изучение разновозрастных структурных форм подтверждает установленную И.А. Резановым "центробежную миграцию" складчатости от осевых частей Туркмено-Хорасанских гор. Скачкообразное омоложение возраста складчатости от южных тектонических зон к северным – характерная особенность новейшей структуры Копетдага.

С развитием внутренних частей Копетдага проявляется тенденция к увеличению удельного веса дизъюнктивных структурных форм по сравнению со складчатыми. Процесс этот, по-видимому, следует связывать с общим уменьшением петростатической нагрузки по мере поднятия Копетдага и углубления его денудационного среза.

В заключение главы формулируются некоторые наиболее общие выводы. Отмечается, что в результате длительного и неравномерного новейшего развития Копетдага произошло общее сокращение первоначальной ширины и резкое увеличение структурной неоднородности соответствующего сегмента земной коры. Предполагается, что развитие Копетдагского орогена и смежных с ним депрессий протекало в обстановке взаимодействия и "борьбы" двух противоположных тектонических процессов – орогенического сжатия и изостатического выравнивания. В попеременном преобладании того или иного процесса может найти свое объяснение и основная периодичность новейшей истории Южной Туркмении, заключающаяся в многократной смене фаз поднятия и складчатости фазами относительного выравнивания и погружения.

Глава 11. ПОЛОЖЕНИЕ КОПЕТДАГА В ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОЙ СТРУКТУРЕ ОРОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ НЕОТЕКТОНИКИ ЮГА СССР

Копетдаг располагается на сочленении трех основных продольных структурных систем Черноморско-Каспийской части Альпийского орогенического пояса. Северо-Копетдагская шовная зона является восточным звеном Крымско-Копетдагской шовно-складчатой системы – крупнейшего структурного элемента "Внешней" (Добруджинско-Памирской) зоны Центрального Тетиса. Западным продолжением краевых дислокаций Северного Копетдага следует здесь считать структуры Балханского района Западной Туркмении, Апшеронский и Каспийский глубинные швы центральной части Каспия и складчатую систему Большого Кавказа. Западно-Копетдагская депрессия располагается на восточном окончании Мизийско-Туркменской "промежуточной" зоны (В.Е. Хаин), продолжающейся далее на запад в системе межгорных и субокеанических впадин Южного Каспия, Северного Закавказья и Черного моря. Наконец, область приподнятых складок Южного и Центрального Копетдага (как и более южные складчатые сооружения Туркмено-Хорасанских гор) относится к "Внутренней" (Балкано-Эльбурской) ветви Альпийского геосинклинального пояса. Структурные аналоги Главного Копетдагского антиклинория, таким образом, следует искать во внешних складчатых дугах Малого Кавказа.

В позднеальпийской структуре Копетдага отражены и поперечные структурные системы рассматриваемой части Евразии. Восточное и западное погружения Копетдага отчетливо контролируются Каспийской и Тургае-Сейстанской долготными депрессионными системами. Наиболее приподнятая часть Копетдага располагается на пересечении его меридиональной системой Урало-Оманского линеамента. Центральная, наиболее сложно построенная часть Туркмено-Хорасанской складчатой области ("Копетдагское скучивание" Р. Штауба) приходится на сочленение Урало-Оманского линеамента с диагональными шовно-складчатыми системами северо-восточного (Восточно-Эльбурсская) и запад-северо-западного (Южно-Туркменская) простирания.

В реферируемом разделе кратко рассмотрены некоторые общие вопросы неотектоники юга СССР и смежных частей Альпийского орогенического пояса. Отмечается, что последовательность регрессивных, орогенических и трансгрессивных фаз в восточных районах Кавказа чрезвычайно близка к таковой в Южной Туркмении. Отдельные элементы этой же цикличности фиксируются и в более удаленных частях Альпийского орогенического пояса (Восточное и Северное Причерноморье, Центральный и Южный Иран, Пакистан, Индия, Бирма и др.). Вряд ли является случайной и хорошая

сходимость полученных на Копетдаге датировок главнейших орогенических фаз новейшего времени с позднетретичными фазами "канона Штилле". По-видимому, предгяурскуго фазу следует сопоставлять с савской, предкелятскую – с штирийской; аттическую с предбоядагской (предпонтической), ронскую с предарчманской (восточно-кавказской), валахскую с предказанджикской. Представляется, что характерная для Копетдага цикличность новейшего развития не является узкорегиональной его особенностью, а носит по меньшей мере"всеальпийский" характер.

В реферируемой главе приводятся некоторые данные о структурных рисунках Средней Азии, Крыма, Кавказа, Балкан и некоторых других складчатых областей Альпийского горного пояса; рассматриваются крупнейшие системы сдвиговых деформаций, а также их соотношение со структурами сжатия и растяжения. Высказывается предположение, что многие важнейшие особенности позднеальпийской структуры Юго-Западной Евразии следует связывать с воздействием "тетического" (Г. Штилле) субмеридионального сжатия на гетерогенную структуру территории. Меридиональная симметрия крупнейших линейных структур и предполагаемое единство ритма их развития позволяют связывать это тангенциальное сжатие с ротационно-инерционными (А.В. Пейве) силами, возникающими в литосфере вследствие вращения Земли.

Глава 12. НЕКОТОРЫЕ ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КОПЕТДАГА

В реферируемой главе рассматриваются возможности применения методов неотектоники для поисков различных видов минерального сырья Копетдага, а также для целей сейсмического районирования Южной Туркмении.

Комплексное геолого-геоморфологическое изучение Копетдагских предгорий позволило обнаружить здесь ряд участков локальных новейших поднятий, представляющих интерес как резервуары возможных нефтегазовых скоплений. Подробно анализируется новейшая структура Каахкинского участка Восточного Копетдага, как наиболее перспективного объекта поисков нефти и газа на южном борту Предкопетдагского прогиба. Бегло рассмотрены также другие участки локальных поднятий Предкопетдагской предгорной полосы (Ашхабадский, Арчманский и Искандерский).

На основании тектодинамического анализа новейшей структуры Копетдага выявлены участки, перспективные для поисков жильных месторождений: локальные зоны растяжения, располагающиеся в тыльной части крупных сдвиговых зон Центрального и Западного Копетдага (Гауданский, Куркулябский и Чандырский участки), а также зоны вторичного приоткрывания сколовых трещин (Арчманский, Кюрендагский и ряд других участков в зонах диагонального сжатия краевой части Копетдага). Отмечается важность исследования пространственных и возрастных соотношений новейших полей напряжений и связанных с ними дизъюнктивных систем при выявлении оптимальной структурной обстановки для локализации жильных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В реферируемом разделе перечисляются главнейшие результаты проведенного автором исследования и формулируются первоочередные задачи дальнейшего изучения неотектоники Копетдага. Отмечается, что методы неотектонического анализа, являются необходимым звеном в общем комплексе геолого-разведочных исследований этой молодой складчатой страны.

Список работ автора по теме диссертации:

1. Основные черты развития новейшей структуры и рельефа Центрального Копетдага (совместно с Б.К. Лузгиным). В сб. "Проблемы неотектоники", Москва,1964.
2. Тектонические трещины, образовавшиеся при "голоценовых землетрясениях Центрального Копетдага и его предгорий (совместно с М.Л. Коппом и В.Г. Трифоновым). Изв. АН СССР, сер. геол., Т. 7, 1964.
3. О сейсмотектонических разрывах Центрального Копетдага (совместно с В.Г. Трифоновым). В сб. "Современные движения земной коры", вып.2, изд-во АН Эст. ССР, Тарту,1965.
4. О некоторых локальных складках южного борта Предкопетдагского прогиба, благоприятных для размещения залежей нефти и газа (совместно с Б.К. Лузгиным). В сб."Тезисы докладов II общемосковской конференции молодых научных сотрудников", М., 1966.

5. Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой. "Геотектоника", № 3, 1966.
6. Методика корреляции элементов рельефа и неоген-антропогеновых моласс на примере Центрального Копетдага (совместно с Б.К. Лузгиным). Изв. высш. учебн. завед., "Геология и разведка", № 5, 1966.
7. Основные черты новейшей тектоники Копетдага. В сб. "Материалы юбил. науч. конф. геол. службы Туркм. ССР". Ашхабад, 1967.
8. О схеме расчленения плиоценовых моласс Центрального и Гяурского Копетдага (совместно с А.С. Бирман). Вестник Моск. Ун-та, сер. геол., № 6, 1967.
9. К истории фауны позвоночных Восточного Копетдага (совместно с А.С. Бирман, В.И. Жегалло, Д.И. Хозацким, Н.С. Шевыревой). Бюлл. МОИП, отд.геол., № 1, 1968.
10. О находке морского миоцена на Гяурском Копетдаге (совместно с А.С. Бирман и Т.Р. Розыевой). Изв. Туркм.ССР, сер. физ.-тех., хим. и геол.наук, № 1, 1968.
11. Южно-Туркменская шовная зона – региональная система взбросо-сдвиговых дислокаций. В сб. "Третья научн. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ", Моск.ун-т, 1968.
12. О структуре и перспективах нефтегазоносности Каахкинского участка Восточного Копетдага (совместно с А.С. Бирман и Б.К. Лузгиным). "Нефтегазовая геология и геофизика", № 8, 1968.
13. О некоторых особенностях структуры Горного Крыма в свете закона скалывающих напряжений (совместно с Г.П. Горшковым). В сб."IV научн. отчетн. конф. геол. ф-та", Моск. ун-т, 1969.
14. О структурных связях Копетдага и Прибалханского района (совместно с М.Л. Коппом). Там же, 1969.
15. Некоторые особенности тектоники Предкопетдагского прогиба. Там же, 1969.
16. Основные черты строения молассовой формации Копетдага. Докл.АН СССР, сер.геол., т.186, № 1, 1969.
17. О расчленении "надакчагыльских конгломератов" Западного Копетдага (совместно с М.Л. Коппом). Вестник Моск. Ун-та, сер. геол., № 3, 1969.
18. Опыт палеодинамического анализа Келатской антиклинали (Восточный Копетдаг). В сб. "Новейшая тектоника, нов. отложения и человек", вып.2, Изд-во Моск. ун-та, 1969.
19. Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений Восточного Копетдага (совместно с А.С. Бирман). Там же, 1969.
20. Геологическая природа поля силы тяжести Западного Копетдага (совместно с Г.И. Амурским, В.Н. Крымусом, В.И. Лыковым, В.М. Цейслером, И.Ф. Шелеговой). Изв. высш. учебн. завед. "Геология и разведка", № 11, 1969.
21. Первые находки морского миоцена на Восточном Копетдаге (совместно с А.С. Бирман). В сб. "V научн. отчетн. конф. геол. ф-та", Моск. ун-т, 1970.
22. О роли горизонтальных напряжений в формировании новейшей структуры Копетдага. В сб. "Новейшие тектонические движения и структуры альпийского геосинклинального пояса Юго-Западной Евразии", Баку, 1970.
23. Условия формирования новейшей структуры Центрального Тянь-Шаня (совместно с В.И. Макаровым). Бюлл. МОИП, отд. геол. , № 3, 1970.
24. Тектодинамическая характеристика новейшей структуры Южной Туркмении и смежных областей. Бюлл. МОИП, отд. геолог., № 4, 1970.
25. О возможной геологической природе некоторых плотностных неоднородностей земной коры на Копетдаге (совместно с Ю.Я. Ващиловым). Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1970.
26. О роли взбросо-сдвиговых деформаций в альпийской структуре Крымско-Копетдагской шовной системы. В сб."VI научн. отчетн. конф. геол. ф-та", Моск. ун-т, 1971.
27. О находке плиоценовых позвоночных в молассовых отложениях Восточного Копетдага (совместно с А.С. Бирман, В.И. Жегалло, Л.И. Хозацким, Н.С. Шевыревой). Бюлл. МОИП, отд.геол., № 2, 1971.
28. Основные черты новейшей тектоники Копетдага. В сб. "Нов.тектоника, нов.отложения и человек", № 3, Изд-во Моск. ун-та, 1971 (в печати).
29. Новые данные по геологии неогеновых моласс Гяурского Копетдага (совместно с А.С. Бирман). Вестн.Моск.ун-та, сер. геол. № 3, 1971 (в печати).
30. О некоторых результатах применения формационного анализа моласс для воссоздания тектонического режима Копетдага в орогенное время. В сб. Геологические формации". Изд-во "Недра", Ленинград, 1971 (в печати).
31. Напряженное состояние земной коры и сейсмотектоника складчатых областей юга СССР и прилежащих территорий (совместно с Г.П. Горшковым, В.И. Макаровым, Ю.К. Щукиным). В

сб."Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах", Москва,1971 (в печати).

32. О времени формирования диагональных складок Западного Копетдага (совместно с М.Л. Коппом). Изв. Высш.учебн. завед. Геология и разведка (в печати).
33. Новейшая структура Центрального Копетдага и ее связь с глубинным строением земной коры. Изд-во "Наука" (в печати).
34. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. В сб. "Нов.тектоника, нов.отложения и человек", № 4, Изд-во Моск.ун-та (в печати).

Ниже представлены выходные данные автореферата:

ПОДП. К ПЕЧАТИ 5/IV–71 Г. Т–05582. Ф. 60x90/16
ФИЗ.П.Л. 2,0. УЧ.-ИЗД.Л. 1,5. ЗАК. 2288. ТИР. 200
ОТПЕЧАТАНО НА РОТАПРИНТАХ В ТИП. ИЗД. МГУ
МОСКВА, ЛЕНГОРЫ

Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук Л.М. Расцветаева не содержит рисунков (такого требования ранее не было). Сама диссертаци содержит 87 рисунков. Для иллюстрации приведена "**Схема расположения основных разрывов и зон сдвиговых деформаций в альпийской структуре Туркмено-Хорасанских гор**" из работы: Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сборник 5. Изд-во Моск. ун-та. 1973. С. 57–107.

Стихотворение, посвященное памяти Л.М. Расцветаева

Памятный раздел хочется закончить стихотворением Т.Ю. Тверитиновой, написанного по теме содвига – термина введенного Л.М. Расцветаевым в отношении типа разрывных нарушений.

Содвиги

Так есть ли содвиги? Конечно, они есть!
В том нет сомнений.
Парагенез – структур различных смесь,
Итог движений
На микроуровне, на уровне слоев
И толщ, и блоков...
Когда сближение друг с другом их идет
Вдоль сжатья строго,
То содвиги рождаются тогда,
Кливаж, мульоны,
И стилолиты, зоны смятья иногда...
Их всех мильоны!
Покровов корни, орогенные цветки
И ламинорий.
Все – дизъюнктивы сжатия, пойми!
Не стоит спорить!

Но главный вывод видим мы –
Есть два процесса:
Деструкция идет коры,
Где буйство стрессов
Отрывно-сколовых структур
Родит немало,
Да и такыровых структур,
Что от начала.
Но цель имеет все же стресс –
Массив упрочить.
И давит на него как пресс,
Уж сильно очень,
Что растворение идет
Меж зерен даже.
И что тогда произойдет?
Да! Рост кливажа!
Что зоны флюидов порой
Твердь размягчают.
В мульон-структуры жесткий слой
Тем превращают.
И стилолиты этот стресс
Отметят тонко.
И тех структур различных смесь
Уже потоком
К рассланцеванью приведет
В условьях сжатья.
Сшиваньям многочислен счет
Среды в объятьях.

Т.Ю. Тверитинова, 1997

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ РАЗВИТИЯ ОЧАГОВ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ ТЯНЬ-ШАНЯ С СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ

А.У. Абдуллаев

ТОО «Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований», г. Алматы, Республика Казахстан; u.abdullaev@mail.ru

По данным многолетних исследований геохимических показателей современные гидрогеотермальные системы (ГГТС) в земной коре характеризуются устойчивым флюидным режимом на значительных глубинах (8-15 км). Поэтому они имеют достаточно стабильных расход с высокой температурой разгрузки (35-90^{0}C) на выходах и устойчивой минерализацией (0.1-1.5 г/л). Катионные термометры показывают, что тепловой режим этих ГГТС колеблется в пределах 60-190^{0}C, имея особый химический и газовый состав. Эти особенности заключаются: в значительно повышенном содержании в их составе Na^+, K^+, кремниевой кислоты и фтора, а также глубинных сквозных газов (He, H_2, Hg, CO_2, CH_4, Ar, Rn), с мантийными метками в изотопных соотношениях (He^3, He/Ar, C^{13}, H_2 и др) [Осика, 1981; Войтов и др., 1984; Абдуллаев, 2002; Геодинамика …, 2007; Родкин, 2011; Абдуллаев, 2023].

Современное геологическое развитие таких активизированных орогенов характеризуется интенсивной неотектонической активизацией, строениям, максимальным приближением к поверхности сводово-глыбовых современных выходов фундамента, изверженных гранитоидных массивов на больших площадях и накоплением многокилометровых континентальных обломочных толщ и отложений неоген-четвертичного возраста в тектонических депрессиях. Интенсивное эпиплатформенное горообразование в целом обуславливает разламывание этих структур с возникновением блоковых структур с многочисленными разломами различного ранга, т.е. среда становится весьма энергоемкой в связи с открытием проницаемых каналов и глубинных разломов, куда направляются и проникают высокотемпературные глубинные мантийные потоки (плюмы). Они обеспечивают, прогрев вещества земной коры снизу, в том числе глубинных подземных вод с формированием трещинных и пластовых гидротермальных вод, насыщенных глубинными сквозными газами, как молекулярный водород, гелий, углекислый газ, метан и др., что в совокупности образуют целые гидрогеотермальные системы вдоль крупных современных горных сооружений Тянь-Шаня, Алтая, Джунгарии, Байкала, Памира и др. [Войтов и др., 1984; Абдуллаев, 2003; Родкин, 2011; Абдуллаев, 2023]. Проявления азотно-щелочных терм в этих горных сооружениях являются единственными проявлениями современной гидротермальной деятельности. Весьма характерной особенностью этих горных сооружений является их особое свойство принадлежности к наиболее сейсмоактивным зонам и их наиболее тесная связь с массами изверженных пород. Очаги основной массы землетрясений в эпилпатформенных орогенах располагаются на глубинах до 15-25 км и опускаясь до 40 км. Весьма характерно, что по химическому составу формирующиеся гидротермы являются азотными с высоким содержанием щелочей (Na^+, Ka^+).

Проявление азотно-щелочных терм сейсмоактивных областей большинством исследователей связывается с формированием структурной дезинтеграции свода проницаемых горных массивов (в основном трещиноватых интрузивных массивов) для продвижения подземных вод (инфильтрационных, ювенильных и т.д.) на глубине от 5-8 до 10-15 км по трещинным и межблоковым разломам [Осика, 1981; Гидрогеохимические …, 1985; Геодинамика …, 2007; Киссин, 2015].

Можно утверждать, что проявление землетрясений и формирование трещинных систем циркуляции азотных щелочных терм связано с единым геолого-тектоническим процессом – развитием трещинной разломной тектоники в ходе дезорганизации воздымающихся сводов орогенов [Осика, 1981; Гидрогеохимические …, 1985; Родкин, 2011].

На рис. 1 приводится классический пример тесного соотношения неотектоники, разломообразования, формирование высокой сейсмичности и генетическое нахождение в этих структурах азотно-щелочных гидротермальных систем на пример Северного Тянь-Шаня. Здесь мы видим, что в пределах горной цепи Заилийского Кирзгизского Алатау на стыке с Илийской глубинной депрессией за последние 150 лет возникли 10 сильных разрушительных землетрясений с магнитудой M = 6.5-8.5. Все они находятся в одной полосе, образуя Северо-Тяньшанский высокосейсмоактивный пояс с очень большим сесмопотенциалом, который включает в себя множество очагов высокомагнитудных землетрясений и азотно-щелочных термальных вод глубокой циркуляции в той

же горной системе, образующие здесь одноименный пояс гидрогеотермальных систем вдоль Тянь-Шаньской горной системы [Войтов и др., 1984; Гидрогеохимические …, 1985; Абдуллаев, 2002].

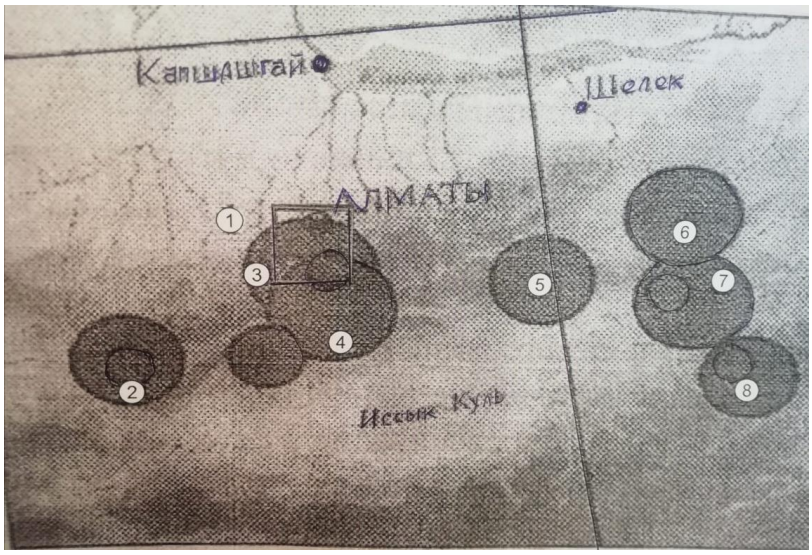


Рис. 1. Крупнейшие разрушительные землетрясения (M=6.8-8.5) на активных неотектонических разломах Северного Тянь-Шаня за последние 150 лет.
1 – Алматинский мегаполис; 2 – Кемино-Чуйское (M = 6.9, 1938); 3 – Верненское (M = 7.3, 1887); 4 – Кеминское (M = 8.2, 1911); 5 – Байсорунское (M = 6.4, 1990); 6 – Чиликское (M = 8.3, 1889); 7 – Жаланаш-Тюпское (M = 7.1, 1978); 8- Сарыкамышское (M = 6.8, 1970)

Возникает вопрос, почему именно эта полоса глубинных разломов оказалась единственной наиболее протяженной и высокосейсмичной?

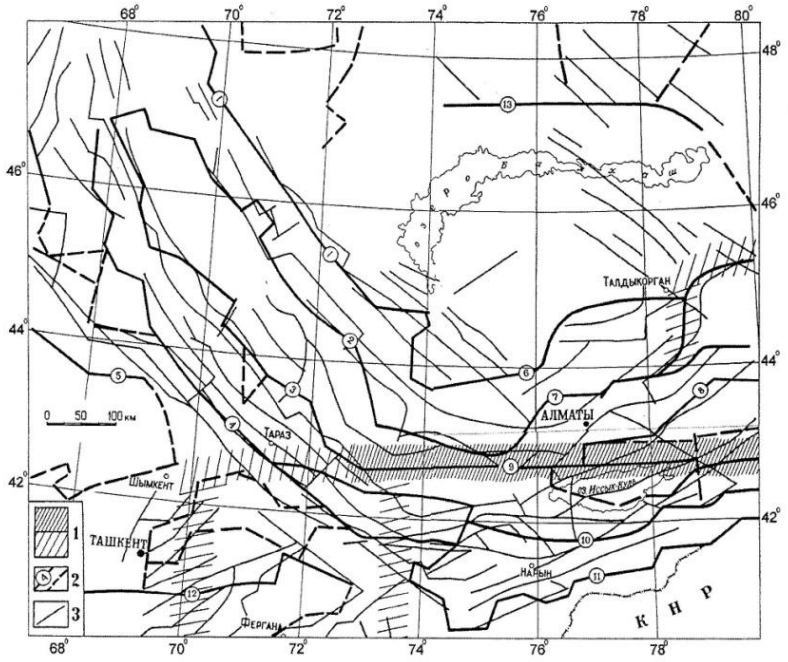


Рис. 2. Схема разломов на разных иерархических уровнях земной коры Казахстана и Кыргызстана, составили [П.Н. Горбунов, Н.П. Белоусова, 2000].
1 – сквозькоровые флексурно-разломные, выделенные по высоким горизонтальным градиентам силы тяжести первого (а) и второго (б) порядков; 2 – разломы в сиалическом цоколе гранито-гнейсового слоя до глубины 15-20 км первого (а) и второго (б) порядков; 3 – разломы в палеозойском комплексе до глубины 5 км.
Названия разломов: (цифры в кружках): 1- Жалайыр-Найманский, 2 – Чуйский, 3 – Жезказган-Таласский, 4 – Каратау-Ферганский, 5 – Южно-Каратауский, 6 – Кокшаальский, 7 – Алтынэмельский, 8 – Северо-Кетменский, 9 – Северо-Тянь-Шаньский, 10 – линия Николаева, 11 – Атбаши-Иныльчекский, 12 – Северо-Ферганский, 13 – Бектаутинский

Для ответа на этот вопрос рассмотрим рис. 2. По данным исследований [Шацилов, Горбунов, 2000] на основе глубинных геофизических данных, на территории Восточной части земной коры Казахстана и Киргизии выделяются три системы разломов (рис. 2). Первая система разломов включает разломы, проникающие на всю мощность коры до ее подошвы и возможно, с уходом в мантию. Такие разломы названы сквозькоровыми. Вторая система объединяет разломы, локализованные в докембриском и сиалическом цоколе гранит-гипсового слоя с затуханием на глубинах 15-20 км (верхнекоровые разломы). Третья система включает приповерхностные разломы, проявленные в палеозой-вулканогенном осадочном слое с глубиной проникновения до 5 км. Первая система сквозькоровых разломов по морфорисунку в глубинных структурах соответствует флексурно-разрывным зонам, первая и наиболее крупная из них Северо-Тянь-Шаньская зона, которая трассируется от хребта Каратау севернее оз. Иссык-Куль в широтном направлении в полосе 43^0 с.ш. на расстоянии более 600 км до границы с КНР. Далее она продолжается на востоке до погружения горной системы еще на 100 км. По этой зоне контактируют Восточно-Чуйская впадина, Киргизский сиалический блок, Кунгей-Заилийский сиалический блок и Иссык-Кульская впадина. Согласно объемной плотности модели описываемая флексурно-разрывная зона пересекает гранулит-гнейсовые, гранитоидные и гранит-базитовые слои коры и погружаются здесь на глубину от 48 до 57 км. Важнейшей особенностью Северо-Тяньшанской глубинной зоны – это то, что вдоль ее контактируют платформенный и орогенный сегменты земной коры, по вещественному составу и физическому состоянию совершенно отличающиеся между собой. Описанный комплекс Северо-Тяньшанской флексурно-разрывной зоны по комплексу физических, геологических, тектонических, геохимических и неотектонических особенностей относится в особый разряд геодинамических и наиболее активных и важнейших глубинных структур в континентальной Азии.

Именно эта позиция определяет ее очень высокое сейсмогенерирующее значение, а очаги термальных вод здесь играют важнейшую дезинтеграционную роль для зарождения, развития и запуска механизма формирования очагов разрушительных землетрясений.

Весьма существенным является распространение современных разломных ГГТС в горно-складчатых сооружениях, отличающихся высоким сейсмическим потенциалом (балл/магнитуда), которые в целом для Тянь-Шанских регионов оцениваются в пределах VII-X/6.5-8.4 [Гидрогеохимические …, 1985; Роговская, 1985; Киссин, 2015].

В глубинном строении Тянь-Шаня высокотемпературные ГГТС распространены в гранитоидных массивах в объемах развития низкоскоростной мантии (плюмов) что и определила высокую сейсмическую активность Тянь-Шанского орогена, где возникают очень часто сильные и катастрофические землетрясения на глубинах 15-25 км и реже 35-40 км, в основном в гранитном слое, отличающемся наибольшей хрупкостью и трещиноватостью. Вместе с тем эти же глубины характеризуются наибольшей водонасыщенностью и активным взаимодействием минерализованных перегретых вод и водно-паровой смеси с высоким содержанием ювенильных газов с окружающей горной породой. В конечном итоге эти соотношения формируют геодинамическую неустойчивость или нестабильность этих структур при тектонических движениях земной коры [Абдуллаев, 2023]. Можно сказать, доказанным, что современные ГГТС, безусловно, являются непременными участниками сейсмического процесса и генерации сильных землетрясений различных энергий [Роговская, 1985; Родкин, 2011; Абдуллаев, 2023]. Исходя из этой модели, становится совершенно очевидным, что совместное нахождение гидрогеотермальных проявлений и протяженных сейсмогенерирующих зон имеют, безусловно, парагенетическую связь, и может служить важным критерием оценки сейсмической опасности конкретных территорий [Румянцев, 2005; Тимуш и др., 2012].

Заключение.

1. На примере Северо-Тянь-Шаньской горной системы хорошо просматривается закономерность генетической связи развития современных азотно-щелочных высокотемпературных гидрогеотермальных систем в виде линейно-развитых очагов прогрева подземных вод с высоким насыщением глубинными газами (He, Rn, H_2, CO_3, CH_4).

2. Такие системы играют роль гидрогеохимической дезинтеграции физических факторов разрушения горных массивов, что в конечном итоге приведет к возникновению очагов разрушительных землетрясений.

3. Генетическая связь этих 2-х геолого-гидрогеохимических процессов служат хорошей научной основой для создания теории и методов сейсмологических исследований и методики составления карт сейсмической опасности различных уровней.

Широкое распространение азотных терм глубокой циркуляции в разломных зонах в Тянь-Шанском горном поясе открывают большие перспективы для сопоставления и экспертной оценки сейсмической опасности и выявления предвестников сильных землетрясений. Линейный характер разгрузки азотных терм по простиранию крупных сейсмогенерирующих разломов, как характерная особенность (несмотря на очаговую локализацию термальных систем), позволяет в режиме реального времени получить одновременно информацию в нескольких блоках сейсмогенерирующих разломов и тем самым позволяет осуществить площадную оценку сейсмоопасных территорий.

Литература

1. *Абдуллаев А.У.* Детальное сейсмическое районирование Восточно-Казахстанской области, Алматы. – ИС МЧС. 2023. С. 16–19.
2. *Абдуллаев А.У.* Роль флюидов в формировании геодинамической неустойчивости и развитие сейсмических процессов. – ГЕО. 2003. С. 15–18.
3. *Абдуллаев А.У.* Флюидный режим земной коры, как отражение современных геодинамических процессов. – Алматы: Эверо. 2002. 352 с.
4. *Войтов Г.И., Абдуллаев А.У., Абдувалиев А.К., Осика Д.Г. и др.* О некоторых особенностях газового режима подземных вод сейсмически активных областей. – М.: Наука. 1984. С. 129–155.
5. Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана. – Алматы. 2007. 411 с.
6. Гидрогеохимические предвестники землетрясений. –М.: Наука. 1985. 286 с.
7. *Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре (геофизические и тектонические аспекты). – М.: Наука. 2015. 328 с.
8. *Осика Д.Г.* Флюидный режим сейсмический активных областей. – М.: Наука. 1981. 204 с.
9. *Роговская Н.В.* Основные свойства подземной гидросферы. Подземные воды и эволюция литосферы. – М.: Наука. 1985. Т.1. С. 158–175.
10. *Родкин М.В.* Проблема физики очага землетрясения: противоречие и модели. // Физика Земли. 2011. №8. С. 42–52.
11. *Румянцев В.Н.* О роли водных флюидов в формировании очагов землетрясений // Физика Земли. 2005. №7. С. 20–30.
12. Тимуш А.В., Тарадаева Т.В., Степаненко Н.П., Садыкова А.Б., Сыдыков А. Сейсмогенерирующие зоны Казахстана. – Алматы. 2012. 81 с.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ КЕМИНСКОГО КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1911 Г. В СРЕДНЕЙ АЗИИ И ШЕМАХИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1902 Г. НА КАВКАЗЕ (В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ)

А.У. Абдуллаев

ОО «Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований» (ННЦСНИ), г. Алматы, Республика Казахстан; u.abdullaev@mail.ru

В данной работе с большим уважением и благодарностью отмечаются труды выдающихся русских ученых-геологов России начала XX века, которые являются пионерами сейсмологических исследований в Средней Азии. Они послужили хорошей основой развития макросейсмических обследований сильных землетрясений, произошедших за последние столетия.

В 2011 г. исполнился ровно век одному из разрушительных катаклизмов XX столетия в континентальной Азии - Кеминскому землетрясению, которое считается сильнейшим сейсмическим событием мира за последние несколько столетий. Это землетрясение произошло 4 января 1911 года (22 декабря 1910 г. по старому стилю) в центральной части Северного Тянь-Шаня около поселка Чон Кемин (севернее озера Иссык-Куль). Его магнитуда равнялась M = 8.4, а очаг находился на глубине 25 км. На поверхности Земли очаг этого землетрясения протянулся в широтном направлении на более чем 200 км. В эпицентре сейсмического удара интенсивность сотрясения достигла 12 баллов (I = 12.0). Именно поэтому оно ощущалось на огромной территории Средней Азии и Южной Сибири, начиная от г. Кашгара на юге до г. Томска на севере, и от г. Ташкента на западе до г. Урумчи на востоке, на площади более 1 миллиона км^2.

Кеминское землетрясение вызвало большую озабоченность в тогдашней России. По решению Российского географического общества и Геологического Комитета была организована специальная экспедиция во главе с К.И. Богдановичем с участием И.М. Карка, Б.Я. Королькова, Д.И. Мушкетова и И.В. Наливкина, которые впоследствии стали выдающимися геологами России. Первую обработку сейсмограмм этой катастрофы производил лично основоположник сейсмологии князь Б.Б. Голицын, который установил очень большую величину упругих смещений. Подробное сейсмологическое, тектоническое и геологическое описание Кеминского землетрясения проводила группа К.И. Богдановича, которое до сих пор остается уникальным трудом в своем роде [Абдуллаев, 2002].

Важно отметить, что для детального изучения этого землетрясения впервые был специально разработан подробный опросный лист Семиреченского статистического комитета, который был немедленно разослан сразу же после Кеминского землетрясения по всему Семиреченскому краю. Таких листов было всего 141, рассчитанных для всех населенных пунктов Семиречья. Для некоторых крупных районов, как например г. Верный, было разослано по несколько экземпляров опросного листа. Благодаря активной и ответственной работе почтового ведомства, оперативно были собраны из 80 пунктов все доступные сведения о произошедшем землетрясении. Это послужило бесценным фактическим материалом для составления карты распространения гидрогеологических и деформационных аномалий в эпицентре исследуемого землетрясения. Необходимо подчеркнуть, что подробность и детальность сведений, приведенных в этих опросных листах, заполненных не специалистами сейсмологами, вызывает восхищение. На основе опросного материала получена уникальная историческая информация. В этом плане, первые исследователи и наблюдатели Кеминского катастрофического землетрясения 1911 г. заслуживают особую благодарность и уважение наших современников и будущих исследователей [Осика, 1981; Абдуллаев, 2002].

При изучении Кеминского землетрясения особый интерес представляет характер изменения режима и химического состава подземных вод накануне и после события. Первая такая работа выполнена К.И. Богдановичем в 1915 г. Он организовал сбор сведений с помощью существовавшего тогда почтового ведомства. Для этого были разосланы опросные листки по населенным пунктам, охваченным разрушительными эффектами данного землетрясения. В этих листах присутствовал вопрос о наблюдении за колебанием уровня подземных вод в колодцах и других водоемах. После получения ответов была составлена подробная таблица, которая послужила нам основанием для составления карты фактического материала и разделения данных наблюдений на две части: до и после события. Первые наблюдатели провели замеры температуры и дебита некоторых горячих источников вблизи плейстосейстовой области, в частности, на горячих источниках Аксу и Чон-Аксу, находящихся

в Восточном Приисыккулье. Эти измерения можно сравнить с измерениями горного инженера А.В. Аргентова, сделанные в 1909 г. (таблица 1).

Таблица 1. Замеры физических параметров термальных вод в Восточном Приссыккулье

Источник	Температура, t°C		Дебит л/ч	
	1909 г.	15.05.1911 г.	1909 г.	15.05.1911 г.
Аксу	43.4	42.5	1476.0	1274.28
Чон-Аксу	46.0	42.5	1353.0	1801.63

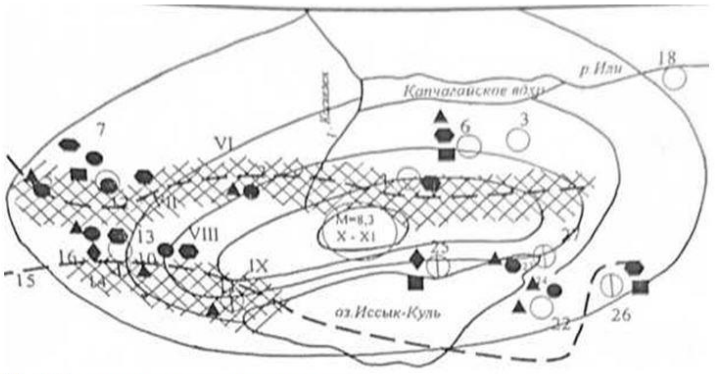
Как видно из таблицы, температура и дебит первого источника до землетрясения были выше, а после произошло их снижение. У второго источника отмечено понижение температуры при значительном увеличении дебита родника.

На карте фактического материала показаны населенные пункты, где наблюдалось изменение в подземных водах (рис. 1). По данным наблюдений того времени мы попытались разделить отмеченные эффекты на две стадии – до и после землетрясения.

До землетрясения. Местными жителями наблюдались не только изменения уровня подземных вод, но и помутнение воды, ее самоизлив, посолонение и т.д.

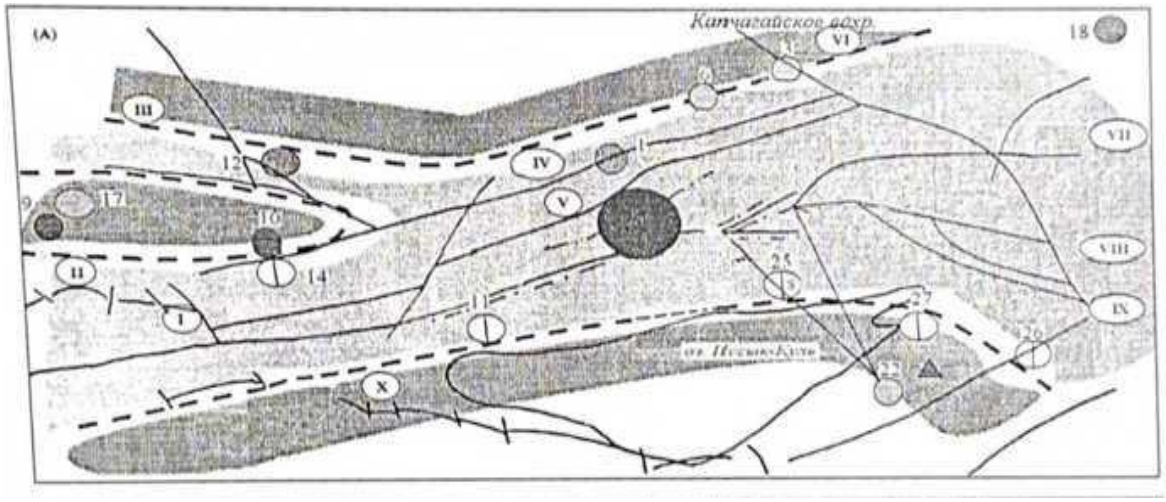
Помутнение воды фиксировалось в большинстве селений, показанных на рис. 1, где показаны номера населенных пунктов (Маловодное №4, Александровка №7, Рыбачье №12, Токмак №5, Пржевальск №23, Сокулук №18, Ананьево №26, №27, Тюп №29). Помутнение наблюдалось как в колодцах, родниках, так и в речках (Тюп). В колодцах села Ананеньво (№25) вода помутнела за 3 дня до землетрясения. Подъем уровня воды был замечен в Верном №1, Рыбачьем №12, Красногорке №13, Токмаке №15, № 27. В Рыбачьем в колодцах уровень воды повысился на 36 см. Кроме подтока воды были отмечены случаи понижения уровня подземных вод (Беловодская №10, №11, Тюп №29). В Ананеньво в пункте №25 вода в колодцах посолонела за 3 дня до землетрясения, а до этого была пресной.

Из этих материалов видно (рис. 2), что гидрогеологические предвестники возникли на огромной площади, охваченной землетрясением от г. Пржевальск на востоке до г. Бишкек на западе и в г. Верном на севере [Осика, 1981; Абдуллаев, 2009].

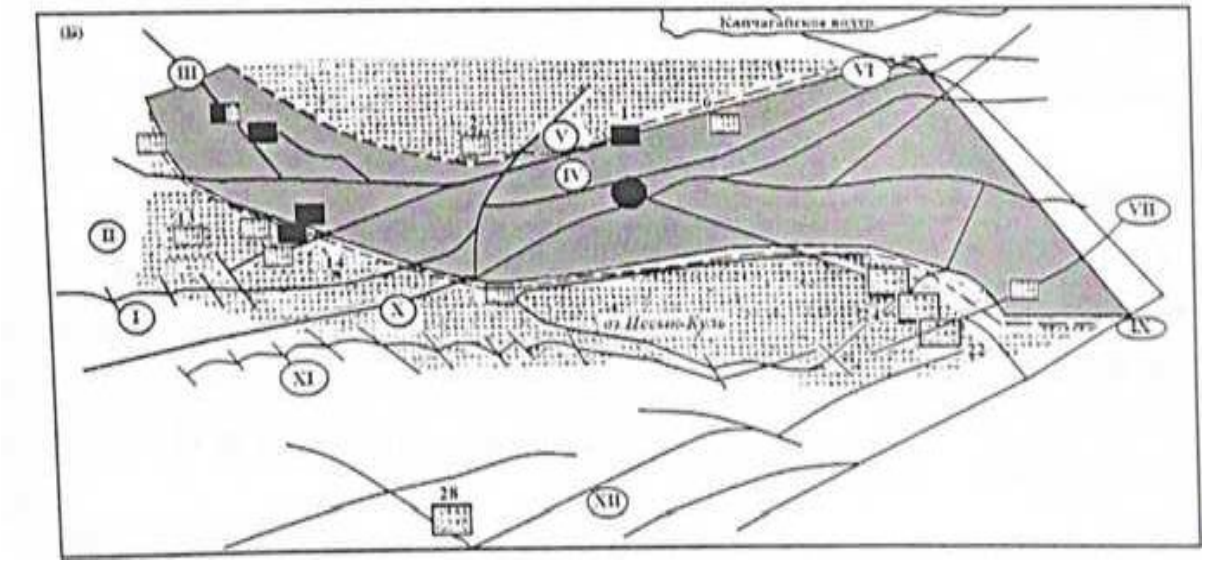


M=8,3 - эпицентр землетрясения;
15 - пункт наблюдения И его номер, колебания УПВ;
▲ - подъем;
⬢ - спад;
◆ - подъем - спад;
▬ - помутнение подземных вод;
* - появление новых родников;
------ граница между зонами сжатия и растяжения;
Ⓜ - изосейсты, цифра-сила землетрясения в баллах;
▨ - аномальная область проявления деформационных процессов

Рис. 1. Карта фактического материала гидрогеологических наблюдений накануне и после Кеминского землетрясения 1911 г. с M = 8.3



а



б

Условные обозначения:

-Эпицентр; Гидрогеологические изменения режима и химического состава подземных вод

А. - до землетрясения; Б. - псоле землетрясения; подъем УПВ; - понижение УПВ;

- помутнение воды (СО аномальные выделения); - солонение вод (увелечение солености, СО);

- клебание УПВ; * - появление новых родников (в Токмаке); 5 – номера пунктов наблюдения;

а) _____; б) _____; в) __ __ __ __ __

Разломы: а) рельефообразующие разломы; б) прочие; в) закартированные в 1911 г.Богдановичем и др.

- номер разлома; _ _ _ _ -границы между зонами и растяжения; - зона сжатия;

- зона растяжения; - горячи источники реки Чоп-Аксу и «Дальние»

Разломы: I - Чилико-Кеминский; II – Чонкурганский; III- Кендыктаский; IV- Алматинский; V- Заилийский; VI- Капчагай-Чиликский; VII- Центрально-Кеминский; VIII- Басулутауский; IX- Баянкольский; X- Каракольский; XI-Сонжельский; XII-Нарынский

Рис. 2. (а) Карта гидрогеологических эффектов до землетрясения 04.01.1911 г.; (б) Карта гидрогеологических эффектов после землетрясения 04.01.1911 г

После землетрясения. Гидрогеологические эффекты получили еще большее распространение на площади, охваченной 6-балльной зоной сотрясения. Уменьшение воды в колодцах наблюдалось в г. Верном №1 (на 70 см), Александровке (рис. 3), №7 (в родниках наблюдалось увеличение дебита), пункте №8 (через 2 дня после землетрясения), в пункте №11, Красногорске №13, №27. В таких населенных пунктах, как Верный, Красногорка и в пункте №27 в колодцах до землетрясения происходило увеличение воды, а после – уменьшение.

Почти везде наблюдалось повышение уровня как подземных, так и поверхностных вод (Узун-Агач №3, пункты №6, №9, №28, №17, Рыбачье №12, Токмак №15, озеро Алакуль (южнее Прибалхашья), Пржевальск №23, Ананьево №25). В селе Александровка было замечено прибавление воды в родниках, а в колодцах уменьшение, в пункте №11 наблюдалось колебание уровня реки. На оз. Иссык-Куль уровень воды повысился на 1 м, в результате чего лед был поломан. Вздутие льда было замечено рыбаками на озере Алаколь. Кроме того, наблюдалось появление загрязненной воды. В г. Токмак фиксировалось поднятие воды в колодцах на 1 м, во дворах и на улицах появились новые родники, а в колодцах прибывшая вода стала мутной.

В Михайловке берега реки были залиты водой вследствие поднятия уровня реки, а у воды появился несвойственный вкус. В Ананьево №26 в первый день вода прибывала, а потом стала ниже обычного уровня. В пункте № 28 наблюдалось посолонение воды после убыли в колодцах.

В Рыбачьем и Токмаке повышение уровня подземных вод отмечалось до землетрясения, но оно продолжалось и после события.

Случаи помутнения воды были отмечены в Александровке №7 (в родниках), Павловском №8, Ананьево №26, Нарын №30 (в родниках и реке), в пункте №21 (в реке).

В заключение можно сделать вывод, что гидрогеологические предвестниковые аномалии Кеминского землетрясения имели место задолго до события, а за 3 суток отмечены краткосрочные аномалии на огромной площади, охваченной Илийской впадиной на севере и Чуйской и Иссык-Кульской впадинами на юге, на всем протяжении от Киргизского хребта на западе до Кеминского хребта на востоке, на площади около одного миллиона км^2.

Во впадинах произошли подтоки газов (CO_2, H_2S), которые изменили вкус и запах воды и сделали мутной ранее прозрачную воду, благодаря «вскипанию» в ней газовых пузырьков. Вероятно, сильно прибавилось в пластовых водах содержание растворенной соли из неогеновых соленосных отложений, а в термальных водах горной части, резко увеличилось содержание кремнезема в виде хлопьев кремневой кислоты, что обусловило их помутнение до и после землетрясения наряду с подтоками газовых струй.

Рассмотрим еще одну сейсмическую катастрофу XX века, которая произошла на Кавказе, на примере Шемахинского землетрясения. Оно произошло 31 января 1902 г. (по новому стилю 13 февраля 1902 г.) недалеко от древней столицы Азербайджана г. Шемаха Бакинской губернии. Его магнитуды оцениваются на уровне M = 7.0, а событие имело сотрясение до 9 баллов в эпицентре (I = 8-9). При этом очаг этого землетрясения протянулся в северо-восточном направлении согласно региональной геоструктуре.

По данным В.Н. Вебер в результате этого землетрясения был разрушен г. Шемаха, сильно пострадали более сотни окрестных сел, погибли более 3-х тысяч человек, разрушилась мечеть «Джума», которая построена в II веке, выдержав до этого несколько разрушительных землетрясений [Осика, 1981]. По дошедшим до нас детальным описаниям этого землетрясения, проведенным выдающимся геологом того времени В.Н. Вебером в Кабристанском районе возникли глубокие трещины, из которых поднимались газовые струи и пары, а из некоторых из них изливалась грязь, образовалось множество грязевых вулканов. В районах Маразинское и Большого Бождата в 88 км от г. Шемаха отмечались взрывы газовых струй. В городских фонтанах в течение нескольких дней шла мутная вода, везде изменился дебит родников и фонтанов, а в ряде мест они исчезли. Эти явления наблюдались не только в эпицентральной зоне, но и даже за ее пределами. Важно отметить, что в ряде источников повысилась температура воды, а в большинстве колодцев дебит увеличился более чем два раза.

По данным очевидцев этой катастрофы описывается, что через 10-15 мин. после начала землетрясения над вулканом появились глыбы черного дыма высотой до 100 м. Затем они превратились в белые облака и исчезли. После этого появился столб пламени горящих газов, а в окрестностях образовалось большое количество святящих газопроявлений».

Как мы видим из приведенных выше описаний этих двух землетрясений, можно отметить, что имеется множество очень схожих проявлений флюидных аномалий, которые проявились в период реализации крупных сейсмических событий совершенно ясно, что в обоих случаях имели место весьма неоднородные распределения деформаций разного знака в очаговой и вне очаговой зоны этих землетрясений [Богданович, 1914; Абдуллаев, 2009]. Когда в этом ключе рассматриваются многие другие крупные землетрясения (таблица 2). Как видно из таблицы 2 площадные проявления предваряющих эффектов из одного или нескольких структурных блоков в области подготовки характерна всем крупным землетрясениям.

Заключение. Анализ всех имеющихся материалов по Кеминскому и Шемахинскому катастрофическим землетрясениям в Средней Азии и на Кавказе показывает, что основным фактором возникновения и распространения гидрогеологических аномалий на огромной площади явилось разрастание большого очага землетрясения в виде мощных тектонических разрывов, субширотного простирание (Кеминское землетрясение) и Северо-западного простирания (Шемахинское землетрясение) [Вебер, 1903; Осика, 1981; Абдуллаев, 2002]. Именно данный фактор обуславливает пространственно-временное распространение деформационных процессов в виде сжатия и растяжения для отдельных частей очаговой зоны и, как следствие этого, произошло изменение в газо-химсоставе и динамических параметрах подземных вод (гидрозрывы фонтанировались появлением и исчезновением родников, выбросов газов; изменение температуры воды и химического состава подземных вод) были следствием быстрых деформационных изменений в виде сжатия и растяжения на большей территории. При крупных землетрясениях как правило отмечается несколько обусловленных площадей аномального поведения.

Таблица 2. Гидрогеодинамические эффекты крупных разрушительных землетрясений (M > 6.8), наблюдение на различном расстоянии от эпицентров

№ п/п	Землетрясения, магнитуда или энергетический класс	Величина эффектов относительно фона, %	Эпицетральные расстояния, км	Авторы данных
1	Лиссабоновое, 1755 г., К = 17-18	> 200-300 (дни, месяцы)	2250	И.Г. Киссин
2	Ашхабадское, 1948 г., М = 7.3	Скачнообразное резкое снижение уровня подземных вод, расход скважин, многократное снижение УПВ, дни месяцы. годы	до 300	М.Р. Милькис
3	Калифорнийское, 1952 г., 1957 г, М = 6.5-7.0	200-500	100-200	К. Штейнб, Д. Моран, А.П. Леворсен
4	Гоби-Алтайское, 1957 г., М = 9.0	Колебания дебита источников во много раз (дни, месяцы)	1500-1800	В.П. Солоненко, С. Балдан, Н.А. Маринов
5	Синтайское (провинция Хэбэй), 1968 г., М = 6.8	200-300 (от 1-2 до 10 дней)	100-300	А.У. Абдуллаев
6	Дагестанское, 1970 г., М = 6.6	20-30 до 500 (от 1-5 до 30 дней)	до 300	Д.Г. Осика, Г.И. Войтов
7	Тянь-Шаньское, 1976 г., М = 7.8	Многократно (уровень, расход, температура воды дни, месяцы, годы)	до 300	Ван Ченьмин, А.У. Абдуллаев
8	Жаланаш-Тюпское, 1978 г., М = 7.0	Температурно-динамические параметры подземных вод, дни, недели	до 300-400	А.У. Абдуллаев
9	Сусамырское, 1992 г., М = 7.3	Динамические и температурные изменения подземных вод за дни, месяцы, 100-300	до 450	А.У. Абдуллаев

Эти изменения, безусловно, отражают деформационные процессы различного знака, проявившихся в эпицентральной и дальних зонах подготовки этих двух крупных землетрясений, а также почти всех других землетрясений (таблица 2). Эти события отделены друг от друга на сотни и редко тысячи км, но, несомненно, то, что механизм реализации их весьма идентичен. Исследования гидрогеологических аномалий, предваряющих эти катастрофы, убедительно показывают, что мониторинг флюидного режима земной коры представляет собой безусловно наиболее перспективное направление в поисках предвестников разрушительных землетрясений и может служить примером разработки реального метода прогнозирования сейсмических событий такого масштаба, как на Кавказе и в Средней Азии.

Литература

1. *Абдуллаев А.У*. Прогноз катастрофических землетрясений по аномалиям флюидного режима земной коры. Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. / Под ред. Леонова Ю.Г. 2009. С. 148–154.
2. *Абдуллаев А.У.* Флюидный режим земной коры, как отражение современных геодинамических процессов. – Алматы: Эверо. 2002. 352 с.
3. *Богданович К.И., Кларк М.И*., *Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И.* Землетрясения в Северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. // Труды геологического комитета. 1914. С. 270–271.
4. *Вебер В.Н.* Шемахинское землетрясение. / Тр. Геолкома. 1903. Вып.9.
5. *Осика Д.Г.* Флюидный режим сейсмический активных областей. – М.: Наука. 1981. 204 с.

ПАРАДОКС СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ И О СЕЙСМОТЕКТОНИКЕ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ

А.С. Алешин

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г Москва, Россия; asa@ifz.ru

Введение. Согласно толковому словарю [Ожегов, 2020] парадокс – это представление, которое расходится с привычным значением. Пушкин назвал парадокс «другом гения». Лекции Л.И. Мандельштама [1972] начинаются словами: «В истории развития науки большую роль играли противоречия взглядов – парадоксы. Два рода взглядов вступают в конфликт, и он вызывает дальнейшее движение науки вперед, дающее разрешение этого конфликта». Если обратиться к сейсмическому микрорайонированию, то парадокс заключается в том, что вопреки расхожим представлениям амплитуды скоростей и ускорений смещения на скальных грунтах в ряде случаев выше, чем на рыхлых дисперсных грунтах. Пояснению этого высказывания посвящена настоящая статья.

То, что сейсмическая интенсивность на рыхлых грунтах значительно выше, чем на скале является одной из аксиом инженерной сейсмологии. Количественное выражение этого положения нашло отражение в известной формуле С.В. Медведева, где для оценки приращения сейсмической интенсивности сравниваются сейсмические жесткости рыхлых и скальных грунтов [Медведев, 1962]. Справедливость этого соотношения основывалась на предположении равенства потоков энергии в двух соседних точках. В работе [Алешин, 2010] это положение было подвергнуто критике, поскольку плотность потока энергии при переходе от скального основания к вышележащим рыхлым грунтам уменьшается в силу того, что часть энергии отражается в нижнее полупространство. Перераспределение частей энергии на контакте скального основания и слоя рыхлого грунта зависит от соотношения сейсмических жесткостей этих двух сред. Это принципиальное обстоятельство заметным образом изменяет как основное уравнение, оценивающее приращение сейсмической интенсивности за счет локальных изменений инженерно-геологической обстановки, так и сам способ учета свойств грунтового массива в документах [Республиканские …, 1986, 1987], регламентирующих проведение сейсмического микрорайонирования на площадках строительства. Долгое время — это физически ясное положение не находило конкретного подтверждения.

Экспериментальные и модельные исследования и их обсуждение. Между тем сам факт обнаружения отмеченного выше явления относится к далекому 1975 году. Эффект был обнаружен, но необходимого объяснения не получил, что обусловливает возвращения к нему спустя многих лет.

В то время отряд геологов и геофизиков из Производственным Научно-исследовательского института по инженерным изысканиям в строительстве, возглавляемый Н.И. Кригером проводил исследования на северном побережье Иссык-Куля. Исследовалось влияние тектонических разрывов на результаты сейсмического микрорайонирования. Сейсмические работы проводились по профилю от скального выступа Пришиб на берегу Иссык-Куля до основного хребта. Геологическая обстановка в районе исследований представлена рис. 1.

Геофизические работы 1975 г. включали в себя сейсмологическую регистрацию и малоглубинную сейсморазведку в ряде пунктов вдоль профиля, пересекающего Культорский адырный разлом. Сейсмологические наблюдения состояли из определения глубины скального ложа по методу обменных волн и изучения влияния разрывного нарушения на параметры волнового поля от удаленных землетрясений. Эпицентральное расстояние приближенно оценивалось по разнице времен прихода волн P и S с использованием региональных годографов. Для повышения надежности определения сейсмологических параметров использовались данные по 6 землетрясениям. По временам запаздывания обменных волн δt с использованием выражения:

$$H \approx Vp \cdot \delta t / k-1, \qquad (1)$$

где $k = Vp/Vs$, Vp, Vs – скорости продольных и поперечных волн, была построена граница, отождествленная с кровлей фундамента.

Для привязки по глубине были использованы данные бурения по скважине 1Т на берегу озера Иссык-Куль. Здесь кристаллический фундамент вскрыт на глубине 1.8 км. Зная величину задержки в

точке регистрации 2 неподалеку от скважины δt_2 = 0.9 с и подставляя H = 1800 м, можно определить среднюю скорость $Vp = 2000$ м/с. Значения k можно положить равным $k = 2$, что допустимо в оценочных целях. Полученное значение скорости Vp далее использовалось для оценки глубины фундамента в других точках наблюдений. В результате получилась картина, приведенная на рис. 2, что в общем совпадает с геологическим разрезом, построенным по карте рис. 1.

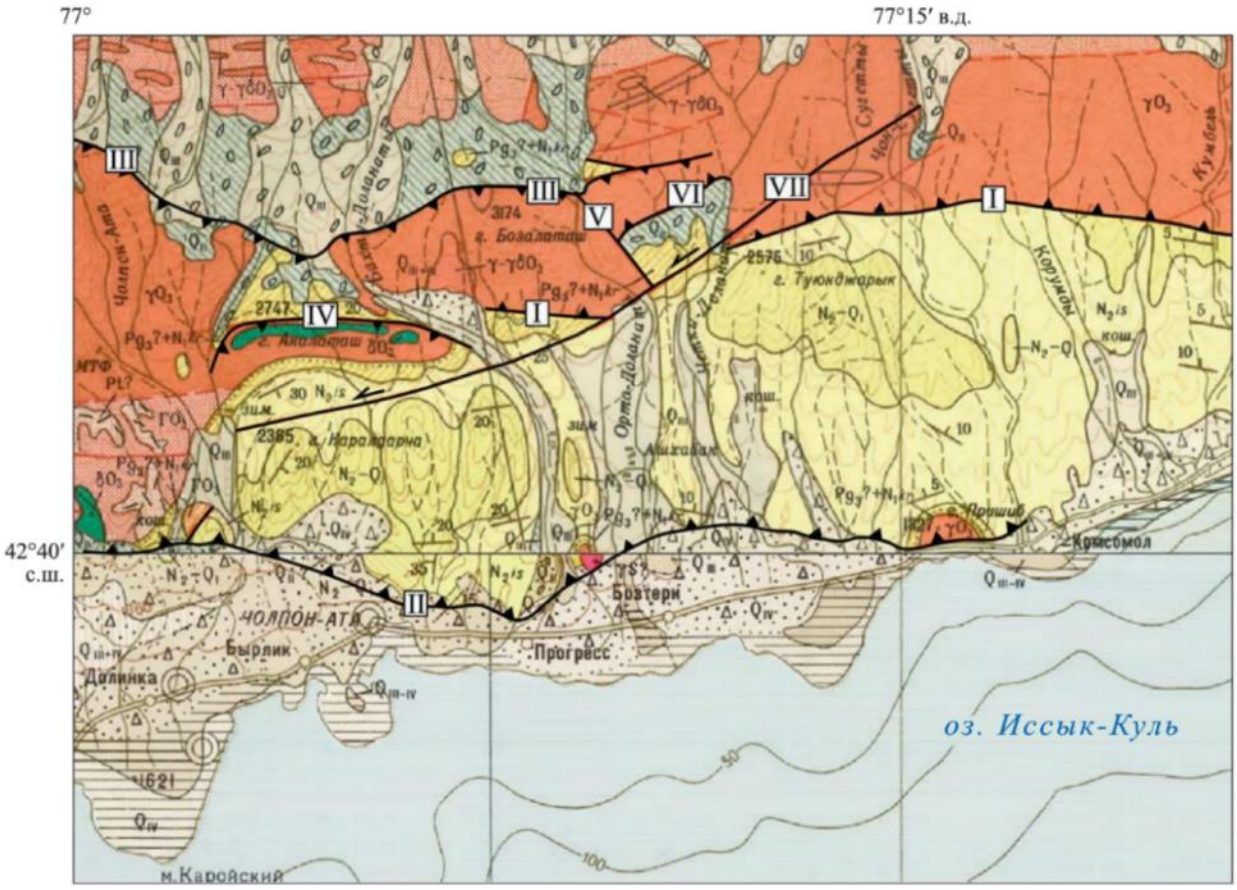


Рис. 1. Геологическая карта участка изысканий

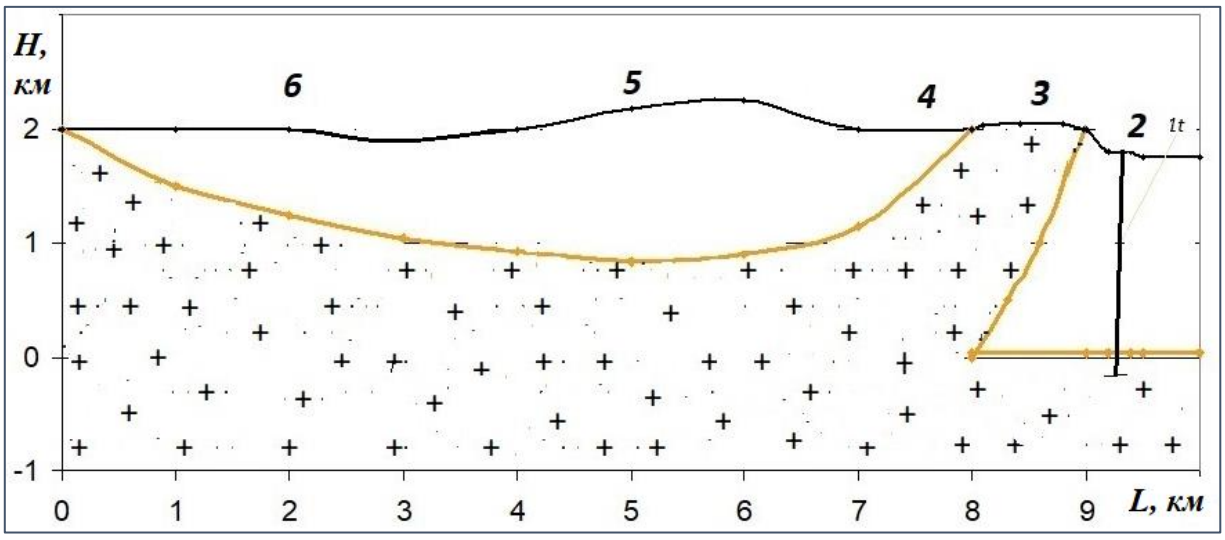


Рис. 2. Разрез по сейсмологическим данным

В 1975 г. геологическое строение в районе изысканий детально не было известно, и Н.И. Кригером была выдвинута гипотеза о происхождении скального выступа Пришиб на берегу озера, как гравитационного отторженца от основного хребта, подобно тому, как в Крыму вблизи Алупки

скалы Дева и Монах отделились от основного горного массива. Проведенные сейсмологические наблюдения, как видно из рис. 2, не подтвердили эту гипотезу.

На рис. 3 приведены результаты определения приращений сейсмической интенсивности ΔI двумя методами: методом сейсмической жесткости с использованием данных инженерной сейсморазведки и по сейсмологическим наблюдениям.

Очевидно заметное различие двух графиков в области между пунктами наблюдений 4 и 6. В этом суть парадокса. По идее, зафиксированной в нормативных документах [Республиканские …, 1986, 1987], приращения сейсмической интенсивности по двум методам должны всегда совпадать. Это положение было получено из условия равенства потоков сейсмической энергии в двух соседних точках. В случае наличия в расчетной области одного из пунктов наблюдений жесткой границы (например, кровли скального фундамента) такое условие не выполняется. Часть потока на контакте с резким различием в сейсмической жесткости отражается вниз внутрь полупространства и к дневной поверхности подходит лишь часть потока. Этот эффект маскируется тем, что при мощности рыхлого чехла $H \le 100$ м часть потока, прошедшего контакт кровли фундамента и рыхлого чехла, отражается от дневной поверхности, создавая резонанс в рыхлом слое.

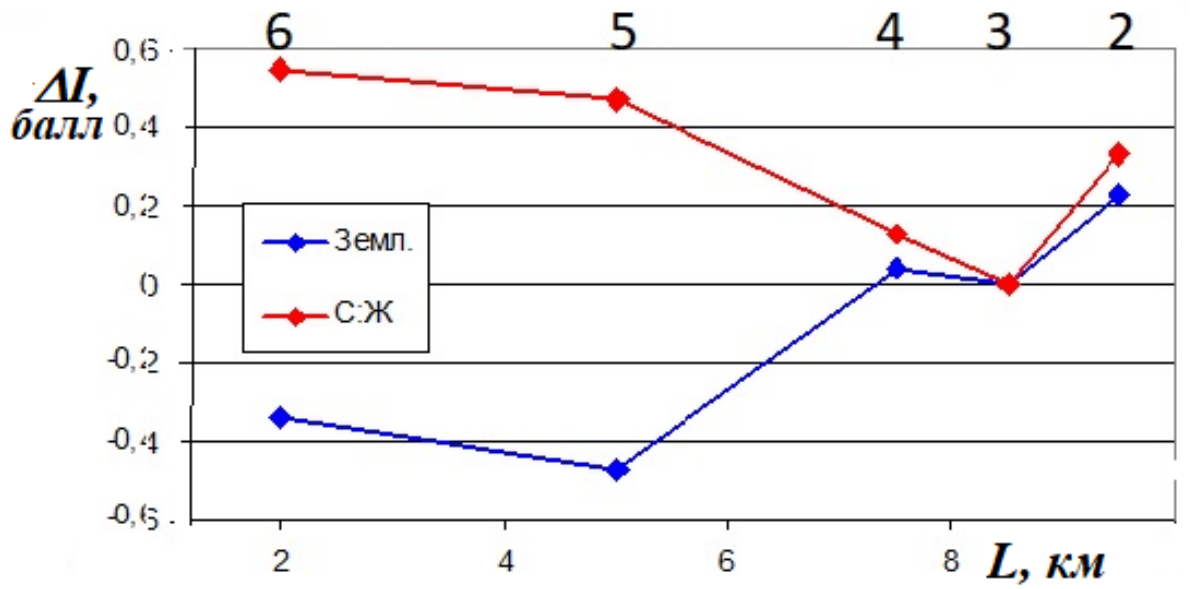


Рис. 3. Л Приращение сейсмической интенсивности по двум методам: сейсмологии (синий график) и сейсморазведке (красный график)

Чтобы подтвердить высказанное предположение, построим модельный пример среды, для которой результаты решения прямой задачи будут достаточно близко соответствовать данным реального эксперимента. Зададим сейсмические параметры скального грунта плотность $\rho = 2$ т/м^3 и скорость поперечных волн Vs = 1000 м/с, сейсмическая жесткость $R_0 = 2000$ тм$^{-2}$с$^{-1}$. Тогда свойства рыхлого грунта в соответствии с данными реального эксперимента можно положить равными $\rho = 1.8$ т/м^3 Vs = 560 м/с. Сейсмическая жесткость рыхлого грунта $R_1 \approx 1000$ тм$^{-2}$с$^{-1}$. При этом приращение сейсмической интенсивности по методу сейсмической жесткости составит

$$\Delta I = 1.67 \lg (R_0/R_1) = 0.5 \text{ балла} \qquad (2)$$

Подставив в эту формулу значения максимумов спектров реакции, приведенные выше, получим значение приращения сейсмической интенсивности по сейсмологическим данным $\Delta I_s = 0.41$ балла, что неплохо соответствует экспериментальным данным, приведенным на рис. 3.

Таким образом, получено достаточно хорошее совпадение экспериментальных и модельных представлений по двум методам – методу сейсмической жесткости и сейсмологических наблюдений. При этом сами значения приращений сейсмической интенсивности с использованием этих методов разительно отличаются, что парадоксальным образом противоречит обычным представлениям. Отметим, что данное обстоятельство до сих пор не нашло должного отражения в нормативной литературе.

Заключение. Полученные результаты можно обобщить в виде следующих положений:

1. Мощность потока сейсмической энергии на выходах скального грунта больше, чем на рыхлом чехле. 2. Формула метода сейсмической жесткости в общем случае неверна. 3. При достаточно большой мощности рыхлого чехла амплитуда сейсмического сигнала на рыхлом грунте меньше, чем на скальном. 4. Не подтвердилась гипотеза о происхождении скального выступа Пришиб на северном берегу оз. Иссык-Куль, как гравитационного отторженца от основного хребта.

Благодарность. Автор выражает признательность А.М. Корженкову за участие в обсуждении работы.

Литература

1. *Алешин А.С. С*ейсмическое микрорайонирование особо ответственных объектов. – М.: Светоч Плюс. 2010. 304 с.
2. *Мандельштам Л.И.* Лекции по оптике, теории относительности и квантовой механике. – М.: Наука. 1972. 437 с.
3. *Медведев С.В.* Инженерная сейсмология. – М.: Стройиздат. 1962. 284 с.
4. *Ожегов С.И.* Толковый словарь русского языка. – М.: АСТ. 2020.
5. Республиканские строительные нормы. РСН- 60-86. – М.: Стройиздат. 1986.
6. Республиканские строительные нормы. РСН- 65-87. – М.: Стройиздат. 1987.

ОЦЕНКА ВНУТРЕННЕГО ПОГЛОЩЕНИЯ И РАССЕЯНИЯ И ИХ ВКЛАД В ОБЩЕЕ ЗАТУХАНИЕ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В.В. Арапов

Алтае-Саянский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Новосибирск, Россия; arapovviktor90@gmail.com

Введение. Алтае-Саянская складчатая область – один из наиболее сейсмически активных регионов России. Изучение региона Горного Алтая представляет большой интерес для сейсмологического сообщества в связи с его сложным тектоническим строением. Наличие большого количества стационарных станций и разветвленной временной сети, а также высокий уровень сейсмической активности, создают условия для изучения особенностей строения среды, выявление зон тектонических неоднородностей. Регистрация Чуйского (27.09.2003) и Айгулакского (13.09.2019) землетрясений и их афтершоков большим количеством станций позволяет выполнить оценку параметра добротности и ее составляющих для принципиально отличающихся в тектоническом плане структур региона (Северо-Чуйского, Южно-Чуйского, Айгулакского хребтов и Чуйской и Курайской котловин).

Для точного описания распространения волн важна не только скорость распространения упругой волны, но и ее затухание. Помимо геометрического расхождения, следует различать два различных механизма. Первый — внутреннее поглощение, объясняющее преобразование сейсмической энергии в различные виды энергии (например, тепло), второй — рассеивающее затухание, описывающее потерю энергии на неоднородностях среды. Метод Веннерберга [Wennerberg L, 1993] позволяет оценить вклад поглощения Qi^{-1} и рассеяния Q_{sc}^{-1} в общее затухание Q_T^{-1}. Используемый в данной работе метод инверсии огибающей коды [Sens-Schönfelder et al., 2006] заключается в минимизации невязки между функциями Грина наблюденной и рассчитываемой огибающей плотности энергии в определенном диапазоне частот, реализованный в программном пакете Qopen [Eulenfeld et al., 2016].

Анализ компонент затухания, полученных в ходе исследования, позволит оценить вклад компонент рассеяния и поглощения в общее затухание, что в свою очередь позволит выявить зоны повышенной тектонической неоднородности. Точное определение параметра добротности позволит выполнять расчет не только локальной магнитуды ML, но и моментной магнитуды Mw. Согласно исследованиям Сато [Sato et al., 1998], моментная магнитуда в большей степени связана с энергией землетрясения, чем другие шкалы, и не занижает величины, как это делают другие шкалы в определенных условиях.

Район исследования. На территории Горного Алтая ежегодно регистрируются тысячи землетрясений разной интенсивности. Высокий уровень сейсмичности данной территории обусловлен высокой степенью тектонической неоднородности. Чуйско-Курайская зона представляет особый интерес. Системы горных хребтов (Чуйский, Курайский, Айгулакский) разбиты множеством разломов и имеют схожие деформационные характеристики, тогда как впадины (Курайская, Чуйская) являются более монолитными участками и отличаются от горных хребтов (рис. 1). Такие монолитные участки внутри горной системы должны оказывать сопротивление ее движению при внешних воздействиях. Сопоставление карты эпицентров с рельефом местности и активными разломами дает информацию о том, что все сейсмоактивные зоны Алтае-Саянской области увязываются с системами впадин, а отмеченные крупные впадины представляют собой блоки, вокруг которых происходят крупные землетрясения [Еманов и др., 2003; Еманов и др., 2005].

Исходные данные. Для выполнения расчетов и последующего анализа были использованы записи волновых форм землетрясений, зарегистрированных в пределах территории Горного Алтая. Регистрация производилась как станциями стационарной сети, так и временной. Стации CUR, AKAR, TUNR, CHBI, ULGR, DGZ, SLNR – стационарной сети и CB19, TYTO, M23, CC02, CC03, CC04, CC08, CH01, CH04, CH06, CH07, CE01, CHP02, RKUR – временной сети обеспечили достаточный уровень покрытия для каждой из исследуемых структур. На каждой из исследуемых структур в период с 2017.01.01 по 2023.01.01 было зарегистрировано большое количество событий [Еманов и др., 2021; Еманов и др., 2023], из которых выбирались события с магнитудой ML более 2.5. В результате к анализу было принято 237 землетрясения (таблица 1, рис. 2).

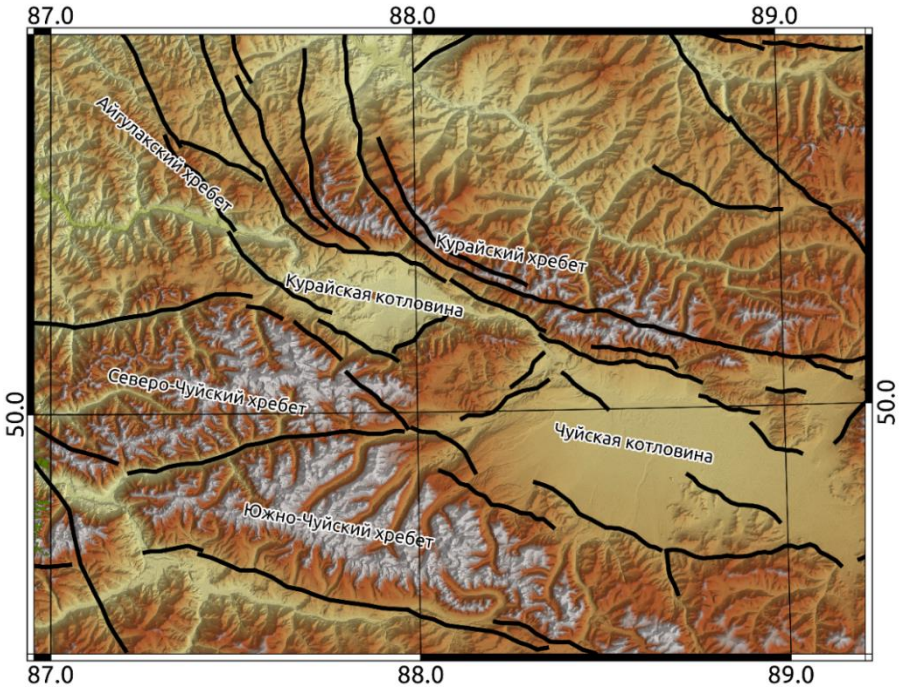


Рис. 1. Карта тектонических разломов Горного Алтая

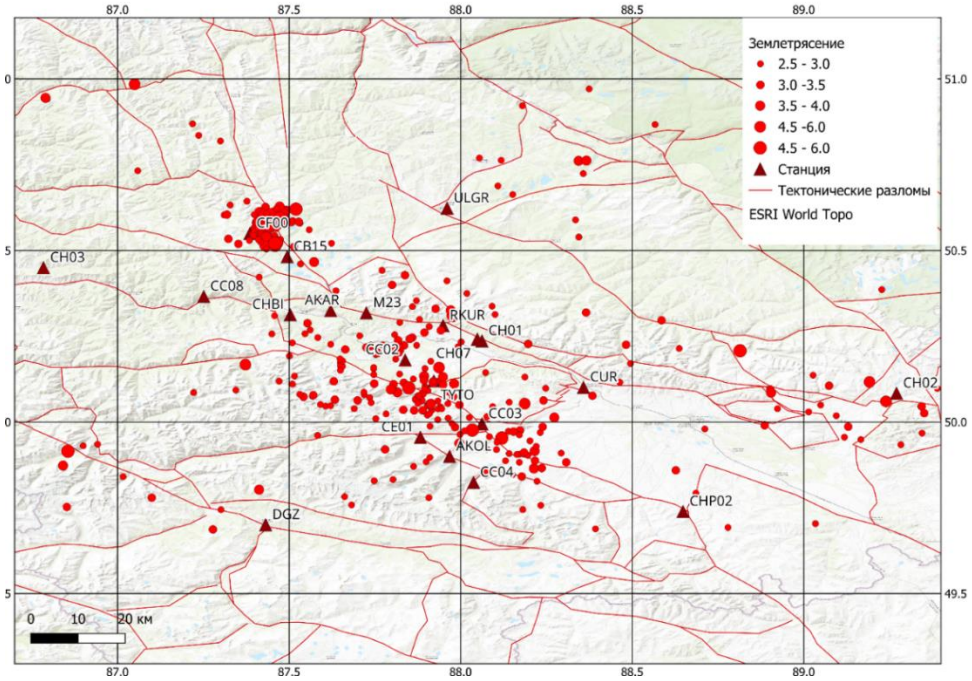


Рис. 2. Карта анализируемых землетрясений

Таблица 1. Количество принятых к расчёту событий для каждой структуры

Структура	Кол-во событий	Кол-во станций
Айгулакский хребет	65	12
Курайская котловина	50	8
Чуйская впадина	15	9
Северо-Чуйский хребет	64	11
Южно-Чуйский хребет	43	9

Методика исследования. В методе Веннерберга рассеяние и собственное затухание определяются коэффициентом транспортного рассеяния g и коэффициентом поглощения b. Поглощение и рассеяние рассеяние вычисляются формулами (1).

$$Q_{sc}^{-1} = \frac{g*\vartheta_0}{2\pi f} \qquad Q_i^{-1} = \frac{b}{2\pi f}, \tag{1}$$

где f – центральная частота фильтрации, v_0 – средняя скорость упругих волн в среде.

Общее затухание $Qtot^{-1}$ рассчитывается суммированием вклада поглощения и рассеяния (2). Определение доли рассеяние на неоднородностях среды, называемое сейсмическим альбедо описывается формулой (3).

$$Q_{tot}^{-1} = Q_{sc}^{-1} + Q_i^{-1} \tag{2}$$

$$B = Q_{sc}^{-1}/Q_{tot}^{-1} \tag{3}$$

Результаты. Вычисление параметра добротности $Qtot^{-1}$ для центральных частот в 1.5, 3, 6, 12, 24 Гц (рис. 3) показало заметный рост значения с увеличением частоты. При этом наибольшие значения имеет Чуйская впадина, как наиболее стабильная структура региона. Сопоставляя характеристику затухания разных регионов [Mak et al., 2016] сделал вывод о том, что значения Q < 200 соответствуют тектонически активным районам, Q 200–600 – промежуточным, а Q > 600 – стабильным.

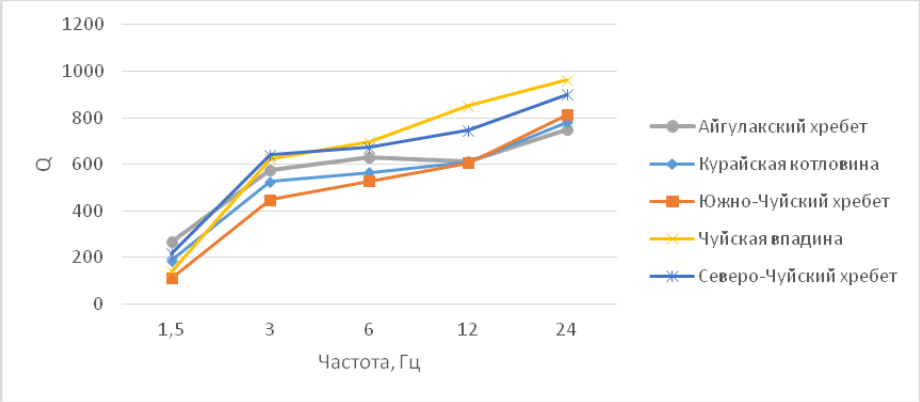


Рис. 3. $Qtot^{-1}$ для основных структур Горного Алтая

Сейсмическое альбедо показывает вклад рассеяния в общее затухание, тем самым характеризуя неоднородность среды. На рис. 4 видно, что Айгулакий хребет имеет наибольшую тектоническую неоднородность на высоких частотах, тогда как Чуйская котловина наименьшую. Однако Курайская котловина, несмотря на свою относительную тектоническую однородность имеет достаточно высокие значения альбедо, что в свою очередь обусловлено непрекращающейся сейсмической активностью в юго-восточной части структуры, что, безусловно, влияет на тектоническую однородность структуры.

Вклад поглощения и рассеяния в общее затухание не равномерен. Рассматривая две наиболее показательные структуры – Айгулакский хребет (рис. 5а) и Чуйскую котловину (рис. 5б) можно заметить, что на низких частотах вклад поглощения выше, чем рассеяние. С увеличением частоты соотношение выравнивается.

Наличие большого количества землетрясений позволяет рассчитать параметр добротности для каждой сейсмической станции путем осреднения полученных значений в пределах 60 км от станции. Полученный результат можно картографировать (рис. 6). Карта более детально отображает пространственное распределение параметра добротности и позволяет выявить зоны повышенных и пониженных значений.

Обсуждение. Вычисление параметра добротности с использованием метода Веннерберга позволило получить информацию о неоднородности крупных тектонических структур региона Горный Алтай. Использование большого количества станций кратно повысило детальность исследований региона. Полученные значения добротности согласуются с результатами ранее выполненных работ [Колесников и др., 2014; Арапов и др., 2024]. Анализируя карту добротности для частоты 1.5 Гц можно утверждать, что территория Чуйско-Курайской зоны весьма неоднородна. Чуйская котловина, Севеверо-Чуйский и Айгулакский хребты имеют относительно высокие значения добротности, тогда как восточная часть Курайской котловины и Южно-Чуйский хребет низкие.

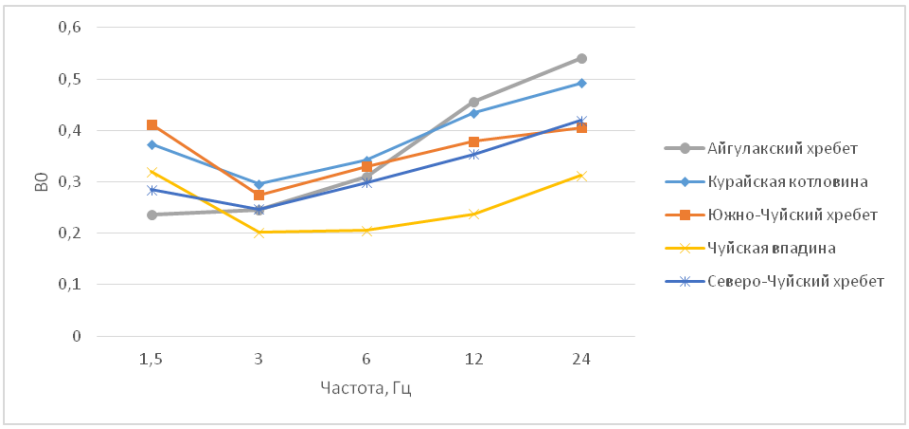
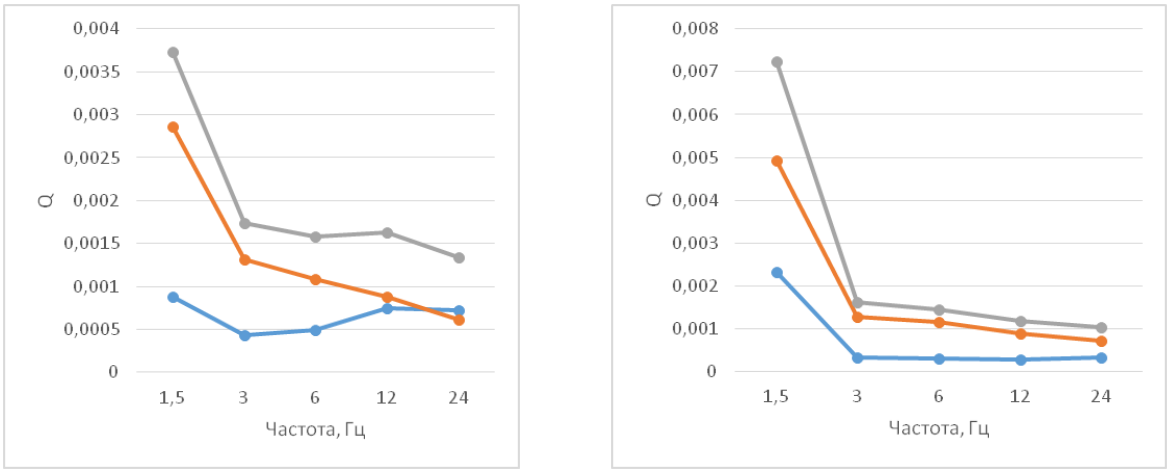


Рис. 4. Альбедо для основных структур Горного Алтая



а б

Рис. 5. Вклад поглощения Q_i^{-1} (оранжевый) и рассеяния Q_{sc}^{-1} (синий) в общее затухание QT^{-1}(серый) для (а) – территории Айгулакского хребта, (б) – территории Чуйской впадины

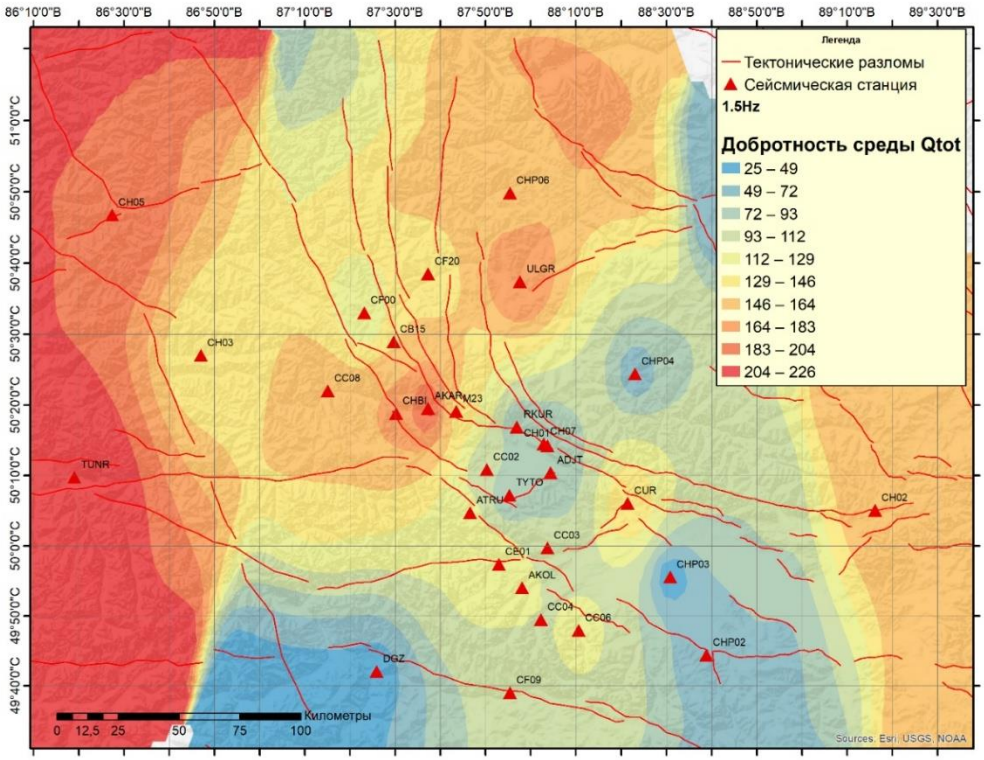


Рис. 6. Карта общего затухания Qtot для территории Горного Алтая на частоте 1.5 Гц

Заключение. Выполненные исследования позволяют сделать вывод о высокой степени тектонической неоднородности изучаемого региона. Отчётливо выделяются структуры с повышенными и пониженными значениями затухания. Определение параметра добротности для каждой из структур позволяет использовать это значение для последующих расчетов моментной магнитуды, гораздо более точно описывающей энергию землетрясения.

Литература

1. *Арапов В.В., Еманов А.А., Юшин В.И., Еманов А.Ф.* Площадные исследования добротности земной коры в Алтае-Саянской складчатой области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2024. №1 (57). С. 10–23.
2. *Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В.* Айгулакское землетрясение 13.09.2019 г. с M=4.7 и его афтершоки в структуре сейсмичности Чуйско-Курайской зоны Горного Алтая // Землетрясения России в 2019 году: ежегодник. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2021. С. 117–122.
3. *Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В. и др.* Сейсмичность Алтае-Саянского региона в 2018-2019 гг. // Землетрясения Северной Евразии. 2023. Вып.26. С. 133–142.
4. *Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В.* Эпицентральные зоны Чуйского 2003 г. и Айгулакского 2019 г. землетрясений // Землетрясения России в 2021 году: ежегодник. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2023. С. 133–137.
5. *Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г.* Пространственно-временной анализ сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Проблемы сейсмологии III тысячелетия: матер. междунар. конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2003. С. 73–86.
6. *Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В.* Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика. 2005. Т.8. №1. С. 49–64.
7. *Колесников Ю.И., Еманов А.Ф., Еманов А.А. и др.* О частотно-зависимой добротности литосферы Алтае-Саянской складчатой области // Геофизические методы исследования земной коры: матер. Всерос. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения акад. Н.Н. Пузырева (Новосибирск, 8–13 декабря 2014 г.). Новосибирск: ИНГГ СО РАН. 2014. С. 166–169.
8. *Eulenfeld T., Wegler U.* Measurement of intrinsic and scattering attenuation of shear waves in two sedimentary basins and comparison to crystalline sites in Germany //Geophysical Journal International. 2016. Т.205. №2. P. 744–757.
9. *Mak S., Chan L.S., Chandler A.M., Koo R.* CodaQ estimates in the Hong Kong region // J. Asian Earth Sci. 2004. V.24. P. 127–136.
10. *Sato H., Fehler M.C.* Seismic Wave Propagati on and Scatt ering inthe heterogeneous Earth // New York: Springer-Verlag. 1998. 308 p.
11. *Sens-Schönfelder C., Wegler U.* Radiative transfer theory for estimation of the seismic moment // Geophysical Journal International. 2006. Т.167. №3.P. 1363–1372.
12. *Wennerberg L.* Multiple-scattering interpretations of coda-Q measurements // Bulletin of the Seismological Society of America. 1993. Т.83. №1. P. 279–290.
13. *Zelenin E.A, Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I.* The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. V.14. P. 4489–4503.

ГЛУБИННЫЕ МАНТИЙНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ И НЕОТЕКТОНИКА РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ ЧАРЛИ ГИББС (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

О.А. Артемов[1], С.Ю.Соколов[2]

[1, 2] – ГИН РАН, г. Москва, Россия; oleg.artemov.00@mail.ru

Введение. Разломная зона Чарли Гиббс (ЧГ) является уникальной сдвоенной системой трансформных разломов в Северной Атлантике с третьим по величине смещением оси Срединно-Атлантического хребта (САХ) ~350 км. Данная субширотная структура заложилась в ходе процессов рифтогенеза и раскрытия моря Лабрадор при отделении Гренландии от Северной Америки в позднем Мелу [Roberts et al., 1979]. Далее она стала развиваться как трансформный разлом после начала спрединговых процессов в Норвежско-Гренландском сегменте Атлантики ~59 млн. лет назад. В строении ЧГ выделяют современные деформации осадочного чехла, признаки субмеридионального смещения приразломных уступов, а также вариативность морфологии фундамента с нетривиальным распределением сейсмичности и геофизических полей. Эти явления указывают на существование неотектонических процессов, отличающихся от упрощенных схем для осевой части океана, и влияние неоднородностей верхней мантии. Распределение сейсмичности в районе сдвоенного трансформного разлома показано на рис. 1 (сверху). Она представлена компактными пространственными кластерами событий, которые не представляют собой непрерывное проявление сейсмического процесса вдоль примыкающих рифтовых сегментов, а группируются в кластеры, не совпадающие с осевой частью САХ. Вдоль ЧГ имеют место эпицентры с магнитудами до 7.1 Mw [Aderhold, Abercrombie, 2015], что является наиболее сильным событием для всего САХ, и указывает на интенсивные неотектонические процессы.

Рассматриваемая область проведенных исследований включает в себя три структурно-тектонических области: собственно, двойной трансформный разлом ЧГ, а также рифтовые сегменты к северу и югу от него. ЧГ образован северной и южной разломными долинами и межразломным хребтом между ними [Сколотнев и др., 2021]. Столь сложное структурное строение свидетельствует о наличии комплексного геодинамического механизма в области дивергентной океанической границы, в установлении его особенностей заключается актуальность исследования.

Научная новизна исследований обусловлена уникальными фактическими материалами, собранными ГИН РАН вовремя 50-го рейса научно-исследовательского судна «Академик Страхов». Впервые значительная часть разломной зоны Чарли Гиббс была столь подробно изучена с помощью комплекса глубоководных гидрографических и геофизических методов. Карта фактических материалов, полученных в ходе рейса в районе изучаемой структуры, представлена на рис. 1 (снизу) [Отчет о работах в 50-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов»].

В настоящей работ анализируются признаки неотектонических процессов в районе ЧГ, выявленные при помощи картирования приповерхностных неоднородностей фундамента и деформаций осадочного чехла с использованием многолучевого эхолотирования и геофизической съемки методом высокочастотного акустического профилирования. Прикладное значение исследования заключается в развитии прогнозного потенциала опасных геологических процессов и явлений (ОГПиЯ) в сейсмически активном районе океана.

Как и многие подобные трансформные системы, начиная с момента своего существования ЧГ, играет важную роль в определении путей придонных течений Северной Атлантики [Smoot et al, 1985], поскольку является естественным коридором для прохождения атлантических течений сквозь САХ, как представлено на рис. 2 [Баширова и др., 2017]. По этим траекториям течений происходит перенос и отложение терригенного материала из Арктики в объемах, превышающих фоновое абиссальное осадконакопление со скоростями 5-7 м/млн. лет. Наброс слабоконсолидированных осадков на геодинамически подвижный фундамент позволяет выделять современные пликативные и дизъюнктивные деформации и анализировать их пространственное распределение.

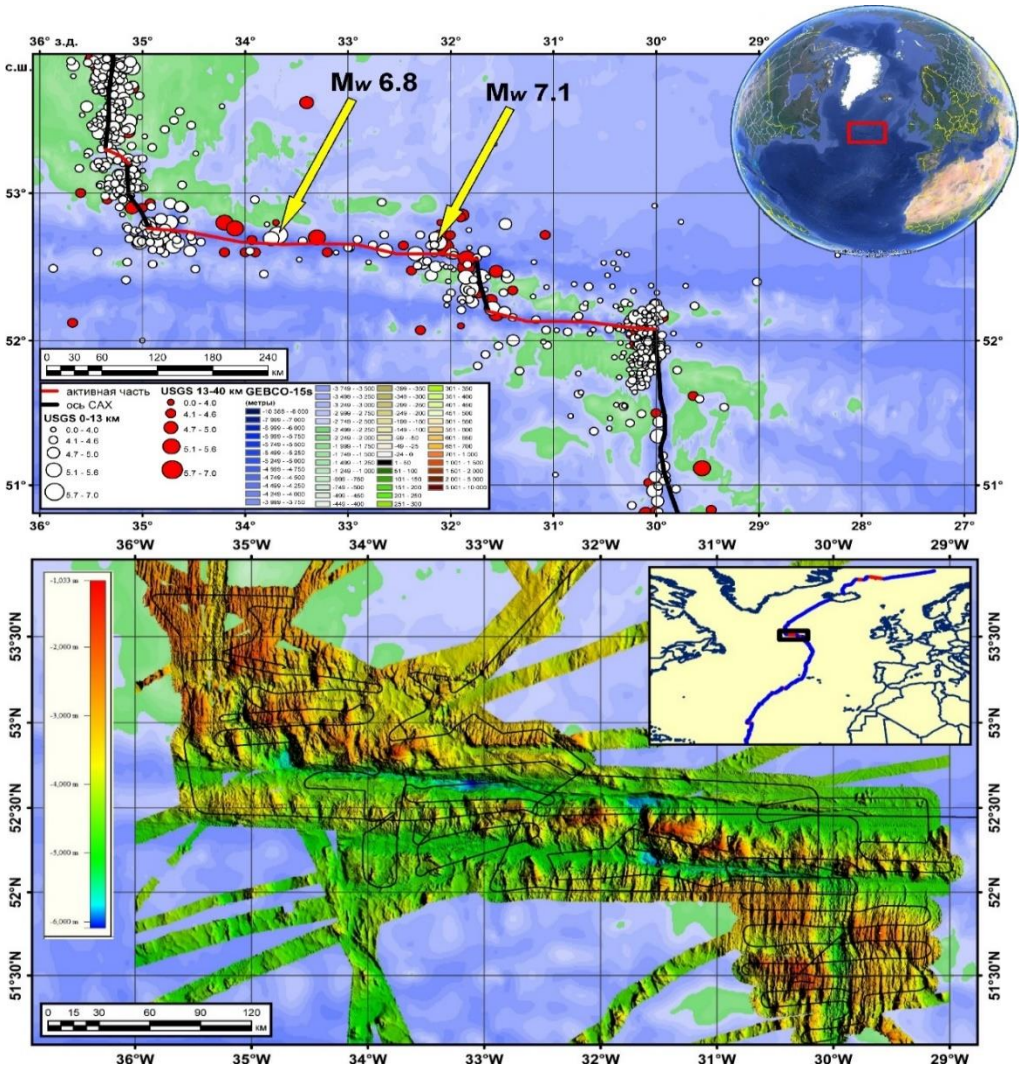


Рис. 1. Сверху – район сдвоенного трансформного разлома Чарли Гиббс. Сейсмичность построена по данным [Aderhold, Abercrombie, 2015; USGS Search Earthquake Catalog – 2022].
Снизу – район сдвоенного трансформного разлома Чарли Гиббс. Черными линиями обозначена схема галсов батиметрической и сейсмоакустической съемки, выполненной в ходе 50-го рейса НИС «Академик Страхов»

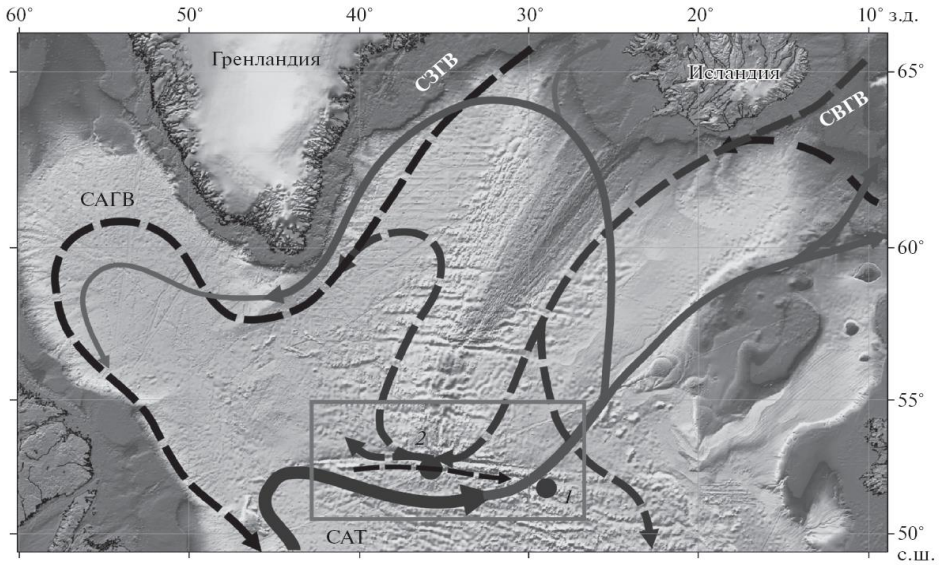


Рис. 2. Общая схема поверхностной (сплошные линии) и придонной (штриховые линии) циркуляции в Северной Атлантике [Баширова и др., 2017]: САТ – Северо-Атлантическое течение; СВГВ – Северо-Восточная глубинная вода; СЗГВ – Северо-Западная глубинная вода; САГВ – Северо-Атлантическая глубинная вода

Результаты. Вышеописанные особенности формирования осадочного чехла в разломном троге ЧГ определяют интенсивные отложения контуритов и, в частности, присутствием таких структур как: «канальный дрифт» и осадочные волны. В ходе анализа данных акустического профилирования приповерхностной части осадочного разреза были также выявлены следующие разломные структуры: взбросы (рис. 3, сверху), сбросы, сдвиги, взбросо-сбросы – growth fault (рис. 3, снизу), пликативные и штамповые складки, надвиги, структуры протыкания, зоны выклинивания слоев пород, угловые несогласия, структуры роста, прибортовые обломочные отложения и оползневые тела.

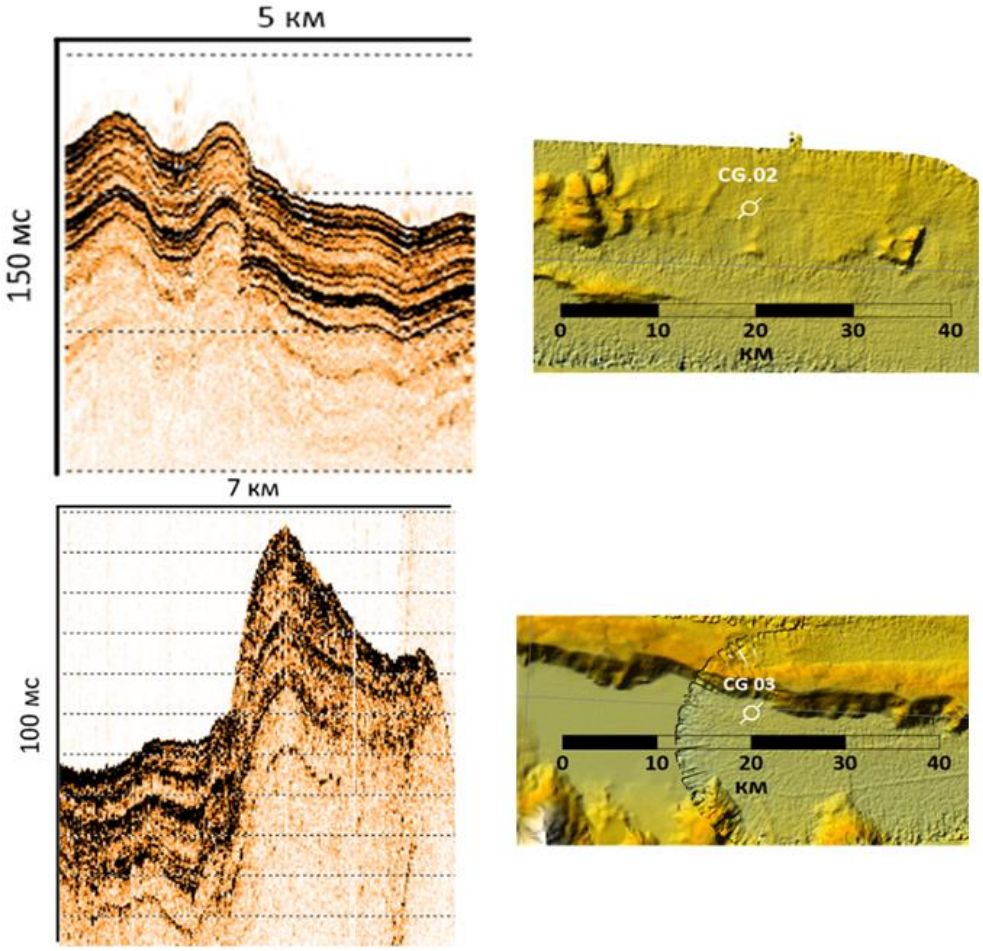


Рис. 3. Сверху – пример взбросового нарушения по данным акустического профилирования с указанием местоположения объекта на батиметрической карте.
Снизу – пример структуры типа «growth fault» по данным акустического профилирования с указанием местоположения объекта на батиметрической карте

Проведенное сопоставление сейсмичности по данным [USGS, 2022] (рис. 1) с рельефом и аномальным магнитным полем (АМП) [Иваненко и др., 2023], показывает (рис. 4), что кластеры событий на западе расположены частично над областью с отрицательным АМП, на востоке смещены на запад относительно осевой положительной аномалии, и в центре расположены на верхнемантийным плюмом (рис. 5), который показывает более «горячий» мантийный объем под коротким межразломным хребтом, чем в области прилегающих сегментов САХ. Вместе с сейсмичностью этот факт, по всей видимости, указывает на встречные перескоки сегментов к северу и югу от трансформной зоны в направлении наиболее подвижной области мантии. Выявленные тектонические нарушения верхней части осадочного чехла (рис. 4) являются отражением тектонических движений, сформированных за счет неоднородной кинематики плит и физических неоднородностей в верхней мантии выявляемых по данным сейсмотомографиии. Сопоставление сейсмичности [USGS, 2022], рельефа и аномального магнитного поля (АМП) с выявленными тектоническими нарушениями представлено на рис. 4. Оно показывает неравномерное пространственное распределение выявленных деформаций с увеличением их амплитуд в центральной части ЧГ над «горячим» мантийным объемом, который в большей степени определяет поверхностные нарушения в осадочном чехле, чем в краевых частях ЧГ вблизи сегментов САХ.

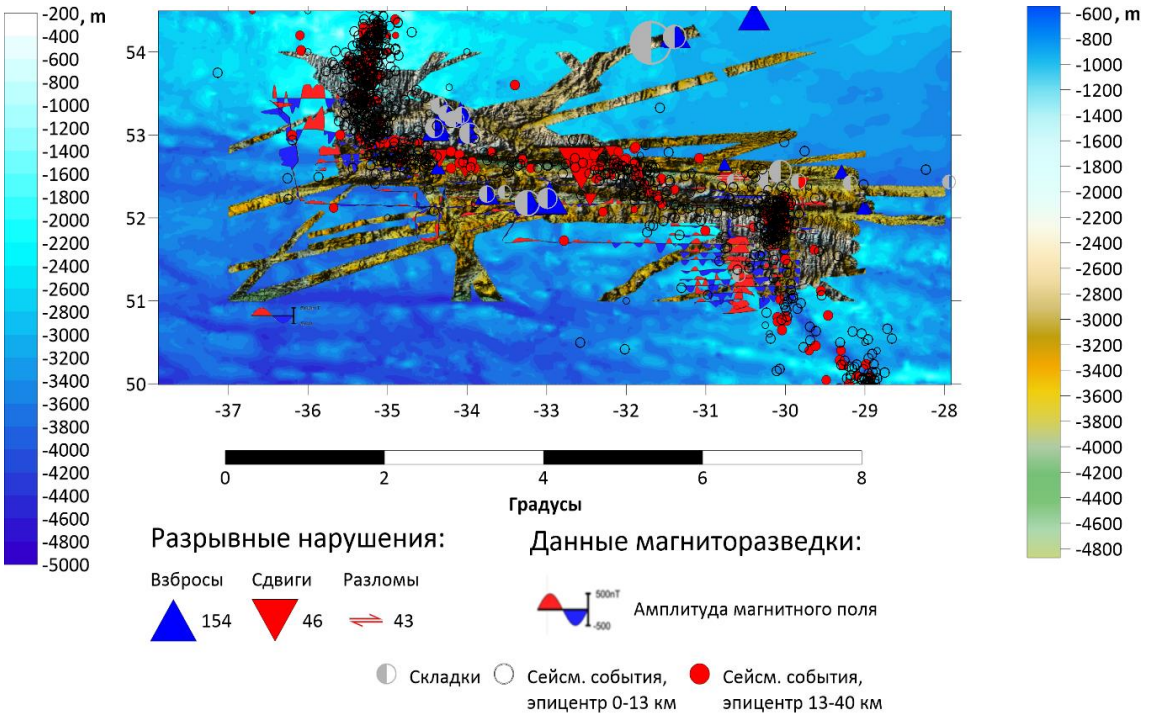


Рис. 4. Сопоставление батиметрических данных, сейсмичности [USGS, 2022], объектов, выделенных по данным сейсмоакустических данных высокого разрешения (САВР) и данных морской магнитной съемки (ММС)

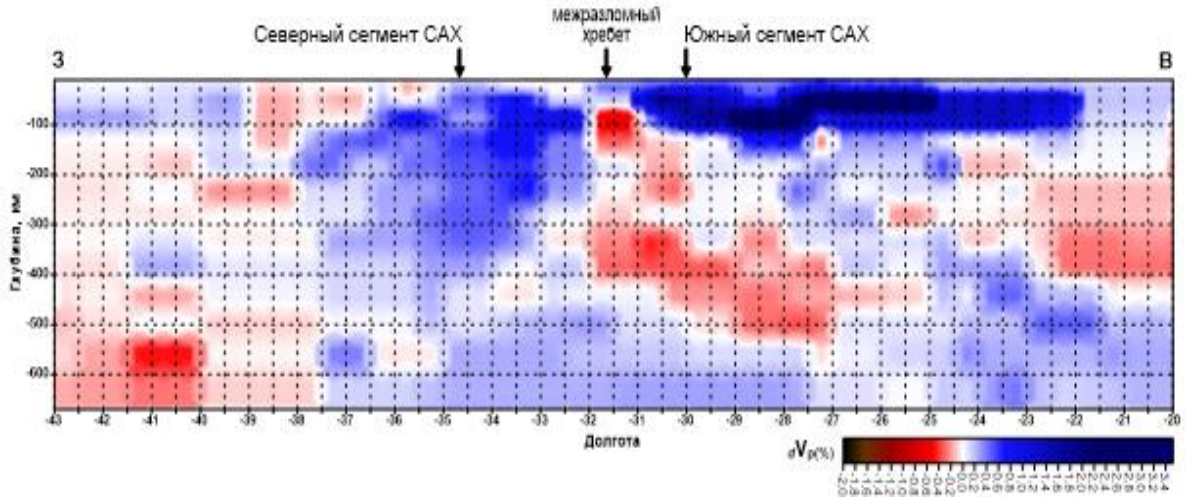


Рис. 5. Разрез вариаций скоростей δVp вдоль трансформной системы Чарли Гиббс по данным модели UU-P07 [Amaru, 2007; Van der Meer et al., 2018]

Таким образом, настоящая работа рассматривает нарушения в осадочном чехле в качестве свидетельств неотектонических процессов в районе разломной зоны ЧГ в Северной части Атлантического океана в зависимости от геодинамичсекой подвижности мантии, определяемой по данным сейсмотомографии. Работа является начальным этапом изучения геодинамического механизма развития уникальной трансформной структуры. Его дальнейшее изучение потребует использования 3-х мерных методов визуализации и расчета обратных задач по доступным геофизическим полям вместе с данными по кинематике плит.

Выводы. В ходе анализа данных акустического профилирования верхней части осадочного разреза были также выявлены следующие структуры: контуритовые отложения, осадочные волны, структуры типа «канальный дрифт», взбросы, сбросы, сдвиги, взбросо-сбросы с одновременным опусканием и подъемом крыльев (growth fault), пликативные и штамповые складки, надвиги, структуры протыкания, зоны выклинивания слоев пород, угловые несогласия, структуры роста, прибортовые обломочные отложения и оползневые тела.

Выявленные тектонические нарушения верхней части осадочного чехла являются отражением тектонических движений, сформированных за счет неоднородной кинематики плит и физических неоднородностей в верхней мантии.

Настоящая работа рассматривает нарушения в осадочном чехле в качестве свидетельств неотектонических и оползневых процессов в районе разломной зоны Чарли Гиббс в Северной части Атлантического океана и является начальным этапом изучения геодинамического механизма развития уникальной трансформной системы и воздействия на поверхностные структуры.

Благодарность. Авторы благодарят лабораторию геоморфологии и тектоники дна океанов геологического института РАН за всестороннее содействие и экипаж НИС «Академик Николай Страхов» за нелегкий труд в морских условиях.

Финансирование. Исследование выполняется в рамках 1-го года аспирантуры при поддержке темы Госзадания FMMG-2023-0005: «Влияние глубинного строения мантии на тектонику, морфологию структур дна и опасные геологические процессы в глубоководных и шельфовых акваториях Мирового океана».

Литература

1. *Баширова Л.Д., Дорохова Е.В., Сивков В.В., Андерсен Н., Кулешова Л.А., Матуль А.Г.* Палеотечения в районе разлома Чарли-Гиббс в позднечетвертичное время // Океанология. 2017. Т.57. №1. С. 491–502.
2. *Иваненко А.Н., Пальшин Н.А., и др.* Геомагнитные исследования в Северной Атлантике // Морская Геология. 2023. Т.63. №5. С. 796–812.
3. Отчет о работах в 50-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» // Федеральное государственное бюджетное учреждение науки институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. 2020. С. 71–94.
4. Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А., Нестола Я., Соколов С.Ю., Петракчини Л., Добролюбова К.О., Басш В., Перцев А.Н., Феррандо К., Иваненко А.Н., Сани К., Разумовский А.А., Муччини Ф., Бич А.С., Палмиотто К., Брусиловский Ю.В., Бонатти Э., Шолухов К.Н., Каффаро М., Веклич И.А., Лиджи М., Добролюбов В.Н. Геолого-геофизические исследования разломной зоны Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т.497. №1. С. 5–9.
5. *Aderhold K., Abercrombie R.E.* The 2015 Mw 7.1 earthquake on the Charlie-Gibbs transform fault: Repeating earthquakes and multimodal slip on a slow oceanic transform // GRL.2016. V.43. P. 6119–6128.
6. *Amaru M.* Global travel time tomography with 3-D reference models // Geologica Ultraiectina. Mededelingen van de Faculteit Geowetenschappen Universiteit Utrecht. 2007. V.274. 174 p.
7. *Keogh P., Command R.J., Edinger E., Georgiopoulou A., Robert K.* Benthic megafaunal biodiversity of the Charlie-Gibbs fracture zone: spatial variation, potential drivers, and conservation status // Marine Biodiversity. 2022.
8. *Roberts D.G., Montadert. L., Searle. R.C.* The western Rockall Plateau: stratigraphy and structural evolution // Initial Reports of the Deep Sea Drtliing Project. 1979. 1061 p.
9. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A., Nestola Y., Sokolov S.Yu., Petracchini L., Dobrolyubova K.O., Basch V., Pertsev A.N., Ferrando C., Ivanenko A.N., Sani C., Razumovskiy A.A., Muccini F., Bich A.S., Palmiotto C., Brusilovsky Yu.V., Bonatti E., Sholukhov K.N., Cuffaro M., Veklich I.A., Dobrolyubov V.N., Ligi M. Seafloor Spreading and Tectonics at the Charlie Gibbs Transform System (52-53ºN, Mid Atlantic Ridge): Preliminary Results from R/V A.N. Strakhov Expedition S50 // Ofioliti. 2021. V.46 (1). P. 83–101.
10. *Smoot N.C., Sharman G.F.* Charlie-Gibbs: a fracture zone ridge // Tectonophysics. 1985. V.116. 137 p.
11. USGS Search Earthquake Catalog – 2022. (Выборка 2022.11.17) – URL: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/
12. *Van der Meer D.G., Van Hinsbergen D.J., Spakman W.* Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // Tectonophysics. 2018. V.723. P. 309–448.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ В СВЕТЕ ГАЛАКТОЦЕНТРИЧЕСКОЙ ПАРАДИГМЫ

А.А. Баренбаум

ИПНГ РАН, г. Москва, Россия; azary@mail.ru

Введение. Цель статьи автор видит в том, чтобы ознакомить специалистов по тектонофизике и геодинамике с родившимся в нашей стране новым направлением в космическом естествознании, объединяющим науки о космосе и Земле единой для них системой представлений, получившей название Галактоцентрическая парадигма [1, 2]. Побудительным мотивом создания этой парадигмы явилось открытие в середине 1980-х годов важного астрофизического явления – струйного истечения газопылевого вещества из ядерного диска спиральных галактик [1], долгое время ускользавшего от внимания исследователей.

В настоящее время на основе представлений Галактоцентрической парадигмы автором разработан и апробирован ряд согласованных теоретических моделей, которые являются эффективным инструментом изучения, как самого явления струйного истечения, так и его важнейших следствий для нашей Галактики, Солнечной системы и Земли. При обсуждении вопросов тектоники и геодинамики рассмотрены 3 модели:

- Галактическая модель геологической цикличности.
- Модель периодичности и полярности образования суперконтинентов.
- Модель литосферной оболочки Земли, учитывающая влияние на движение плит силы Кориолиса и ориентацию земной оси.

1. Галактическая модель геологической цикличности. Эта модель связывает основные события в истории Земли и Солнечной системы с движением Солнца в Галактике. Согласно модели, при движении по галактической орбите Солнце квазипериодически пересекает струйные потоки и спиральные рукава Галактики, и в такие времена все планеты Солнечной системы подвергаются мощным бомбардировкам галактических комет. На Земле эти времена являются эпохами глобальных катастрофических событий (биотических, климатических и тектономагматических), которые нашли отражение в стратиграфической шкале в качестве ее границ наивысших рангов [Баренбаум, 2010].

Модель разрабатывается автором на протяжении более 40 лет, уточняясь и модернизируясь. Первая, наиболее простая ее версия, создавалась с целью открытия в Галактике явления струйного истечения по данным геологии [Баренбаум, 1991]. В дальнейшем более совершенные версии модели привлекались к теоретическому обоснованию стратиграфической шкалы [Баренбаум и др., 2002], созданию унифицированной геохронологической шкалы для фанерозоя и докембрия [Баренбаум, Титоренко, 2020; Barenbaum, 2022], а также использовались с целью уточнения параметров строения Галактики, которые трудно или невозможно определить по данным астрономии.

Галактическая модель в версии [Баренбаум, Титоренко, 2020] показана на рис. 1, а на рис. 2 приведены результаты расчета по модели времен границ систем фанерозоя в сопоставлении с геохронологической шкалой [Хаин, 1978].

Модель позволяет вычислить времена кометных бомбардировок разной интенсивности и тем самым определить возраст границ шкалы ранга эр, систем и отделов. Расчеты свидетельствуют, что согласия с данными геологии удается добиться лишь при условии, что орбитальное движение Солнца в Галактике находится в многочастотном резонансе с вращением рукавов и ядерного диска Галактики. За один полный оборот линии апсид своей орбиты (период T_α = 2.0 млрд. лет) Солнце делает 8 полных оборотов по орбите и 9 оборотов вокруг галактического центра, а сама Галактика и ее ядерный диск делают 10 и 80 оборотов. 80 колебаний поперек галактической плоскости совершает и Солнце. При этом соответствующие периоды колебаний соотносятся между собой как целые числа: $T_\alpha : T_R : T_\varphi : T_G : T_d : T_Z$ = 1 : 8 : 9 : 10 : 80 : 80 [Баренбаум, Титоренко, 2020].

Резонансный характер модели и данные геологии позволяют утверждать, что параметры Галактики и орбиты движения Солнца с момента образования Солнечной системы практически не изменились (рис. 3). Поэтому чередование кометных бомбардировок разной интенсивности в фанерозое было свойственно и докембрию. В результате главные тектономагматические мега-события в истории Земли, определяющие границы эонов и эр геохронологической шкалы, подчиняются общей закономерности (рис. 3 и таблица 1).

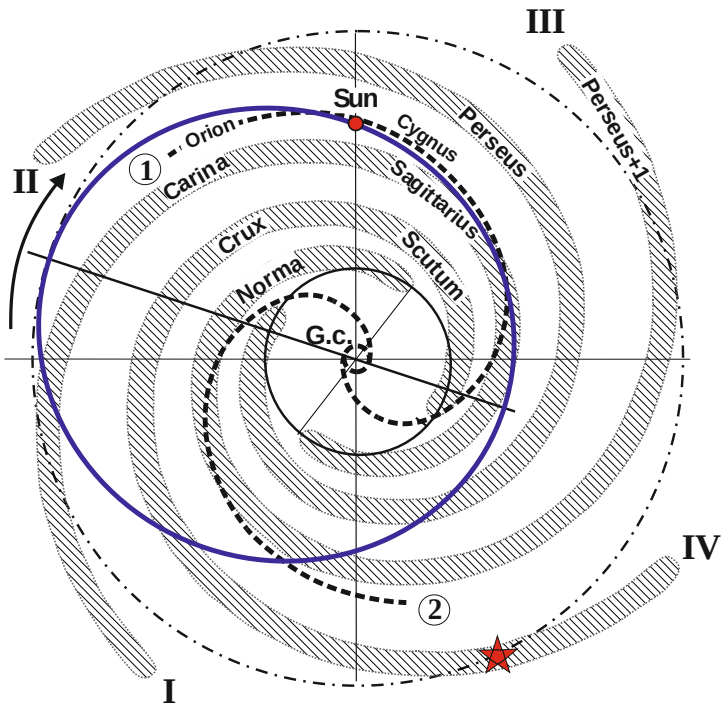


Рис. 1. Положение Солнца (Sun) на орбите (эллипс) в настоящее время относительно 4-х рукавов (римские цифры) и 2-х струйных потоков (арабские цифры) в проекции на галактическую плоскость.
Малый круг – ядерный диск. Внешнее штрихпунктирное кольцо – радиус коротации Галактики R*. Стрелка показывает направление движения Солнца по орбите и поворота линии апсид (прямая линия) орбиты, которые совпадают с вращением Галактики и ее ядерного диска. Звездочка – место в рукаве Crux-Scutum (IV), где ранее образовалась Солнечная система

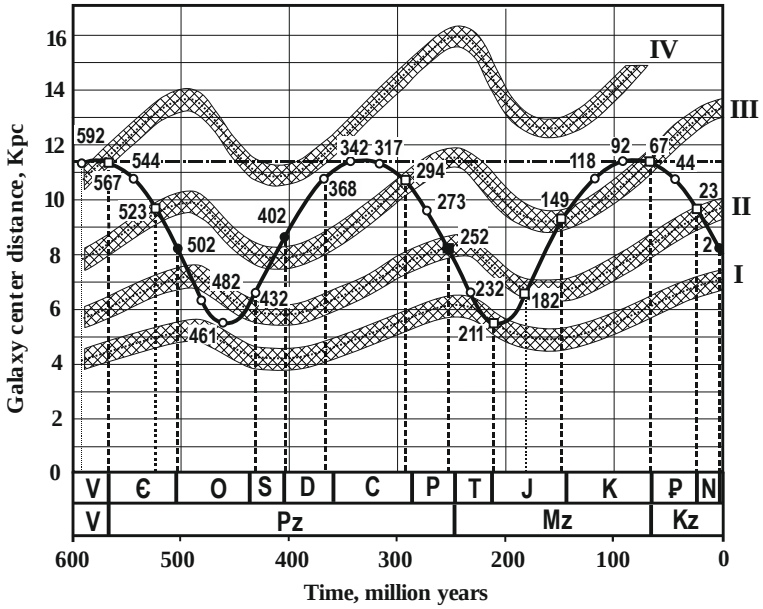


Рис. 2. Положения Солнца относительно галактических рукавов (полосы) и его расстояние до центра Галактики (синусоида) во времени.
Римские цифры – номер рукава на рис. 1. Цифры – время (млн. лет) попадания Солнца в струйные потоки (кружки) и одновременно в рукава (квадраты). Черные значки – пересечения струйными потоками плоскости Галактики, в которой движется Солнце. Штрихпунктирная линия – радиус коротации Галактики R*. Внизу приведена стратиграфическая шкала фанерозоя (1978) с указанием времен границ эр и систем

Все мега-события были инициированы мощными бомбардировками комет в рукавах Галактики на удалении R* от ее центра (таблица 1). Бомбардировки повторялись с периодом T_B = 500 млн. лет, но их интенсивность в разных рукавах отличалась. Наиболее «сильными» кометные бомбардировки были в рукаве Crux-Scutum (IV), где произошли два главных цикла образования Солнечной системы [Баренбаум, 2002]. В рукаве Perseus (II) бомбардировки были менее интенсивны, и еще слабее они были в рукавах I и III.

Поэтому стратиграфическую шкалу докембрия можно строить по тем же правилам, что и шкалу фанерозоя. Пример построения шкалы неопротерозоя приведен на рис. 4 [Barenbaum, 2022]. С учетом данных геологии в расчете принято, что рукав IV мощнее и шире трех других рукавов Галактики. В венде Солнце двигалось внутри этого рукава, потому все кометные бомбардировки были «сильными». Особенно сильной была бомбардировка 592 млн. лет назад, мало чем отличавшаяся от бомбардировки 567 млн. лет назад на границе венда-кембрия. Последнюю границу также считают границей фанерозоя и докембрия, однако ее возраст в Российской и Международной шкале различается. Галактическая модель [Barenbaum, 2022] позволяет уточнить возраст этой важной границы, а также подразделить рифей на 8 систем, включающих от 1 до 4 эпох.

Таблица 1. Связь мега-событий докембрия с галактическими рукавами

Галактический рукав	Время события, млрд. лет	Границы эонов и эр докембрия [Plumb, 1991]
I. Carina-Sagittarius	1.067 3.067	Неопротерозой -------
II. Perseus	1.567 3.567	Мезопротерозой Палеоархей
III. Norma-Perseus+1	2.067 4.067	------- Архей (эоархей)
IV. Crux-Scutum	0.567 2.567 4.567 6.567	Фанерозой (палеозой) Протерозой (палеопротерозой) 2-й цикл планетообразования Образование Солнечной системы

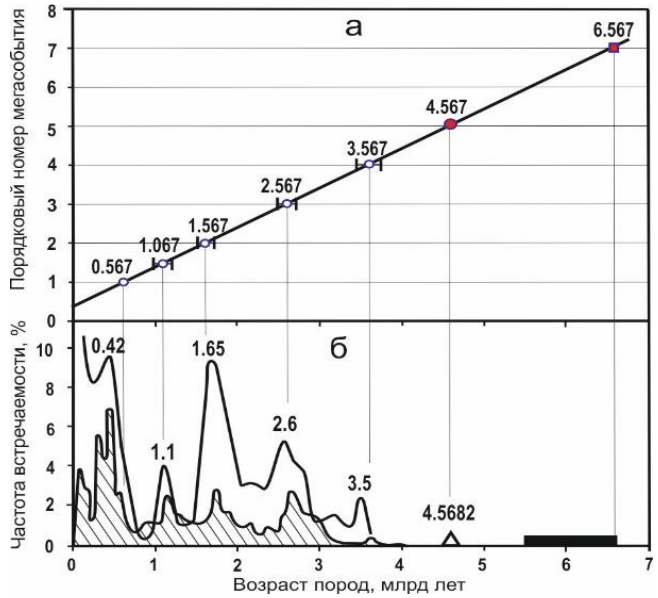


Рис. 3. (а) График циклов мега-событий в истории Земли; (б) Кривые – интенсивность процессов рудообразования (штриховка) и магматизма по Ю.Д. Пушкареву (1990).
Параллелепипед – возраст железных метеоритов FeII по Э.В. Соботовичу (1976).
Треугольник – общепринятый возраст Солнечной системы

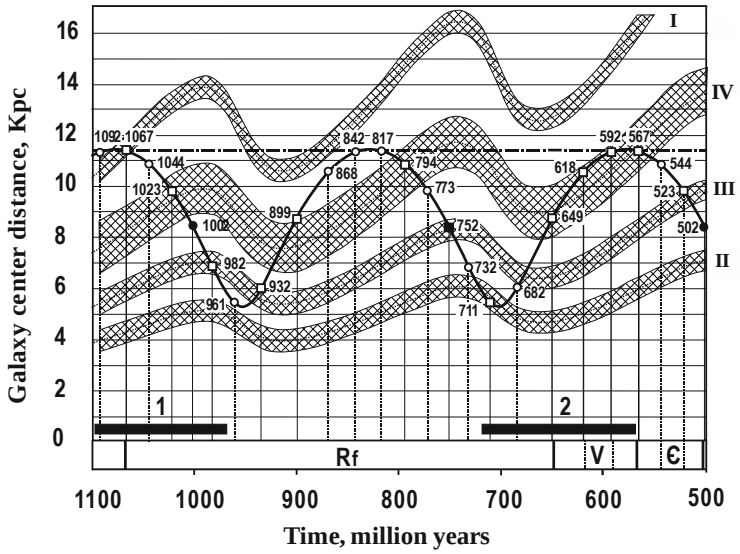


Рис. 4. Положение Солнца на орбите относительно 4-х рукавов Галактики в период от 1100 до 500 млн лет назад. Ширина рукава IV равна 2 Кпк. Границы венда, кембрия и рифея отвечают шкале В.Е.Хаина.
Полосы – периоды существования суперконтинентов Родинии (1) и Паннотии (2). Все другие обозначения (рис. 2)

2. Модель суперконтинентальной цикличности. Образование и объединение литосферных плит в суперконтиненты, как известно, происходит на нашей планете, начиная с архея [Palin, 2020]. В настоящее время в истории Земли с разной степенью достоверности выявлено существование 10 суперконтинентов, которые возникали то южном, то в северных полушариях Земли с периодом T_S = 400 млн. лет [Божко, 2011]. В жизни каждого суперконтинента можно выделить стадию сборки ~ 150 млн. лет, когда он формируется из сравнительно небольших плит, и стадию распада ~ 250

млн. лет, когда суперконтинент распадается на части. Распад бывает полным или частичным. В последнем случае сильно расколотая часть поочередно оказывается, то в северном, то в южном полушарии Земли. Поэтому период цикличности можно также принять равным $T_S' = 800$ млн. лет [Божко, 2011].

Предложены гипотезы [Dien et al., 2019; Doucet et al., 2019], которые объясняют суперконтинентальную цикличность механизмом тектоники литосферных плит при разных моделях конвенции в мантии Земли. Однако эти гипотезы не дают ответа на два ключевых вопроса: 1) откуда берется энергия, необходимая для перемещения плит, и 2) каков механизм, заставляющий суперконтиненты формироваться попеременно с периодом 400 млн. лет в разных полушариях нашей планеты.

В работе [Баренбаум, 2022] автор предложил модернизированную версию модели [Barenbaum, 2022], которая решает оба вопроса. В отличие от версий [Баренбаум, Титоренко, 2020; Barenbaum, 2022] модель [Баренбаум, 2022] наряду с интенсивностью бомбардировок Земли галактическими кометами учитывает также пространственную ориентацию оси вращения Земли. Модель предполагает, что вследствие прецессии плоскости эклиптики Солнечной системы ориентация земной оси периодически меняется. В результате возникает ситуация, при которой в рукавах Галактики на удалении R* от ее центра ось Земли в одном из полушарий оказывается направленной антиколлинеарно движению галактических комет. Как следствие, в этом полушарии резко растет плотность падений комет, что и является причиной формирования в нем суперконтинентов. Это требование является также обязательным условием развития на нашей планете глобальных покровных оледенений [Баренбаум, 2021].

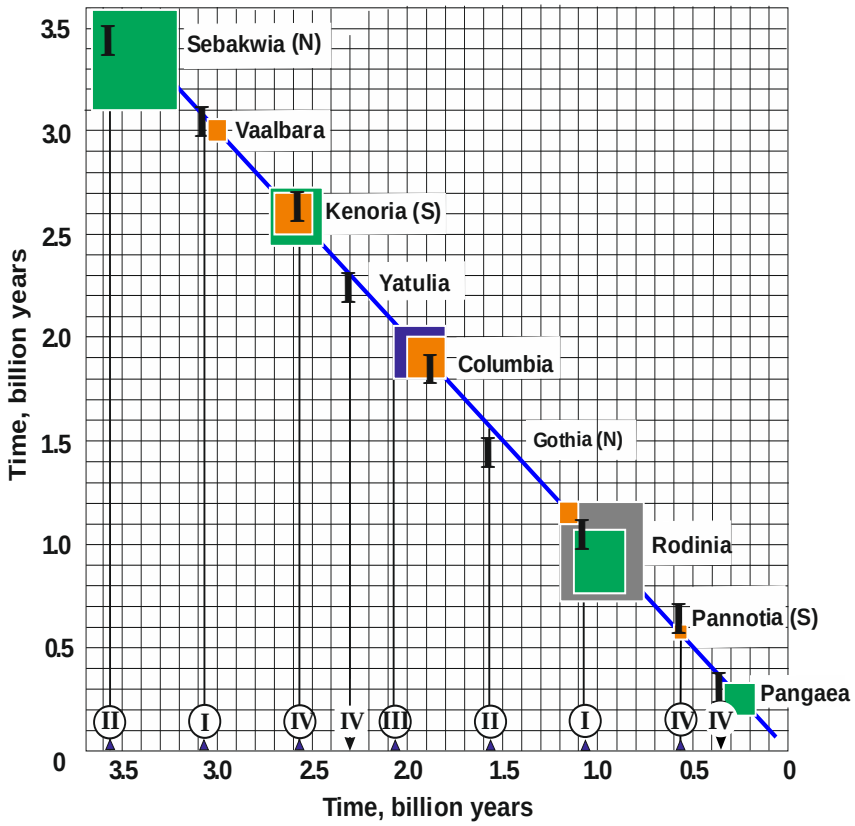


Рис. 5. Периоды существования суперконтинентов (ось ординат) в сопоставлении с эпохами бомбардировок комет в галактических рукавах (I – IV) при R = R* (в кружках) и при R < R* (без кружков). Черные значки – данные [Божко, 2011]. Буквы (S) и (N) указывают южную и северную полярность

Таким образом, в силу специфики физического механизма взаимодействия галактических комет с Землей [Баренбаум, 2010; Barenbaum, 2015; Barenbaum et al., 2016; Barenbaum, Shpekin, 2019], суперконтиненты возникают в полюсных областях нашей планеты в условиях высокой плотности падений комет, а разрушаются на средних широтах при много меньшей плотности кометных падений. Заметим также, что прецессия плоскости эклиптики приводит к тому, что период цикличности образования суперконтинентов $T_S = 400$ млн. лет (или $T_S' = 800$ млн. лет) отличается от главного периода мега-событий (таблица 1).

На рис. 5 проведено сравнение периодов существования суперконтинентов по данным [Божко, 2011] с эпохами мощных кометных бомбардировок Земли в галактических рукавах (таблица 1).

Мы видим, что суперконтиненты главным образом возникали в галактических рукавах на удалении R*от центра Галактики. Так, суперконтиненты Kenoria и Pannotia формировались в мощном рукаве IV, континенты Sebakwia и Gothia – в рукаве II, а Vaalbara и Rodinia – в рукаве I. Суперконтиненты Yatulia и Pangaea также формировались в рукаве IV, но на расстоянии от центра R < R*. Вместе с тем, средний период суперконтинентальной цикличности T_S = 400 млн. лет не совпадает по длительности ни с периодом кометных бомбардировок в галактических рукавах T_B = 500 млн. лет (таблица 1), ни с периодом орбитального движения Солнца в Галактике (рис. 2).

В модели [Баренбаум, 2022] период T_S нами объяснен прецессией плоскости эклиптики Солнечной системы. Этот вывод сделан на том основании, что у ряда планет их ось вращения отклонена от перпендикуляра к плоскости эклиптики на угол $\vartheta \approx 90°– 63°$, где 63º – угол наклона плоскости эклиптики к галактической плоскости, в которой движутся галактические кометы. В частности, у нашей планеты угол $\vartheta = 23.44°$, Марса – 25.2°, Сатурна – 26.73° и Нептуна – 28.32°.

Поэтому полупериод прецессии плоскости эклиптики найдем как $T_E = (T_S^{-1} – T_B^{-1})^{-1}$ = 2 000 млн. лет. Следовательно, при данном значении T_E ось вращения Земли и направление прилета комет совпадают, и суперконтиненты будут поочередно возникать с периодом T_S = 400 млн. лет, то в южном, то в северном полушарии Земли. Этот вывод подтверждают палеореконструкции суперконтинентов Pannotia, Kenoria, Sebakwia и Gothia, которые дают основания считать, что во время их формирования ось Земли совпадала с направлением падения галактических комет. При этом суперконтиненты Pannotia и Kenoria находились преимущественно в южном полушарии, а суперконтиненты Sebakwia и Gothia в северном (рис. 4). Что касается суперконтинентов Vaalbara, Columbia и Rodinia, то их реконструкции показывают, что они располагались на низких и средних широтах и, потому вряд ли могли существовать в слитном состоянии.

На рис. 6 показаны эпохи развития оледенений в истории Земли [Чумаков, 2015], которые подразделены на «гляциопериоды» и «гляциоэры». Мы видим, что на масштабы оледенений и их длительность влияет не только совпадение земной оси с направлением движения галактических комет, но и одновременное попадание Солнца в галактический рукав Crux-Scutum (IV). Два последних раза, когда это происходило, на Земле возникали крупные покровные оледенения. Первое ~ 2.5-2.2 млрд. лет назад названо Гуронской гляциоэрой, а второе ~ 750-540 млн. лет назад Африканской гляциоэрой. Оба оледенения развивались в южном полушарии: Гуронское на суперконтиненте Kenoria, а Африканское на суперконтиненте Pannotia. Интервал между этими оледенениями назван «Великой ледниковой паузой» [Чумаков, 2015].

В соответствии с моделью [Баренбаум, 2022] во время Великой ледниковой паузы земная ось, ни разу в точности не совпала с направлением падения комет, а их бомбардировки в галактических рукавах, хотя и создавали на Земле суперконтиненты, были гораздо слабее, чем в рукаве Crux-Scutum (IV). Наиболее важный результат модели [Баренбаум, 2022] заключается в том, что величина T_E совпадает с периодом вращения линии апсид солнечной орбиты T_α. Это означает, что в резонансе с вращением Галактики и движением в ней Солнца прецессирует также плоскость эклиптики Солнечной системы. Отсюда следует, что суперконтинентальная цикличность – это явление, вызванное не эндогенными процессами в глубоких недрах Земли, а космическими процессами в Галактике.

Главную роль в этом явлении играют падения на Землю галактических комет, которые поочередно бомбардируют то южное, то северное полушарие земного шара. При этом суперконтиненты формируются в высоких полярных широтах Земли вследствие очень высокой плотности падений комет, а распадаются на средних широтах при существенно меньшей плотности кометных падений.

Модель автономной литосферной оболочки Земли. Данная модель [Баренбаум, 2023] дополняет галактическую модель [Баренбаум, 2022] тем, что позволяет отслеживать движения отдельных плит при сборке и распаде суперконтинентов. Эта модель рассматривает литосферу Земли, в которой движутся континентальные и океанические плиты, как конвективную оболочку нашей планеты, автономно вращающуюся по астеносфере относительно мантии.

Вопрос о наличии у Земли такой литосферной оболочки нами связывается с проблемой образования Луны. В Галактоцентрической парадигме эта проблема решается с позиций представлений «Космогонии Открытой Солнечной системы (концепция КОСС)» [Баренбаум, 1992], которая в отличие от космогонии Канта-Лапласа изучает процессы образования Солнца и планет в условиях мощных космических воздействий.

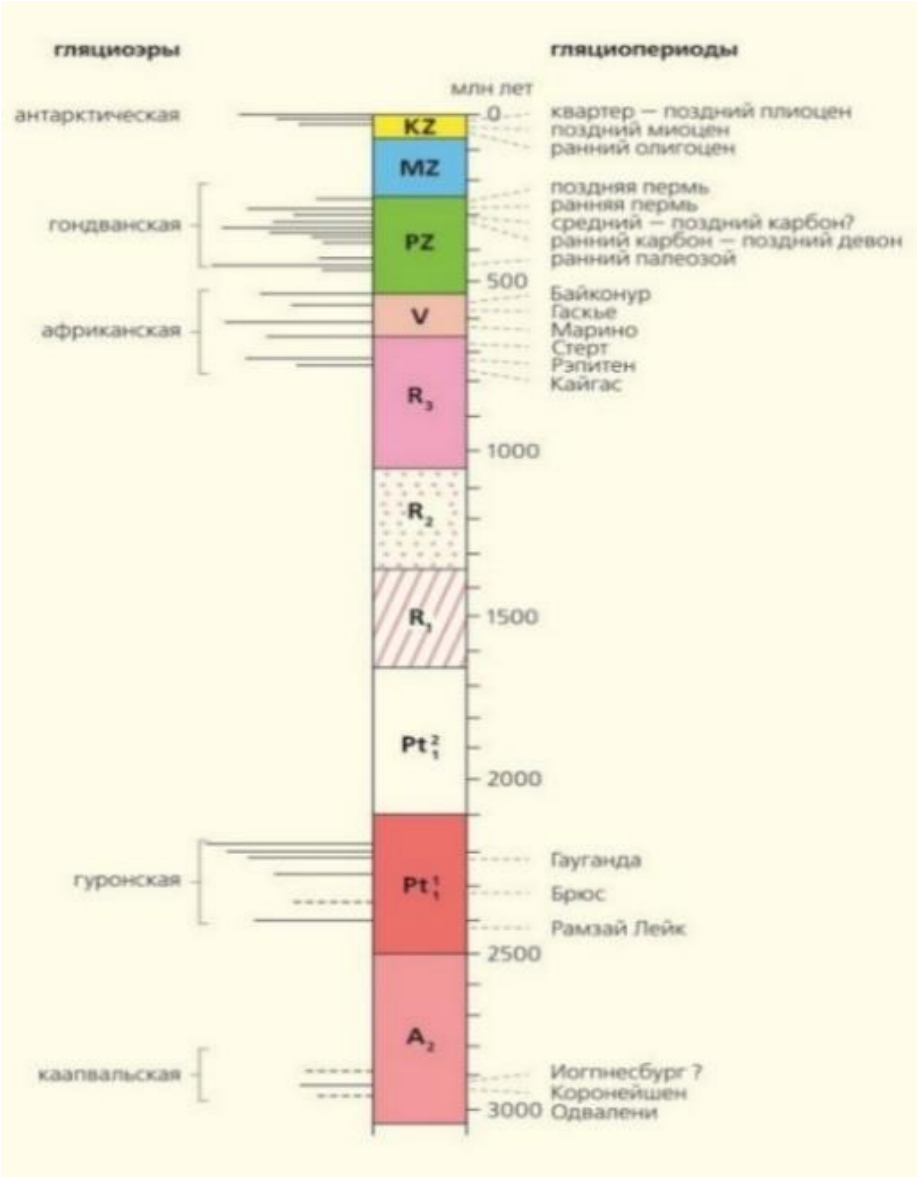


Рис. 6. Л Гляциоэры и гляциопериоды оледенений [Чумаков, 2015]. Длительный период отсутствия признаков оледенений между Гуронской и Африканской гляциоэрами получил название «Великая ледниковая пауза»

Главным положением концепции КОСС является утверждение, что Солнечная система и ее планеты образовались в два этапа. На первом, предположительно ~ 6.6 млрд. лет назад, возникли Солнце и планеты, а на втором ~ 4.567 млрд. лет назад, вызванном разрушением планеты Фаэтон, из ее обломков возник пояс астероидных тел, ряд планет претерпел изменения, и у планет появились спутники, включая образование Луны около Земли.

Согласно КОСС, к моменту гибели Фаэтона наша планета существовала как минимум ~ 2 млрд. лет, она уже имела твердое Fe-Ni ядро, близкую к современной систему мантийных силикатных оболочек и мощную анортозитовую кору. Расчеты показали, что вследствие падений крупных обломков Фаэтона наша планета потеряла 245±10 км поверхностного слоя пород, который состоял на ~ 1/3 из первичной анортозитовой коры и на ~ 2/3 из пород мантийного состава. Большая часть этого вещества была утеряна безвозвратно, ≈ 18% выброшено на околоземную орбиту и вошло в состав Луны, и примерно столько же выпало обратно на Землю, расплавив ее до глубин ~ 100 км и создав «магматический океан».

После остывания породы этого «магматического океана» испытали дифференциацию на коровую и мантийную части. Однако из-за потери ~ 2/3 первичной коры, оставшегося тугоплавкого вещества хватило лишь на то, чтобы покрыть континентами ~ 1/3 поверхности земного шара. Эта нехватка вещества коры сегодня проявляется в существовании у Земли «океанического» и «континентального» полушарий, а также в присутствии континентальных (старых) и океанических (молодых) плит, перемещающихся по нагретым породам астеносферы с разными скоростями.

Модель автономной литосферной оболочки допускает, что поверхностный слой земной коры к настоящему времени полностью не остыл и находится в состоянии частичного плавления и конвективного перемешивания. Главную роль в поддержании литосферы в этом состоянии играют бомбардировки Земли галактическими кометами. Падения комет раскалывают и передвигают плиты, а также вызывают сильный неравномерный нагрев слоя пород астеносферы [Баренбаум, 2016], по которому перемещаются плиты и литосферная оболочка. Модель [Баренбаум, 2023] определяет эти перемещения с учетом еще двух важных физических явлений.

Первое явление, получившее название «True polar wander (TPW)» [True polar wander], обнаружено при анализе траекторий движений плит с использованием данных палеомагнитных измерений. Явление заключается в том, что полюс вращения системы подвижных плит перемещается по поверхности земного шара, меняя свое положение за время ~ 10^6–10^7 лет. Сегодня этот TPW феномен объясняют изменением направления оси Земли в результате изменения главной оси инерции земного шара при перемещении плотностных неоднородностей в мантии [Goldrreich, Toomre, 1969]. Такое объяснение, однако, сталкивается с серьезными трудностями.

Автором предложена иная интерпретация TPW феномена. Показано [Баренбаум, 2023], что TPW феномен вызван изменениями ориентации не земной оси, а полюса вращения литосферной оболочки нашей планеты. При этом литосферная оболочка (или ее значительная часть) вращается относительно мантии со скоростью, которая отличается от скорости вращения планеты, к тому же оси вращения Земли и литосферной оболочки не обязательно совпадают.

Второе явление – влияние на движение плит силы Кориолиса. Эта инерционная сила действует на объекты, движущиеся в системе отсчета, которая вращается относительно инерциальной системы отсчета. Под действием силы Кориолиса во вращающейся системе отчета объекты получают ускорение:

$$\alpha = 2[V \times \omega] = 2V\omega \sin(\varphi), \qquad (1)$$

где V – вектор скорости объекта во вращающейся системе отчета, ω – вектор угловой скорости вращения вращающейся системы отсчета относительно инерциальной системы, φ – угол между векторами V и ω. Сила Кориолиса направлена перпендикулярно плоскости векторов V и ω. В северном полушарии Земли сила Кориолиса отклоняет объекты вправо от направления их движения, а в южном – влево.

А опрос о необходимости учета действия силы Кориолиса на движение литосферных плит поставлен нами при анализе результатов работы [Хуторской, Тевелева, 2018]. Ее авторы, изучая потоки тепла вдоль девяти геотраверсов, пересекающих на разных широтах срединные океанические хребты в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, нашли, что средние тепловые потоки на западном и восточном фланге геотраверсов в северном и южном полушарии различаются. В южном полушарии более высокие значения среднего теплового потока имеет западный фланг геотраверсов, а в северном полушарии – восточный фланг. Наш анализ показал [Баренбаум, 2016], что отношение средних тепловых потоков в трех океанах по обе стороны от хребтов с увеличением широты растут по «закону синуса», отвечающему формуле (1).

Построенная модель автономной литосферной оболочки [Баренбаум, 2023] позволяет по-новому интерпретировать TPW феномен, а также теоретически обосновать влияние силы Кориолиса на движение океанических и континентальных плит. Приведем соответствующие формулы, которые проиллюстрируем на рис. 7.

Выразим скорость плит относительно мантии суммой скоростей $\tilde{V} = V' + V''$, где V′– вектор скорости движения плит в литосферной оболочке, а V″– вектор скорости движения оболочки относительно мантии. Будем также считать литосферную оболочку вращающейся системой отсчета, а мантию с закрепленной в ней земной осью (а также осью геомагнитного поля) определим как инерциальную система отсчета.

Уместен вопрос, что вращается быстрее – мантия или литосферная оболочка? В первом случае плиты отстают от вращения мантии, а во втором ее опережают. Как следствие, плиты не только смещаются относительно глубоких горячих точек в мантии на запад или на восток, но также под действием силы Кориолиса перемещаются в широтном направлении. Факты свидетельствуют, что, по крайней мере, в фанерозое угловая скорость вращения оболочки ω_o была выше, чем у мантии $\omega_м$, и при этом плиты смещались на север.

Далее воспользуемся следующей простейшей моделью. Пусть литосферная оболочка и мантии вращаются вокруг одной оси со скоростями $\omega_o > \omega_м$. В этом случае литосферные плиты в инерциальной

системе отсчета Земли будут перемещаться на запад вдоль широты со скоростью:

$$V = R\,(\omega_o - \omega_м)\cos(\varphi), \qquad (2)$$

а под действием силы Кориолиса приобретут ускорение по долготе

$$\alpha = 2R\omega_м\,(\omega_o - \omega_м)\cos(\varphi)\sin(\varphi), \qquad (3)$$

где R – радиус Земли, а φ – широта места.

Формула (3) показывает, что влияние силы Кориолиса на движение плит максимально на широте $\varphi = 45^o$, а на экваторе ($\varphi = 0^o$) и на полюсах ($\varphi = \pm 90^o$) эта сила на плиты не действует. Если принять, что плиты вместе с литосферной оболочкой движутся с постоянной скоростью $V' \neq 0$ по меридиану на север (рис. 7б), то под действием силы F_k в северном полушарии скорость плит в широтном направлении уменьшится на величину $V'\omega_m \sin(\varphi)$, а в южном полушарии на ту же величину возрастет.

Поскольку модель носит общий характер, она применима и в случаях, когда плиты движутся с разными скоростями и в произвольных направлениях. Отсюда, приходим к трем важным **заключениям:** 1) экватор Земли является особой зоной, где плиты испытывают напряжения растяжения (рис. 7а) и сдвига (рис. 7б); 2) на линии экватора направление силы Кориолиса подвергается инверсии; 3) влияние силы Кориолиса на движение плит максимально на средних широтах, а на экваторе и на полюсах Земли сила Кориолиса действовать перестает.

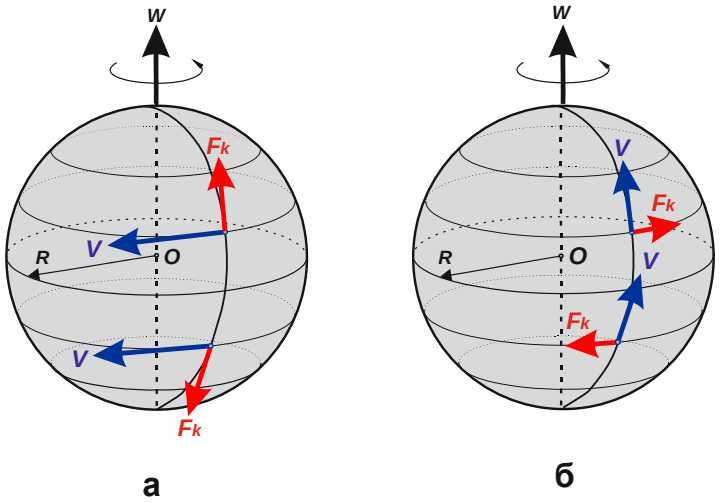


Рис. 7. Действие силы Кориолиса на плиты, движущиеся в широтном (а) и в долготном (б) направлениях в северном и в южном полушариях

Эта особенность действия силы Кориолиса на движущиеся континентальные и океанические плиты в галактической модели подтверждена на двух примерах [Barenbaum, 2023]. При объяснении строения Атлантического срединно-океанического хребта и его трансформных разломов. И при анализе распада суперконтинента Пангея, приведшего к образованию Атлантического океана.

Литература

1. *Баренбаум А.А.* Вращение литосферной оболочки Земли относительно мантии: новое объяснение феномена «истинного полярного блуждания», участие силы Кориолиса в движении литосферных плит // ВЕСЭМПГ-2023. – М: ГЕОХИ РАН. 2023. С. 267–274.
2. *Баренбаум А.А.* Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. – М.: ГЕОС. 2002. 393 с.
3. *Баренбаум А.А.* Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. – М.: ЛИБРОКОМ. 2010. 546 с.
4. *Баренбаум А.А.* Космогонические основания // Общая и полевая геология: Учебник для вузов / ред. А.Н. Павлов. – Л.: Недра. 1991. С. 445–455.

5. *Баренбаум А.А.* Образование астеносферы галактическими кометами как новое направление в тектонофизике // Четвертая тектонофизическая конф. в ИФЗ РАН: Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. – М.: ИФЗ РАН. 2016. Т.2. Раздел 5. С. 430–438.
6. *Баренбаум А.А.* Солнечная система в эпоху взрыва Фаэтона. Происхождение Луны // Концептуальные основы геологии. – СПб.: СПбГИ. 1992. С. 95–106.
7. *Баренбаум А.А.* Суперконтинентальная цикличность как следствие бомбардировок Земли галактическими кометами в спиральных рукавах Галактики // ВЕСЭМПГ-2022. – М: ГЕОХИ РАН. 2022. С. 258–264.
8. *Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А.* Геохронологические шкалы и астрономическое время // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т.10. №2. С. 3–14.
9. *Баренбаум А.А., Титоренко А.С.* Галактическая модель геологической цикличности: оптимизация параметров и тестирование по данным геологии и астрономии // Труды ВЕСЭМПГ-2020. – М: ГЕОХИ РАН. 2020. С. 210–215.
10. *Божко Н.А.* О двух типах суперконтинентальных циклов // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2011. №5. С. 15–24.
11. *Божко Н.А.* Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2009. №2. С. 13–28.
12. *Хуторской М.Д., Тевелева Е.А.* Асимметрия теплового потока на срединно-океанических хребтах в Северном и Южном полушариях Земли // Георесурсы. 2018. 20 (2). С. 122–132.
13. *Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. – М.: ГЕОС. 2015. 160 с.
14. *Barenbaum A.A., Shpekin M.I.* To the development of the mechanism of interaction of galactic comets with the terrestrial planets // J. Phys.: Conf. Ser. 2016. 774. 012096.
15. *Barenbaum A.A.* Geological structures created by falls of galactic comets // J. Phys.: Conf. Ser. 2015. 653. 012073.
16. *Barenbaum A.A.* On the issue of “True polar wander” Phenomenon and Its Alternative Physical Interpretation Based on Galactic Model // In Book: Processes in GeoMedia – Volume VII. 2023.
17. *Barenbaum A.A.* Solution of problem questions of astronomy and geology using the optimized galactic model // In Book: Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes – 2022.
18. *Dien H.G.E. et al.* Global geochemical fingerprinting of plume intensity suggests coupling with the supercontinent cycle // Nature Communications. 2019. 10 (1).
19. *Doucet L.S. et al.* Coupled supercontinent–mantle plume events evidenced by oceanic plume record // Geology. 2019. V. 48. P/ 159–163.
20. *Goldrreich P., Toomre A.* Some more remarks on polar wandering. J. Geophys Res. 1969. 74 (10). P. 2555–2567.
21. *Palin R.M. et al.* Secular change and the onset of plate tectonics on Earth // Earth-Science Reviews. 2020. V. 207. P. 103–117.
22. True polar wander. – URL: https://en.wikipedia.org/wiki/True_polar_wander. Дата обращения 1.03.2023

ФЛЮИДОНАСЫЩЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ЕВРАЗИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В.В. Белявский

ЦГЭМИ ИФЗ РАН, г. Москва, г. Троицк, Россия; victor.belyavsky@list.ru

Перед магнитотеллурическими наблюдениями ставились задачи по изучению глубинного строения литосферных плит, очаговых зон землетрясений и вулканических камер, путем выделения проводящих структур, оценки их насыщения флюидом или расплавом. Сейсмическая опасность регионов связана с источниками избыточного давления и областями его перераспределения, что определяется и содержанием флюида. Близость положения низкоомных блоков к сейсмическим волноводам или к доменам повышенного поглощения поперечных волн позволила оценить минерализацию флюида, степень его связанности в блоках литосферы по которым происходит их перемещение. Поставленные задачи решались с помощью программ: 3D математического моделирования [Druskin, Knizhnerman, 1994], 2D и 3D инверсий [Варенцов, 2002; Siripunvaraporn et al., 2005] магнитотеллурических матриц [Z_{ob}], их адаптации при рассмотрении инвариантных импедансов [Counil et al., 1986] и визуализации результатов [Белявский, 2017].

Наиболее вероятной причиной понижения удельного сопротивления коры на глубинах 20-30 км являются процессы дегидратации пород амфиболитовой фации метаморфизма при $T = 680^{o}$-800^{o}C или серпентинитов – $T = 500^{o}$C [Браун, Массет, 1984]. Возникновение водной фракции флюида может быть связано и с фазовыми превращениями минералов, магматической формой их транспортировки из мантии и скоплением в зонах перехода от хрупкой коры к жесткой. Этот гидротермальный флюид можно представить системой $NaCl–H_2O$, существующей в виде надкритической фазы при высоком давлении. Его миграция по зонам трещиноватости ведет к концентрации водной фракции в поровом пространстве очаговых зон землетрясений.

В проводящих литосферных блоках оценка содержание водной фракции флюида Φ_ρ^f выполнялась по формуле [Archie, 1950] с учетом, что $\Phi_\rho^f < 15\%$ и $\sigma_f >> \sigma_s$. Учитывалась зависимость ρ_f минерализованной воды от температуры и давления и от степени связанности водной фракции в непрерывные цепи [Shimojuku et al., 2014]. Содержание всех долей флюида Φ^f_v и расплава Φ_v^m в доменах литосферы с дефицитом скорости продольных волн определялось из уравнения среднего времени [Wyille et al., 1956]. Они принималась за реперные, при оценке водной фракции флюида и расплава по распределениям, получаемых при решении обратной МТ задачи методом подбора или инверсии значений $\rho^m(Z, X, Y)$ и $\rho^{in}(X, Y, Z)$. Φ_ρ^m оценивалось для расплавов с: $\rho_m^{pm} = 0.07$ Ом·м (насыщенного перидотита) и $\rho_m^b = 0.14$ Ом·м (базальта).

Корякско-Камчатский регион. Флюидонасыщение низкоомных аномалий $\rho^m(Z^m, X^m, Y^m)$, выделенных при решении 3D обратной МТ задачи подбором к наблюденным инвариантным кривым МТЗ 3D-модельных, определялось при минерализации воды солями NaCl $C = 100$ и 170 г/л [Белявский, 2021]. Выбор минерализации флюида учитывался распределением сейсмических скоростей [Федотов, 2006].

1. Под Южно-Камчатским прогибом, задуговой структурой с роевой сейсмичностью и гидротермальной активностью, оцениваемое на глубине $Z = 30$ км содержание $\Phi_v^f \approx 1.6$-2.4%. Его миграция к проводящему блоку на $Z = 13$ км ведет к насыщению его Φ_ρ^f до 1.2-2%. Такая картина свойственна зоне поддвига океанической плиты под континентальную. На её переднем фланге под структурами Прибрежного горста, глубже 60 км формируется расплав с $\Phi_\rho^b = 3\%$ (при $\Phi_v^b = 1.6\%$), вызванный плавлением субдуцированных океанических пород.

2. Под Начикинской грабенообразной структурой с высокой вулканической активностью, являющейся продолжением Тихоокеанского палеорифта под границей Мохо (H = 40 км), формируются расплавы обводненных мантийных пород с $\Phi_v^b \approx \Phi_\rho^b = 1.5$-$3\%$ или концентрация флюида с $\Phi_\rho^f = 0.7$-1.8%. Этот блок прослеживается до СФЗ О-В-К, а Петропавловский, Вилючинский и Жупановский глубинные разломы, ограничивающие грабен, имеют $\Phi_\rho^f = 0.3$-2%, а региональные разломы (Асачинский, Больше-Банный, Ходутковский) секущие Прибрежный горст - $\Phi_\rho^f < 0.2\%$. Под Срединным выступом флюид в литосфере не выделен. Под Хавывенским поднятием (ХПП), широтные разломы: Унанский, Облуковский, Крестовский, Жупановский, Лаучан-Андриановский и Шивелучский на глубинах 1-10 км характеризуются $\Phi_\rho^f = 0.4$-2%. Вокруг них, на глубинах 5-30 км концентрируется гипоцентры землетрясений с магнитудой $M = 2.5$-5.

3. Под действующими вулканами Толбачевский, Безымянный, Шивелучский и Ключевской на глубине 10 км Φ_ρ^f = 1-2%, а глубже Z = 30 км (T = 800°С) $\Phi_\rho^b = \Phi_\rho^m$ = 5-10%. Это зона вулканической и сейсмической активности западного окончания Алеутской вулканической дуги, проникающей до глубины 10 км под ХПП, где граница Мохо поднимается с глубины 40 км до 25-30 км под Ключевско-Шивелучскую группу вулканов. Под межплитными разломами МП1 и МП2, протягивающиеся от Охотской до Беринговой плиты, на глубинах от 5 до 40 км Φ_ρ^f = 0.7-0.2%, а расположенная между ними литосфера имеет Φ_ρ^f < 0.12%.

4. Под эпицентральными полями Ильпырского, Корякского, Хаилинского и Олюторского землетрясений глубже 20 км Φ_ρ^f = 0.3-0.5%. Под их гипоцентрами в Ильпино-Тылговаямском и Гывенско-Пахачинском прогибах наблюдается резкий перепад границ обмена в коре и высокое поглощение сейсмических волн [Белявский, 2021]. Мантийный блок (с Φ_ρ^m = 2.4-5%) с глубины 35 км под Вывенской впадиной, опускается до Z = 50 км под Корякским аккреционным покровом, где Φ_ρ^m = 1.6-3.5% (Φ_ρ^f = 0.12%). В Парапольско-Пусторецком прогибе, ограничивающим с запада Корякское нагорье, блок с Φ_ρ^f = 0.2% (Φ_ρ^b = 2.3-5%) вновь поднимается до 40 км, а под Пенжинской впадиной и до Z = 15-20 км. Эта картина отвечает палеосубдукционной схеме распределения границ.

Выводы. В Камчатско-Корякском регионе блоки с высоким флюидонасыщением до 2% и расплавом в 2.5-10% коррелирует с областями повышенной сейсмической и вулканической активности, с доменами пониженных скоростей продольных волн и повышенного затухания обменных. Они расположены на пересечении меридиональных структур О-В-К с широтными: Императорской и Алеутской вулканическими дугами, а также под Корякским сейсмическим поясом, где аккумулируется флюид или расплав.

Алтае-Саянский регион. Глубинные разломы (рис. 1) Алтае-Саянского региона играют ведущую роль в распределении сейсмичности. По ним происходит разгрузка тектонических напряжений, а по Каа-Хемскому, Азасскому, Агардагскому, Восточно-Таннуольскому разломам и перемещение коровых блоков. В местах пересечения разломов впадины погружаются со скоростью до 0.7 мм/год, а обрамляющие их блоки поднимаются до 1.5 мм/год [Матросов, Шапошников, 1988].

Содержание флюида Φ_ρ^f в проводящих блоках литосферы оценивалось по результатам 3D инверсии [Белявский, Лозовский, 2022] для ядер низкоомных аномалий и зон с максимальным градиентом уменьшения $\rho(Z)$. Величина его минерализации хлоридом натрия с C = 170 г/л не противоречит Φ_v^f, полученным по сейсмическим данным. Так, под Кызылской впадиной, лежащей на продолжении Байкальского рифтовой зоны, доменам на глубинах: Z_v = 10 км с $\Phi_v^f \approx$ 0.75% и Z_v = 35 км с $\Phi_v \approx$ 1.3% отвечает флюидонасыщение с Φ_ρ^f = 0.7-0.9% в т.и. 26-27 пр. Г – Г (рис. 1, рис. 2), а восточнее впадины в т.и. 6-12 (пр. Ж – Ж) Φ_ρ^f = 1.2-2.5% (рис. 1).

Флюид в очагах землетрясений и разрывных структурах. На глубинах около 30 км температура в регионе достигает 600-800° С. Её достаточно для образования надкритического водного флюида при дегидратации пород амфиболит содержащих пород. Дальнейшая его миграция по зонам трещиноватости и разломов ведёт к понижению их УЭС.

1. Максимальной флюидонасыщеностью Φ_ρ^f = 0.5-1.4% (рис. 1), характеризуются глубинные разломы с северо-восточным и северо-западным простиранием под Тувинской, Кызылской и Убсунурской впадинами и блоки, расположенные вблизи гипоцентров землетрясений на глубинах 15-25 км или под ними (рис. 2). Высокое Φ_ρ^f = 0.5-1.2% приурочено к пересечению глубинных разломов: Агардакского с Унгешским и Восточно-Таннуольским, Балыктыг-Хемского с Байсютским, Барлыкского с Хемчинско-Куртушибинским, Южно-Танноулького с Убсунур-Баянкольским, Саяно-Батеневского с Батеневским (рис. 1), и разломам Саяно-Батеневскому, Восточно-Кузбаскому, Мартайгинско-Патынскому и Сарасинскому примыкающим запада и юго-востока к Батеневскому, Томско-Терсинскому и Бийско–Барнаульскому массивам.

Минимальное содержание флюида (Φ_ρ^f < 0.1%) свойственно разломам: Башеланскому, Южно-Терактинскому, Курайскому, Хемчикско-Куртушибинскому, Азасскому и Каа-Хемскому в интервалах, где растягивающие девиаторные напряжения ориентированы вдоль них (рис. 1) [Ребецкий и др., 2013] Если они ортогональны к ним, то возможно поступление флюида в верхние части коры (рис. 2). Невысоким содержанием Φ_ρ^f = 0.05-0.15% характеризуется кора под Чуйской впадиной, вдоль которой ориентированы векторы растяжения, как и разломы Батеневского массива. Это связано с относительно спокойным режимом его развития, но глубже 25 км, на границе с Мрасским массивом, при высоком тепловом потоке, пониженной скоростью сейсмических волн и подъеме границы Мохо Φ_ρ^f растет до 0.3% (рис. 1). Не выделен флюид под массивами Западно-Сангиленским, Бийско-Барноульским и Кузнецкой угленосной СФЗ.

2. Основная часть гипоцентров землетрясений расположена (рис. 2) над кровлей коровых проводников, вблизи глубинных разломов с Φ_ρ^f = 0.8-0.1% и доменов с повышенным затуханием обменных волн землетрясений или понижением скорости продольных волн. Это свидетельствуют о повышенной трещиноватости и обводненности блоков коры под очагами землетрясений. Максимальным содержанием флюида (Φ_ρ^f = 0.5-1%) характеризуются Тээлинская, Каа-Хемская и Самагалтайская очаговые зоны, расположенные в Тувинской котловине и Убсунурской впадине (рис. 2) на глубинах 15-20 км. Низкие Φ_ρ^f = 0.1-0.2% свойственны Большепорошскому (пр. В – В, т.и. 5), Алтайскому (пр. И – И, т.и. 14) и Шагонарскому (пр. Г – Г, т.и. 10-11) гипоцентрам землетрясений и разломам Башеланский и Курайский, ограничивающим с юга и севера Чуйскую впадину (рис. 1).

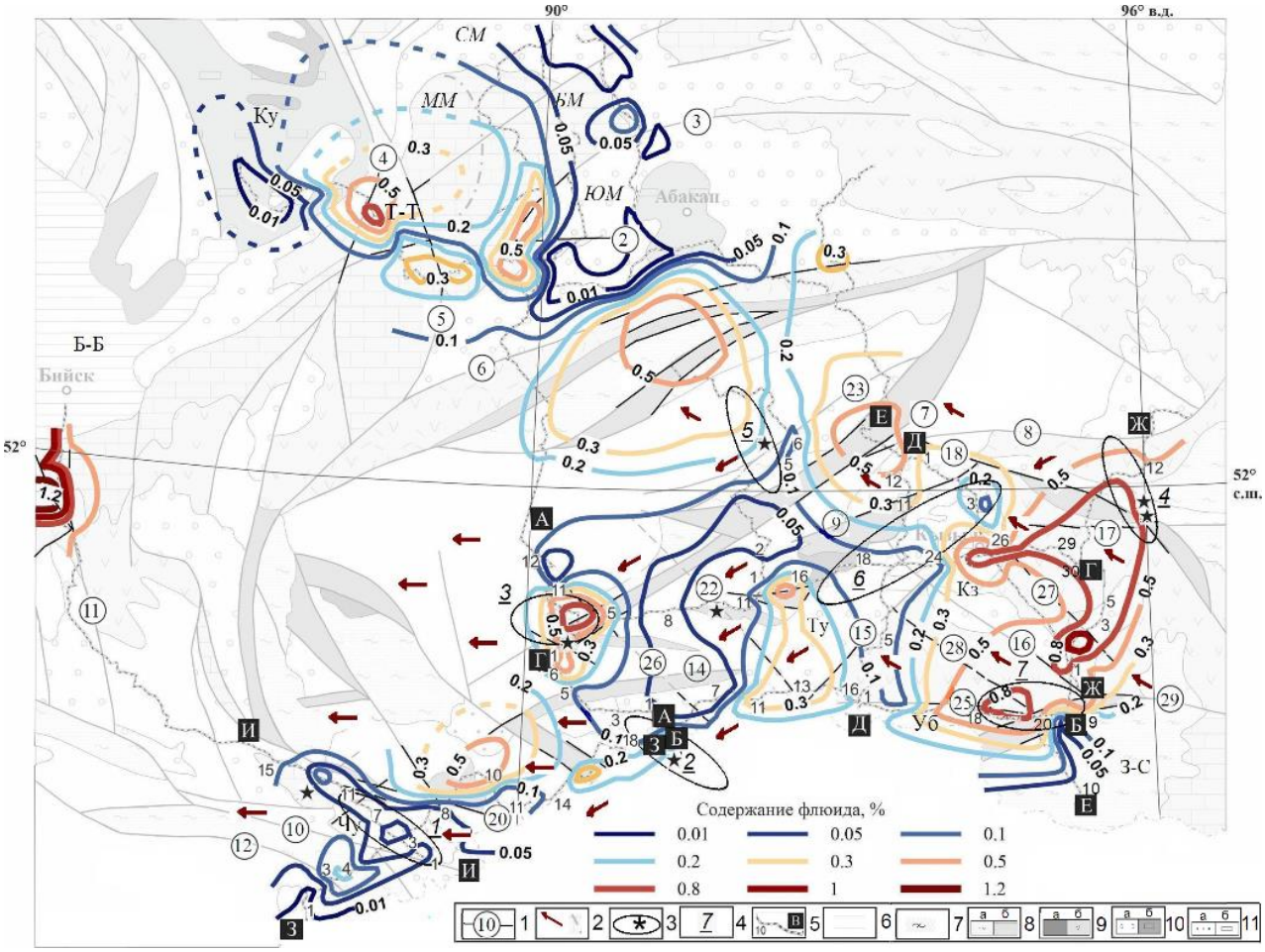


Рис. 1. Профили МТЗ на схеме структурно-геологического районирования Алтае-Саянского региона [Матросов, Шапошников, 1988] и содержание жидкого флюида в низкоомных блоках земной коры, выделенных на глубинах более 5 км.

1 – разломы: 2 – Батеневский, 3 – Саяно-Батеневский, 4 – Восточно-Кузбасский, 5 – Мартайгинско-Патынский, 7 – Хемчикско-Куртушубинский, 8 – Азасский, 9 – Уюкский, 10 – Башеланский, 11 – Сарасинский, 12 – Южно-Терективский, 14 – Шуйский, 15 – Убсунур-Баянкольский, 16 – Восточно-Таннуольский, 17 – Байсютский, 18 – Каа-Хемкский, 20 – Курайский, 22 – Карасуг-Улатайский, 23 – Кантегинский, 25 – Южно-Таннуольский, 26 – Барлыкский; 27 – Балыктыг-Хемский, 28 – Унгешский, 29 – Агардакский; 2 – направления растягивающих девиаторных напряжений [Ребецкий и др., 2013] и контур низкоскоростного коромантийного тела с повышенным тепловым потоком, 3, 4 – эпицентральные поля очаговых зон землетрясений, эпицентры главных событий: 1 – Алтайского, 2 – Шапшальского, 3 – Тээлинского, 4 – Каа-Хемского, 5 – Большепорошского, 6 – Шагонарского, 7 – Самагалтайского; 8 – профили МТЗ: А-А, Б-Б, В-В, Г-Г, Д-Д, Е-Е, Ж-Ж, З-З, И-И, I, II, III, IV (в квадратах) и номера точек инверсии т.и.; 6 – Бийско-Барнаульский массив, 7 – раннепротерозойские выступы – Западно-Сангиленский (З-С), Томско-Терсинский (Т-Т), 8 – СФЗ байкалид – выступы (а) и чехлы устойчивых массивов (б), 9 – каледониды эвгеосинклинальные с ассоциациями: а – офиолитовыми, базальто-андезитовыми, б – базальт-риолитовыми, миогеосинклинального типа); 10 – СФЗ орогенной стадии: а – вулканогенно-молассоидные – Тувинская (Ту), б – молассоидные угленосные – Кузнецкая (Ку); 11 – СФЗ моласс: а – кайнозойских – Чуйская (Чу), Убсунурская (Уб); б – юрских Кызылская (Кз); впадины: Северо-Минусинская (СМ), Южно-Минусинская (ЮМ). Массивы: Батеневский (БМ), Мрасский (ММ). Цифры на профилях МТЗ точки инверсии МТ полей

Выводы. Значительная часть гипоцентров землетрясений в очаговых зонах расположена над блоками с $\Phi_\rho^f > 0.5\%$. Такими же высокими Φ_ρ^f характеризуются области пересечения разломов при наличии ортогональных составляющих растягивающих девиаторных напряжений.

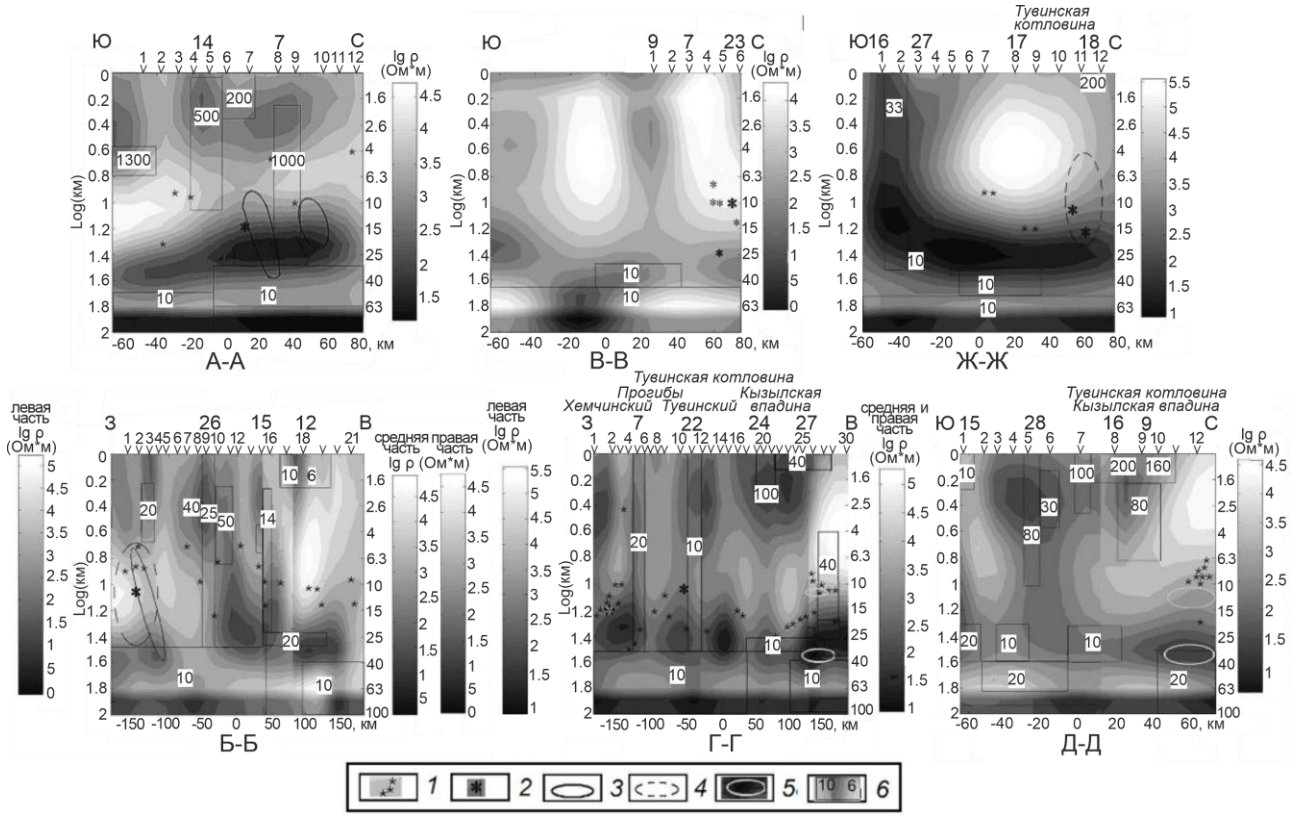


Рис. 2. Результаты 3D инверсии импедансов индукции на профилях МТЗ: А – А, В – В, Ж – Ж Б – Б, Г – Г, Д – Д. Гипоцентры 1 – землетрясений с М = 1.5-3.3 [Золотов и др., 2006] и 2 – главных событий: Тээлинского (А – А), Большепорошского (В – В), Каа-Хемских (Ж – Ж), Шапшальского (Б – Б); Тээлинского и Шагонарского (Г – Г). Зоны: 3 – повышенного затухания обменных волн землетрясений, 4 – скопления афтершоков, 5 – пониженных скоростей сейсмических волн, 6 – границы низкоомных блоков 3D моделей, их ρ_m в методе подбора [Белявский, 2017]. Сверху: номера т.и. МТЗ и разломов (рис. 1)

Северный Кавказ. Электропроводность флюида рассчитывалась при его минерализации солями NaCl в пределах: Таманского полуострова с C = 16-20 г/л, центральной части Северного Кавказа – C = 10 г/л и восточной части Северного Кавказа – C = 8 г/л. Изотерма T = 600ºС погружается с 15 км от Ставропольского свода, Минераловодского выступа, складчатых структур Восточного Кавказа до 50 км в Прикаспийской впадине, Таманском прогибе (рис. 3, рис. 4а).

На глубинах 3 и 10 км в коре Таманского полуострова T = 120º и 300ºС. При оценке содержания связанных долей флюида в западной части Северного Кавказа принято, что на глубинах: 3-5 км – ρ_f = 0.1 Ом м, 6-10 км ρ_f = 0.07 Ом м. В его центральной части на глубинах: 5-6 км T = 100-150ºС, 8-10 км T = 200-300ºС, 15-20 км T = 500-600ºС и на 30 км T = 600-800ºС, что дает: ρ_f= 0.2 Ом м, ρ_f = 0.1-0.08 Ом м, ρ_f = 0.05-0.06 Ом м и ρ_f = 0.04 Ом м. Аналогичные оценки ρ_f сделаны в восточной части Северного Кавказа.

Распределения относительных скоростных аномалий [Шемпелев и др., 2020] продольных волн позволило оценить содержание всех долей водного флюида на пр. МТЗ: V, XII, X и IX.

Флюид в Северо-Кавказском регионе. Распределение связанных долей флюида Φ_ρ^f и глубины их концентрации (рис. 4) в пределах Минераловодского выступа и Северо-Кавказского краевого массива показало, что они близки к Φ_v^f или меньше [Белявский, 2023], что связано с адсорбцией части ионов NaCl на стенках капилляров [Shimojuku et al., 2014].

1. В пределах глубинных разломов и шовных зон, пересекающих Минераловодский выступ и Северо-Кавказский краевой массив, максимальные Φ_ρ^f = 1-9% сосредоточены на глубинах от 2 до 15 км (рис. 4) в областях (рис. 3): а) пересечения Черкесского разлома с Нальчик-Минераловодским сдвигом (т.н. 206-208, пр. X), Нагутско–Лысогорского надвига с южным бортом Ставропольского свода (т.н. 98-116, пр. V) и с Эльбрусско-Минераловодской зоной северо-восточного простирания (пр. XII

т.н. 113–117, т.н. 108); б) вулканической камеры Эльбруса на глубинах 5-20 км (пр. V, т.н. 2) и зоны надвига с глубины 15 км от Армавир-Невиномысского разлома до 5 км к Тырнаузскому разлому (пр. V, т.н. 52-25); в) пересечения Эльбрусско-Минераловодской зоны с Армавир-Невиномысским разломом (пр. XI, т.н. 302-304), Черкесского разлома (т.н. 6-8, пр. IV), отделяющего Восточно-Кубанский прогиб от Северо-Кавказского массива.

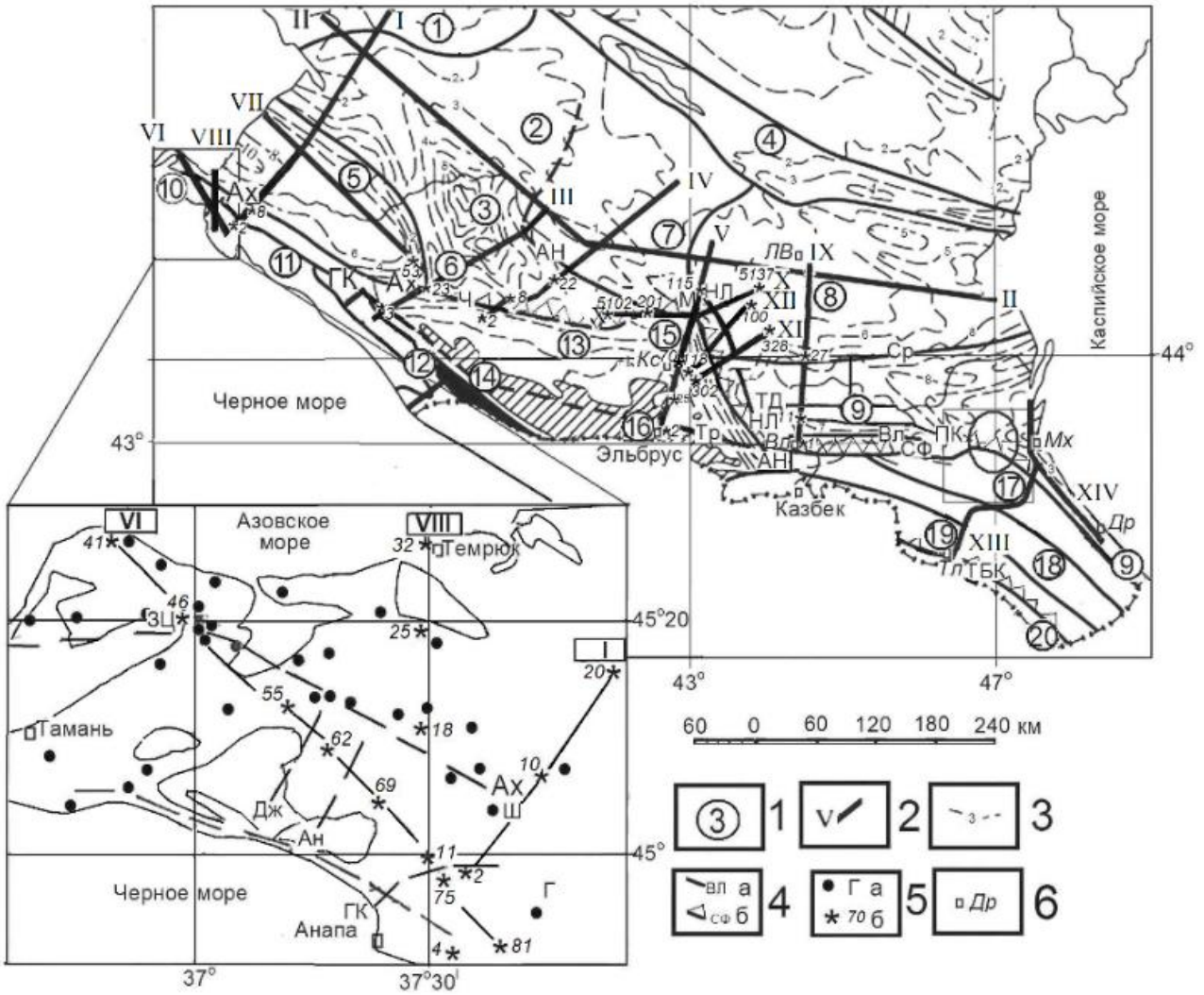


Рис. 3. Профили МТЗ на схеме структурного районирования Северного Кавказа [Атлас карт.., 1998].
1 – структуры: 2-9 – Скифская эпигерцинская плита: 2 – Азово-Кубанская впадина, 3 – Восточно-Кубанский прогиб, 5 – Индоло-Кубанский прогиб, 6 – Адыгейский выступ, 7 – Ставропольский свод, 8 – Терско-Кумская впадина, 9 – Терско-Каспийский прогиб; 10-21 – складчатая система Большого Кавказа: 10 – Таманский переклинальный прогиб, 11 – Новороссийская складчатая зона; 12 – выступы палеозоя, 13 – Северо-Кавказский краевой массив, 14 – зона Передового хребта, 15 – Минераловодский выступ; 16-20 – Главный хребет Большого Кавказа, 17 – Известковый Дагестан, 18 – Аквалинскя моноклиналь, 19 – Боковой хребет. 2 – профили МОВЗ, МТЗ: I – Кубанский, II – Ейск-Каспийское море, III – Туапсинский, IV – Краснополянский, V – Приэльбрусский, VI – Тамань-Новороссийск, VII – Ачуев–Ходыженск, VIII – Новороссийск-Темрюк, IX – Владикавказ-Левокумское, X, XI, XII – Минераловодского выступа, XIII – Талярата–Махачкала, XIV – Махачкала-Дербент. 3 – глубины кристаллического фундамента. 4а –- разломы: Ан – Анапский, АН – Армавир-Невиномысский, Ах – Ахтырский, ВЛ – Владикавказский, ГК – Главный Кавказский, Дж – Джигинский, ПК – Предкавказский, СР – Срединный, Тр – Тырнаузский, Ч – Черкесский; 4б – надвиги: СФ – Северный фронтальный Восточного Кавказа, ГБК – Главный Большого Кавказа; М – Минераловодский, НЛ – Нагутско-Лысогорский (границы Нальчик-Минераловодского сдвига). 5а – грязевые вулканы: Ш – Шуро, Г – Гладковский, ЗЦ – Западный Цимбал; 5б – т.н. МТЗ. 6 – города: Кс – Кисловодск, Лв – Левокумск, Вл – Владикавказ, Мх – Махачкала, Др – Дербент, Тл – Талярата. Круг – область максимальной концентрации землетрясений (7-8 баллов). Квадрат – Дагестанский клин

Высокая проводимость блоков коррелирует с доменами понижения скоростей сейсмических волн до 5% или с повышенным их поглощением [Белявский, 2023]. Что подтверждает предположение о концентрации флюида в плоскостях надвига Скифской плиты на южную и «флюидосодержащим жерлом вулкана» Эльбруса [Шемпелев и др., 2020]

2. В камерах грязевых вулканов Таманского прогиба (пр. VI, т.н. 41, 44, 47 и 52-55; рис. 3) и узлах пересечения Главного Кавказского и Ахтырского глубинных разломов с региональными, (пр. VI; т.н. 74-75) [Белявский, 2023] и в восточной части Индоло-Кубанского прогиба (пр. VII, т.н. 53) $Ф_ρ^f$ = 5-15% (рис. 4). Эти области с повышенным поглощением обменных волн, приурочены к каналам поступления водного флюида. В зоне Ахтырского разлома, ограничивающего Складчатые системы Большого Кавказа, затухание обменных волн втрое превышает фоновые значения.

На северо-востоке Новороссийской складчатой зоны у Ахтырского и Главного Кавказского глубинных разломов $Ф_ρ^f$ понижается до 0.4-1% под пр. III (т.н. 2- 4, 17-23) и до 0.4-1.5% (рис. 4) в области сопряжении структур Большого Кавказа и Индоло-Кубанского прогиба (пр. I, т.н. 2, 4-10**)**. Они характеризуются и меньшим затуханием поперечных волн. Это зоны поддвига Скифской плиты под структуры Большого Кавказа [Золотов и др., 2001], где от Анапского разлома и до Новороссийской зоны расположены землетрясения с магнитудою $M > 5$.

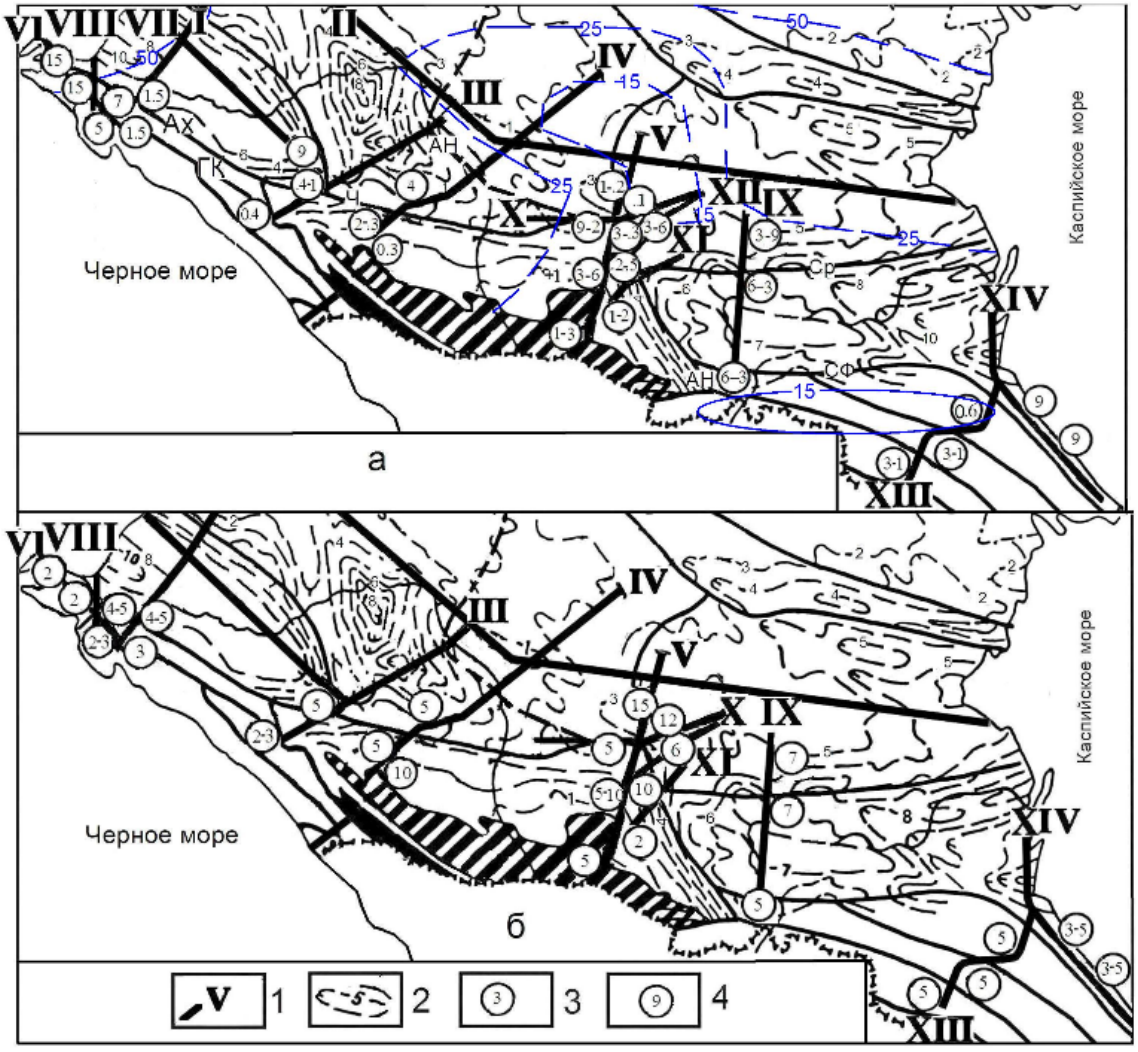


Рис. 4. Распределение связанных долей флюида $Ф_ρ^f$ (%) в Северо-Кавказском регионе.
1 – профили МТЗ, 2 – глубина до фундамента, 3 – доля флюида в % (а), 4 – глубина до зон повышенного содержания $Ф_ρ^f$ (б). Синим цветом показаны глубины, где T = 600° С

3. Под складчатыми структурами Бокового хребта, Аквалинской моноклинали, Известкового Дагестана (пр. XIII) на глубинах от 5 до 7-8 км протягивается пласт с $Ф_ρ^f$ = 3-1 % [Белявский, 2022] от Главного хребта Большого Кавказа до Терско-Каспийского прогиба (рис. 4). В зонах, разделяющих основные высокоомные структуры Восточного Кавказа, аномалии высоких $Ф_ρ^f$ погружаются к северу с

1 до 5 км под Боковой хребет, Аквалинскую моноклиналь и Известковый Дагестан. Положение этих зон близко к схеме сочленения Терско-Каспийского прогиба и складок Восточного Кавказа [Магометов, 2010], в которой Дагестанский клин состоит из системы раздробленных надвигов, по зеркалам скольжения которых может поступать флюид.

В Терско-Каспийском прогибе (пр. IX) глубже 5-7 км под Северным фронтальным надвигом и в окрестности Срединного разлома, разделяющего Терско-Кумскую впадину и Терско-Каспийский прогиб Φ_ρ^f = 6-3% (рис. 4). Первый блок флюидонасыщения связан с южным падением, надвигаемых на Терско-Каспийский прогиб, структур Большого Кавказа. Он коррелируют с положением на глубинах от 15 до 25 км домена с повышенным поглощением волн V_S до 3-4 дб. Второй блок отвечает зоне с дефицитом волн $\Delta V_p = 0.3$ км/с [Краснопевцева, 1978] и с $\Phi_v^f \approx 3\%$ близкое к Φ_ρ^f. В целом, положение вертикальных зон нарушения корреляции сейсмических волн или понижения их скоростей ассоциирует с повышением флюидонасыщения Φ_ρ^f. В восточной части Терско-Каспийского прогиба (пр. XIV), под чехлом с суммарной проводимостью $S \approx 10^3$ См широтные разломы выделяются аномалиями с высоким $\Phi_\rho^f = 9\%$.

4. Флюидонасыщение Северо-Кавказского краевого массива и Минераловодского выступа охватывает Нагуто-Лысогорский, Минераловодский сдвиговые структуры и Армавир-Невиномысский разлом (рис. 4). Оно коррелирует с положением трех лент повышенной сейсмичности [Габсатарова и др., 2020]. О высокой проницаемости шовных зон, ограничивающих с северо-востока Северо-Кавказский массив, свидетельствует рост концентрации гелия на 4 порядка по сравнению с фоновым значением [Собисевич и др., 2005].

Выводы. Изучение магнитотеллурическими методами складчатых структур даёт новые сведения о распределении флюида, что повышает надежность сейсмического районирования. МТ мониторинг может улучшить прогноз сейсмических и вулканических событий. Более детальную картину распределения флюида и расплавов дадут крупномасштабные МТ наблюдения в комплексе с методами МОВЗ-ГСЗ. Построение геоэлектрических моделей следует проводить с помощью программ трехмерного моделирования или 3D инверсии МТ данных.

Надежность распределения флюида определяется не только достоверностью полученных инверсионных значений $\rho^m(Z, X, Y)$ и $\rho^{in}(X, Y, Z)$, но и изменением с глубиной пористости, степени связанности водных капель, отклонением природной минерализации C от принятой при оценке ρ^f, которая задавалась с учетом сейсмических данным о значениях Φ_v. Рост минерализации флюида ведет к пропорциональному уменьшению оцениваемого Φ_ρ^f и его распределение в складчатых поясах Евразии (рис. 2, 4) также будет показывать на рост Φ_ρ^f в областях растяжения разломов и концентрации гипоцентров землетрясений.

Благодарность. Автор благодарен коллективам, предоставившим первичный электроразведочный материал: ФГУГП «Кавказгеолсъемка», ООО «Северо-Запад», ОАО “Камчатгеология”, “ВНИИГеофизика” и ФГУП КНИИГиМС. В работе использовались сейсмические данные методов МОВЗ и ГСЗ Центра ГЕОН. Исследования выполнены в рамках тем гос. Задания ЦГЭМИ ИФЗ РАН № 0144-2019-0023 под руководством И.М. Варенцова, которому автор выражает признательность за ценные рекомендации.

Литература

1. *Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н, Иванова Г.И.* Тектоника Камчатки. Тихоокеанская геология. 1991. №3. С. 62–74.
2. Атлас карт Северного Кавказа: тектоническая карта Северного Кавказа. Масштаб 1 : 1 000 000. Гл. ред. Н.И. Пруцкий. - Ессентуки: Северо-Кавказский региональный геологический центр МПР России. 1998.
3. *Белявский В.В.* Геоэлектрическая модель Восточного Кавказа (Трехмерная инверсия) // Геофизика. 2022. №2. С. 64–69.
4. *Белявский В.В.* Геоэлектрическая модель центральной части Северного Кавказа и его флюидонасыщение // Физика Земли. 2023. №4 С. 75–95.
5. *Белявский В.В. Лозовский И.Н.* Оценка флюидонасыщения литосферы Алтае-Саянской складчатой области по данным магнитотеллурических зондирований // Геология и геофизика. 2022. Т.63. №1. С. 102.

6. *Белявский В.В.* Трехмерная интерпретация магнитотеллурических данных. LAP-LAMBERT. Academic Publishing. Saarbrucken, Deutschland. 2017. 554 с.
7. *Белявский В.В.* Электропроводность и распределение флюида в Корякско-Камчатском регионе// Физика Земли. 2021. №4. С. 1–17.
8. *Браун Д., Массет* А. Недоступная Земля. – М.: Мир. 1984. 262 с.
9. *Варенцов Ив.М.* Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // Физика Земли. 2002. №11. С. 11–33.
10. *Габсатарова И.П., Королецки Л.Н., Иванова Л.Е. Селиванова Е.А.* Землетрясения Заветненское 2 мая 2012 г. с KP = 11.2, Mwpeг = 4.3, Io p = 5 и Воровосколесское-II 15 декабря 2012 г. с KP = 10.8, Mwpeг = 4.2, I p = 4 (Ставропольский край) // Сильные и ощутимые землетрясения. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2020. С. 323–331.
11. *Золотов Е.Е., Кадурин И.Н., Кадурина Л.С., Недядько В.В., Ракитов В.А., Рогожин Е.А., Ляшенко Л.Л.* Новые данные о глубинном строении земной коры и сейсмичности Западного Кавказа. Геофизика XXI столетия / Под ред. Солодилова Л.Н. 2001. С. 85–89.
12. *Золотов Е.Е., Кадурин И.Н., Ракитов В.А., Лопатин Ю.К., Треусов А.В*. Телесейсмическая томография Алтае-Саянского региона по геотраверсу КВАРЦ. Геофизика XXI столетия: 2005. Сборник трудов седьмых геофизических чтение имени В.В, Федынского (3 -5 марта Москва). – Научный Мир. 2006. С. 71–76.
13. *Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказа. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы / Под ред. Соллогуб В.Б. и др. – Киев: Наукова думка. 1978. С. 190–199.
14. *Магомедов Р.А.* Геодинамический режим области Дагестанского клина в Альпийском цикле развития Восточного Кавказа. Институт геологии ДНЦ РАН. Сборник научных трудов. Мониторинг и прогнозирование природных катастроф. – Махачкала. 2010. Вып.56. С. 66–79.
15. *Матросов П.С., Шапошникова Г.Н. и др.* Алтае-Саянский регион и Забайкальско-Верхнеамурский регионы. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Сборник научных трудов. М-во геологии СССР. Всесоюзный научно-исследовательский. Геол. Ин-т. Министерство геологии СССР. – Л.: Недра. 1988. Кн.1. Т.7. 299 с.
16. *Нурмухамедов А.Г., Недядько В.В. Ракитов В.А., Липатьев М.С.* Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясений. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. №1. Вып.29. С. 1–18.
17. *Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние и деформация земной коры Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т.54 (2). С. 271–291.
18. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Харазова Ю.В., Степанова М.Ю., Chen J, Овсюченко А.Н., Ларьков А.С., Сысолин А.И. Глубинное строение Анапской флексурноразрывной зоны, западный Кавказ // Геотектоника. 2019. №5. С. 3–11.
19. *Собисевич А.Л., Лаверова Н.И., Собисевич Л.Е., Микадзе Э.И. Овсюченко А.Н* Сейсмоактивные флюидо-магматические с истемы Северного Кавказа / Лаверов Н.П. (ред.). - М.: ИФЗ РАН. 2005. 225 с.
20. *Федотов С.А.* Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. – М.: Наука. 2006. 455 с.
21. *Шемпелев А.Г., Заалишвили В.Б., Чотчаев Х.О., Шамановская С.П., Рогожин Е.А.* Тектоническая раздробленность и геодинамический режим вулканов Эльбрус и Казбек (центральный Кавказ, Россия): Результаты глубинных исследований // Геотектоника. 2020. №5. С. 55–69.
22. *Druskin V., Knizhnerman L.* Spectral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains. Radio Science. 1994. 29. №4. P. 937–953.
23. *Shimojuku A., Yoshino T., Yamazaki D.* Electrical conductivity of brine-bearing quartzite at 1 GPa: implications for fluid content and salinity of the crust // Earth, Planets and Space. 2014. 66:2.
24. *Siripunvaraporn W., Egbert G., Uyeshima M.* Interpretation of two-dimensional magnetotelluric profile data with three-dimensional inversion: synthetic examples // Geophys. J.Jnt. 2005. V.160. P. 804–814.
25. *Wyllie M.R.J., Gregory A.R. Gardner L.W.* Elastic Wave velocities in heterogeneous and porous media // Geophysics. 1956. P. 41–70.
26. *Archie G.E.* Introduction to Petrophysies of Reservoir Rocks // Bull, of Americ. Ass. of Petr. Geol. 1950. V.34. №5.
27. *Counil J.L., le Mouel J.L, Menvielle M.* Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics // Annales Geophysicae. 1986. 4B. 2. P. 115–130.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОЙ ЗАВИСИМОСТИ ФАЗОВОГО СОСТОЯНИЯ УВ ОТ ХАРАКТЕРА И ИНТЕНСИВНОСТИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЧАРДЖОУСКОЙ СТУПЕНИ БУХАРО-ХИВИНСКОГО РЕГИОНА

Л.Р. Бикеева

АО «ИГИРНИГМ», г. Ташкент, Узбекистан; luizabikeyeva@mail.ru

Введение. Неоген-четвертичные (неотектонические) движения имеют важное значение для решения частных и общих принципиальных задач геологии нефти и газа. Они влияют на ход и интенсивность проявления различных геологических процессов, в том числе на формирование месторождений нефти и газа. Тектоническими процессами неоген-четвертичного возраста создан, в основных чертах, современный структурный план территории Бухаро-Хивинского региона. Также неотектоническими движениями обусловлено перераспределение ранее сформировавшихся залежей углеводородов и формирование современного пространственного распределения залежей нефти и газа Чарджоуской ступени Бухаро-Хивинского региона (рис. 1).

Представленная работа посвящена изучению характера и масштаба неотектонических движений, их влияние на современный структурный план, на размещение и фазовый состав залежей углеводородов. Также большое внимание уделено определению связи нефтегазоносности с пликативными и разрывными морфоструктурами новейших движений. В данной работе рассмотрены следующие задачи: 1) суммарные амплитуды неотектонических движений; 2) связь месторождений различного фазового состава с амплитудами и различными типами дислокаций.

Методология и исходные материалы. Проблемой связи неотектонических движений и нефтегазоносности бассейнов занимались многие исследователи [Николаев, 1962; Горелов и др., 1970; Юрьев, Умаров, 1971; Ласточкин, 1974; Якушев, 1979; Амурский, 2002]. При этом неоднократно подчеркивалось, что собственно образование газовых и нефтяных месторождений зависит от множества разнообразных факторов: историко-геологических (палеография, литология), геохимических, структурно-тектонических и др.

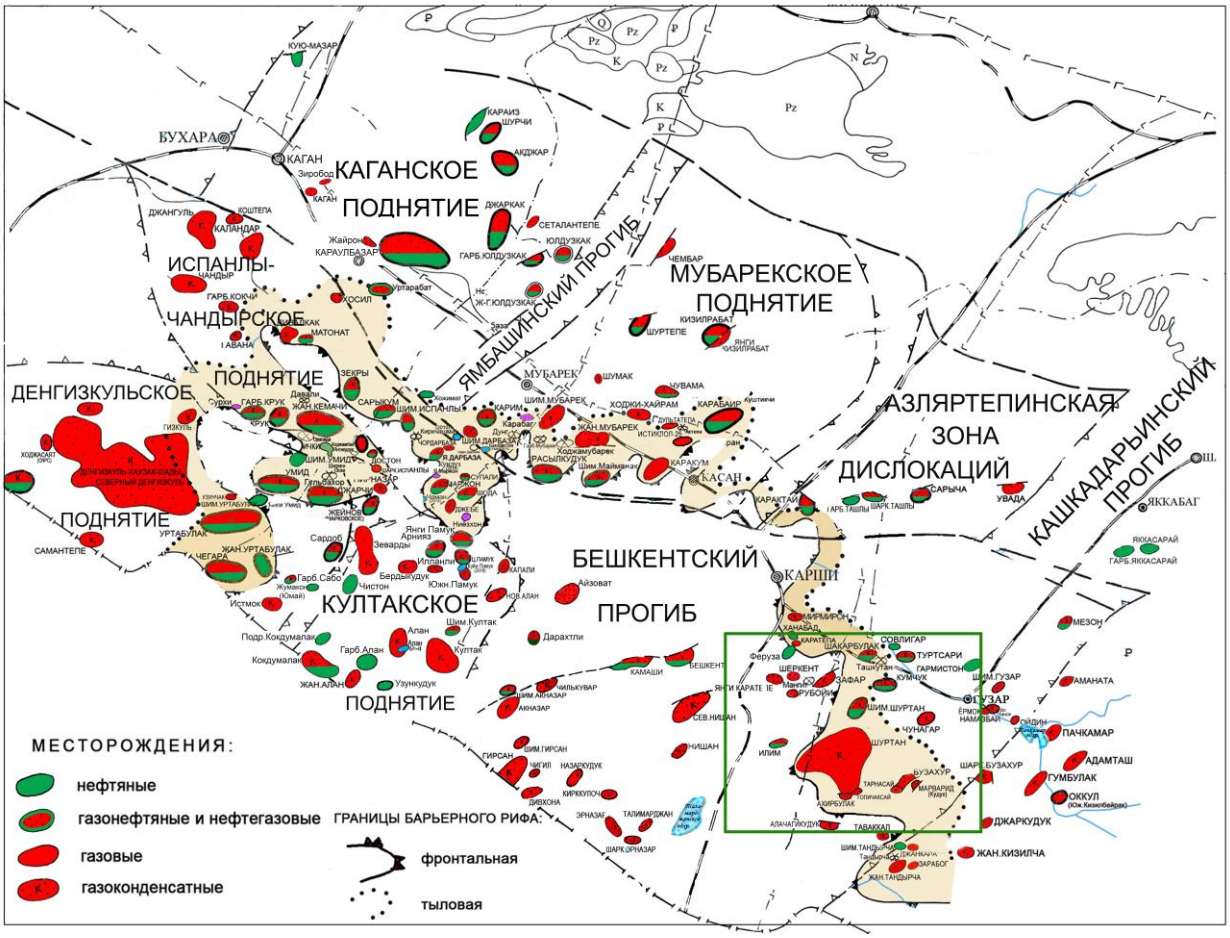
Результаты перечисленных работ условно можно объединить в три группы: 1) данные о молодом возрасте многих залежей, сопоставимом со временем формирования современного рельефа платформенных бассейнов; 2) наличие эмпирических связей между неотектоническими характеристиками и показателями нефтегазоносности; 3) флюидодинамические модели нефте- и газонакопления, базирующиеся на неотектонических построениях.

Наиболее важной задачей неотектонических исследований является определение суммарной величины поднятий и опусканий земной коры за время, прошедшее с начала неотектонических движений до настоящего времени (рис. 2). Эта задача решалась путем изучения и сопоставления первичного (донеотектонического) и современного положения кровли отложений верхнего эоцена. Выбор последней в качестве репера для построения карты новейшей тектоники обусловлен тем, что начало интенсивных движений относится к границе между верхним эоценом, представленным зелеными глинами, и перекрывающими их красноцветными отложениями олигоцена нижнего миоцена. Начало неотектонических движений устанавливается по резкому изменению направления и скорости тектонических движений, соответствующих этому временному отрезку. При построении карты использованы следующие положения: новейший этап развития охватывает период олигоцен-антропоген; этапомаркирующим горизонтом является кровля глин верхнего эоцена; первоначальное распространение глин верхнего эоцена было повсеместным, поскольку позднеэоценовое море покрывало всю территорию Узбекистана; отложения глин верхнего эоцена происходило в морском бассейне на глубине в среднем 200 м ниже уровня моря [Николаев, 1962].

Основой при реконструкции неотектонических движений является карта структурно-эрозионной поверхности эоцена. Затем на участках, где отсутствует стратиграфическая кровля отложений верхнего эоцена, путем палеогеологического анализа восстанавливается размытая часть разреза до стратиграфической кровли верхнего эоцена и к эрозионной поверхности суммируется. Полученные отметки отражают суммарные амплитуды движений стратиграфической кровли верхнего эоцена за новейший этап развития без учета поправки на фациальные условия образования осадков.

Результаты работ. Структурная карта стратиграфической кровли верхнего эоцена, выраженная в абсолютных отметках, является картой новейших тектонических движений,

отражающей степень деформации стратиграфической кровли верхнего эоцена. На карте отражены масштаб и характер проявления этих движений в юго-восточной части Чарджоуской ступени (рис. 2). Проявились они здесь интенсивно и дифференцированно. Максимальный вертикальный размах движений составил от +1100 м на участках воздыманий, – до -600 м на участках неотектонических погружений.



а



б

Рис. 1. Обзорная схема территории исследований: (а) схема расположения месторождений нефти и газа Бухаро-Хивинского региона; (б) фрагмент космического снимка Landsat 7 ETM+

Амплитудные характеристики отражают изменение интенсивности и дифференцированности на различных участках территории. Наиболее контрастный характер эти движения имели место в восточной части территории, где отмечены максимумы (Шуртанский и Аляудинский блоки) и минимумы (Феруза-Джамбулакский и Шуртанский блоки) амплитуд воздыманий и погружений. По величинам суммарных амплитуд выделяются северная и южная части территории. Первая выделяется, как обширная зона неотектонического погружения, развитая почти на всей территории Феруза-Джамбулакского блока и на значительной части Шуртанского. Она протягивается на запад, отделяясь от аналогичного участка погружения Айзаватского блока узкой полосой неотектонического воздымания в районе Северо-Камашинской площади.

Южная часть территории сложена серией сменяющих друг друга участков неотектонических воздыманий и погружений. Простирание их с запада на восток меняется от субмеридионального на западе до юго-запад-северо-восточного на востоке территории. Смена чередующихся неотектонических воздыманий и погружений характерна для южной части территории – Гирсан-Нишанского и Аляудинского блоков. Амплитуды вертикальных перемещений в Гирсан-Нишанском блоке изменяются от -50 м до +450 м, по занимаемой площади участки погружений несколько превосходят участки воздыманий. Аляудинский блок характеризуется воздыманием в неоген-четвертичное время, где амплитуды изменяются от +200 м (участок «погружения») до +1100 м. Большая часть Култак-Памукского блока по амплитудной характеристике представляет собой неотектоническое воздымание. На северо-западе блока оно переходит в погружение. В свою очередь, большая часть Предгиссарского (западного) блока занята участком моноклинального воздымания, где амплитуды изменяются от 0 м до 1100 м.

Хотелось бы подчеркнуть, что даже беглый взгляд на карту суммарных амплитуд неотектонических движений позволяет увидеть, что Бешкентский прогиб по преимущественному направлению изобаз отчётливо делится на две части – северную и южную. Северная часть расположена вдоль Бухарского параградного разлома и характеризуется субпараллельным ему субширотным простиранием линий равных амплитуд новейших движений: на западе северной части – почти буквально, на востоке, где сказывается влияние орогена Юго-Западного Гиссара, – менее чётко. Южной границей северной части прогиба на западе является замкнутая субширотная зона относительно низких значений суммарных амплитуд, пространственно совпадающая с Бешкентским разломом, на востоке – крутой субширотный градиент неотектонических амплитуд южнее месторождения Сев. Шуртан. Для северной части характерен равнинный аккумулятивный рельеф и сплошное поле развития разновозрастных четвертичных осадков. Южной части Бешкентского прогиба (до границы с Туркменией) отвечает субпараллельное юго-западным отрогам Гиссарского хребта преимущественно северо-восток – юго-западное направление изобаз, упорядоченная дифференциация новейших движений с ритмичной сменой знака, предгорно-равнинный денудационный рельеф и обширные выходы на поверхность отложений неогена. Столь существенные различия в строении северной и южной части Бешкентского прогиба уже на этой стадии исследований позволяют говорить о разной перспективности их на жидкие УВ (при безусловном приоритете северной части, основанном на преимущественно субширотном направлении изобаз и соответствующем простирании её блоков и большинства локальных структур по кровле нижних ангидридов.

При сопоставлении карты размещения месторождений УВ разного фазового состояния с картой суммарных амплитуд неотектонических движений выявляется определенная закономерность фазового состояния залежей УВ от неотектонических движений и позволяет амплитуды этих движений рассматривать как поисковый признак (рис. 3).

Заключение. Наиболее благоприятные условия для аккумуляции газа возникли на участках с повышенной мобильностью, интенсивным воздыманием и дроблением. Непосредственное контактирование газа с ранее сформировавшимися нефтяным скоплениями, в соответствии с существующими термобарическими условиями и соотношением объема взаимодействующих фаз обеспечило их взаимное растворение и образование газоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных залежей. На территории Чарджоуской ступени наибольшие запасы газообразных углеводородов связаны со структурами, активно развивавшимся в неоген-антропогене (Зеварды, Култак, Памук, Шуртан, Гирсан и др.). С менее мобильными в неоген-антропогеновый этап тектонических движений участками, расположенными на более низких отметках, связывается полное сохранение залежи нефти (Сев. Уртабулак, Хаджимат, Гармистан, Феруза, Ханабад, Совлигар) или менее ощутимое влияние газов новейшей генерации на фазовый состав ранее сформированных залежей (Юж. Кемачи, Юж. Зекры, Янги Каратепа, Шеркент, Шакарбулак, Кумчук и др.)

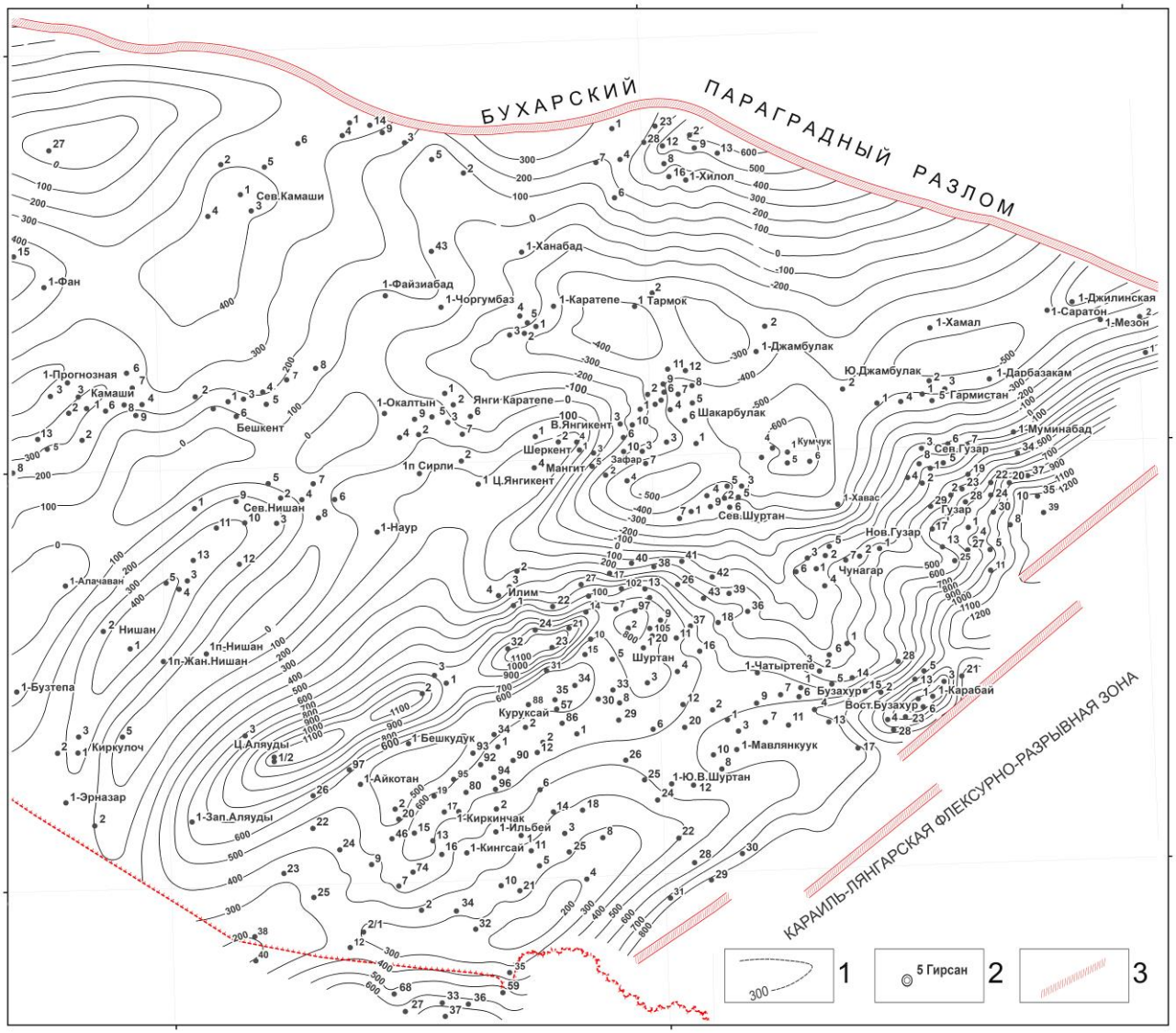


Рис. 2. Карта новейших тектонических движений (суммарных амплитуд).
1 – изолинии равных значений амплитуд новейших тектонических движений; 2 – скважины глубокого поискового бурения (в числителе – номер скважины, в знаменателе – значение суммарных амплитуд); 3 – ступенеобразующие разломы (флексурно-разрывные зоны)

Для совершенствования геологической модели нефтегазонакопления важное значение имеют карты амплитуд новейших движений – неотектонических. Они не оставляют сомнений в том, что основными «узлами» газонакопления явились участки с максимальной амплитудой и расположены в подавляющем большинстве в концентрах неотектонических воздыманий, осложненных «молодыми» (или обновленными) разрывными тектоническими нарушениями: Култак, Алан, Кокдумалак, Зеварды. Крупнейшее месторождение Шуртан находится в зоне, испытавшей поднятие свыше 1100 м.

Нефтесодержащие месторождения, нефтепроявления расположены на периферии либо вне концентров новейших воздыманий на участках ослабленной тектонической активизации и связанных, в значительной мере, с разрывными нарушениями доновейшей активизации в блоках с амплитудой поднятия порядка 400-500 м до -100 м.

Связь месторождений нефти и газа с зонами новейшей тектонической активизации не исключает существования более древних фаз нефтегазонакопления. Положительные рельефообразующие движения земной коры аналогичные неотектоническим, периодически повторялись в истории Земли в связи с заключительными этапами эпох складчатости, и условия накопления УВ определенного фазового состава имели место и в геологическом прошлом.

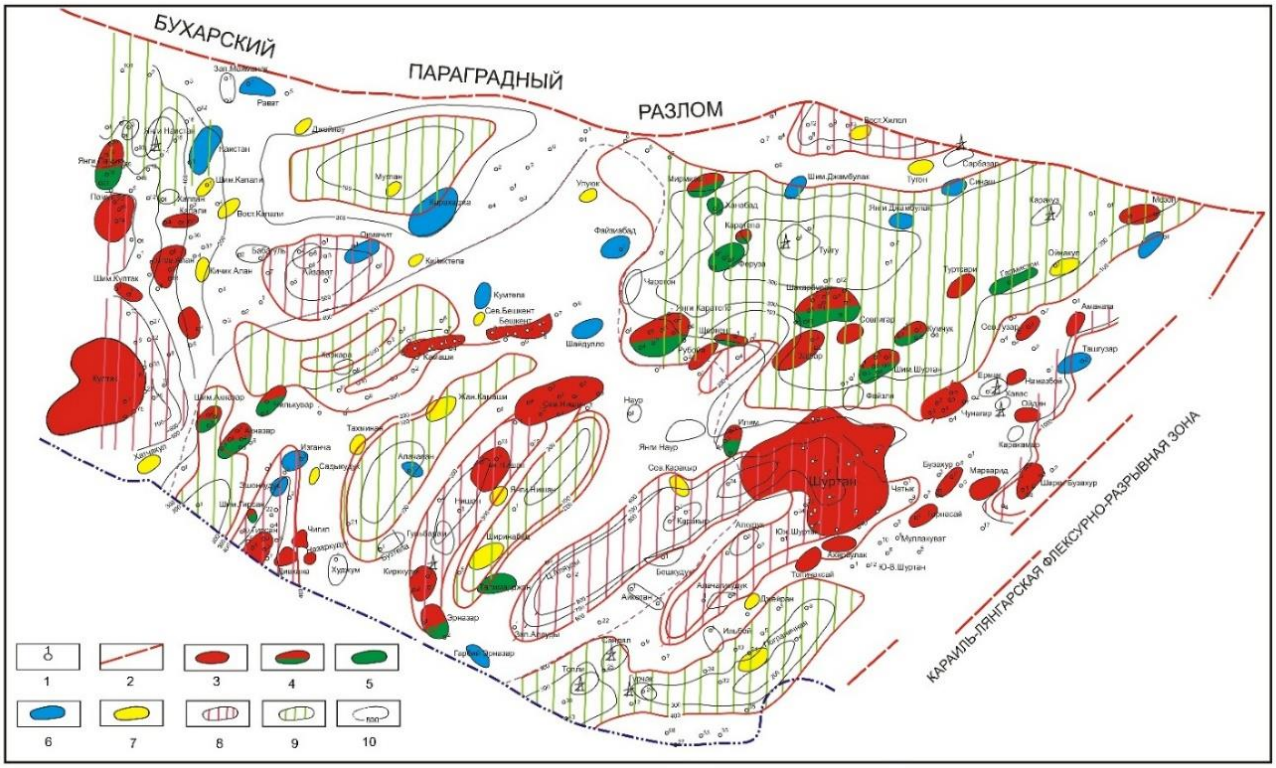


Рис. 3. Схема размещения и прогноза залежей УВ различного фазового состояния.
1 – поисково-разведочные скважины; 2 – флексурно-разрывная зона; 3-5 – месторождения: 3 – газоконденсатные (ГК); 4 – газонефтяные (ГНК); 5 – нефтяные (Н); 6-9 – перспективные объекты (зоны): 6 – подготовленные к глубокому бурению; 7 – выявленные структуры; 8 – зона интенсивных суммарных амплитуд неотектонических движений; 9 – зона ослабленной неотектонической активизации; 10 – изолинии суммарных амплитуд неотектонических движений

Согласование основных донеотектонических фаз генераций и миграции УВ с неотектоническими движениями возможно позволит воссоздать эволюцию формирования нефтегазовой продуктивности и явится дополнительным фактором, объясняющим современное распределение нефтяных и газовых (газоконденсатных) залежей по площади и разрезу рассматриваемой территории.

Литература

1. *Амурский Г.И.* Концепция геологической юности формирования газовых месторождений – «газ на марше» // Геология нефти и газа. 2002. 4 с.
2. *Горелов С.К., Розанов Л.Н.* Роль новейшей тектоники и морфоструктурного фактора в размещении месторождений нефти и газа // Геоморфология. 1970. №4. С. 32–39.
3. *Ласточкин А.Н.* Неотектонические движения и размещение залежей нефти и газа. – Л.: Недра. 1974. 67 с.
4. *Николаев Н.Н.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. – Москва. 1962. 392 с.
5. *Юрьев А.А., Умаров А.У.* Геоморфология и новейшая тектоника Западного Узбекистана. – Ташкент. 1971. 116 с.
6. *Якушев В.И.* Роль новейших тектонических движений в размещении месторождений нефти и газа на Русской плите // Тектонические факторы размещения зон нефтегазонакопления. – Ленинград. 1979. С. 56–70.

СТРУКТУРНЫЕ ПЕРЕСТРОЙКИ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА ЭНДРЮ-БЕЙН В ПОЗДНЕМ МЕЛУ-ПАЛЕОЦЕНЕ

В.А. Боголюбский[1, 2], Е.П. Дубинин[1, 2], А.Л. Грохольский[1]

[1] – Музей Землеведения МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия; bogolubskiyv@yandex.ru
[2] – Геологический факультет МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Трансформный разлом (ТР) Эндрю-Бейн располагается на Юго-Западном Индийском хребте, разделяя его на две различных по своему строению и эволюции части, относясь к классу демаркационных разломов, крупнейших сдвиговых структур океана. Длина трансформного разлома составляет около 750 км, что соответствует смещению по возрасту около 56 млн. лет. Эндрю-Бейн заложился при разделении африканского и антарктического блоков Гондваны около 153.7-157 млн. лет назад при начале спрединга в пределах Мозамбикского бассейна, являясь границей между её западной и восточной частями [Thompson et al., 2019]. Прилегающие трансформные разломы Дю Туа, Марион и Принс Эдуард, имеющие значительно меньшую протяжённость, вместе с ТР Эндрю-Бейн формируют единую систему демаркационных трансфорнмых разломов. Они отличаются схожей историей развития. Общая длина системы составляет около 1 230 км [Пейве и др., 2007].

Юго-Западный Индийский хребет и трансформные разломы в настоящее время развиваются в условиях ультрамедленного спрединга со скоростями растяжения не более 16 мм/год. Но на протяжении развития хребта они не были постоянны и варьировались от 66.2 мм/год (> 76 млн. лет назад) до 14.2 мм/год (~ 10 млн. лет назад). В значительной степени изменялось и направление растяжения в пределах системы трансформных разломов [Yu et al., 2020], что отражается в изгибе их пассивных следов. Однако изменение направления растяжения приводило и к более значительным структурным перестройкам. Именно за счёт этого процесса объясняется происхождение современной сложной структуры трансформного разлома, а также наличие сложно организованных пассивных следов, соответствующих периоду развития разлома 84-69 млн. лет. Целью данной работы является воспроизведение условий структурных перестроек трансформного разлома на основании физического моделирования.

Трансформный разлом Эндрю-Бейн представляет собой сложно устроенную систему (рис. 1), включающую ряд различных по строению и происхождению структур второго порядка. Максимальная ширина трансформа составляет 120 км. В пределах данного ТР в 1942 г. было зафиксировано землетрясение с магнитудой 8.1, максимальной среди всех трансформных разломов [Sclater et al., 2005]. В плане ТР Эндрю-Бейн отличается линзовидной формой. Трансформный разлом обладает сложной внутренней структурой, включающей в себя несколько трогов и разделяющих их хребтов, бассейны пулл-эпарт и систему косых хребтов и впадин. Глубина трансформного разлома достигает 6900 м, что делает его вторым по глубине после Романша.

Трансформный разлом Дю Туа является наиболее западным в данной системе. Его протяжённость составляет около 130 км. Трансформная долина имеет хорошую выраженность в рельефе и характеризуется V-образным профилем. К востоку располагается ТР Марион, он смещает ось ЮЗИХ на 130 км. В рельефе он представлен в виде широкой трансформной долины. ТР Принс Эдуард имеет длину около 160 км. Морфологически он схож с ТР Марион: также выделяется широкая трансформная долина. Для всех трёх трансформных разломов характерны приразломные хребты по их восточным бортам (рис. 1). По-видимому, они имеют по большей части термическую природу и связаны с барьерным эффектом трансформных разломов для вдоль осевого астеносферного потока, находящегося под термическим влиянием плюма Марион [Takeuchi et al., 2010].

Для межразломных спрединговых сегментов характерно наличие рифтовой долины, характерной для среднего спреднга, с крупными вулканическими постройками, что свидетельствует о значительном влиянии плюма Марион. Также характерной особенностью является наличие к югу ряда трогов, представляющих собой отмершие трансформные долины, что говорит о значительной нестабильности спрединговых сегментов и частых кинематических перестройках. В их пределах были отобраны образцы базальтов типа E-MORB, которые по геохимическим характеристикам близки к базальтам горячей точки Марион [Le Roex et al., 1989].

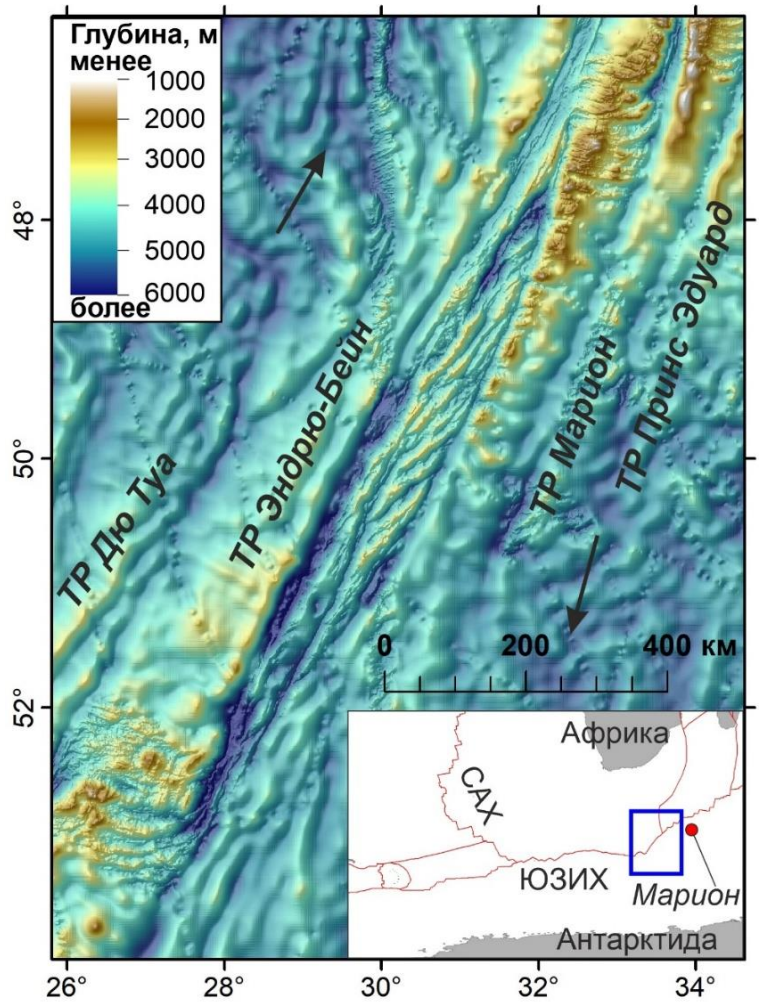


Рис. 1. Батиметрическая карта системы трансформных разломов Дю Туа – Эндрю-Бейн – Принс Эдуард. На врезке показано расположение района исследования и плюма Марион (красной точкой)

Система трансформных разломов Дю Туа – Эндрю-Бейн – Принс Эдуард берёт своё начало с поздней юры, когда она с расколом континентальной литосферы стала функционировать как система океанических трансформных разломов [Пейве, 2009]. Около 84 млн. лет назад Африканская плита сменила направление своего движения относительно Антарктикой с северного на северо-северо-восточное, однако, эти изменения относительно слабо отразились на разломной зоне, что, возможно, связано с повышенным магматизмом при формировании Мозамбикского хребта и хребта Астрид. 69 млн. лет назад (аномалия C31) направление движения плит вновь изменилось на северо-северо-западное, но уже к 52 млн. лет назад (C24) вернулось к северо-северо-восточному. Данные изменения оказали значительное влияние на разломную зону и привели к формированию сигмоидальных структур в пассивных частях трансформных разломов с большим количеством трогов и разделяющих их поднятий [Sclater et al., 2005; Пейве, 2009].

Формирование современной структуры ТР Эндрю-Бейн началось около 20 млн. лет назад (аномалия C6o) после изменения направления растяжения. Изначально предполагается существование битрансформной разломной зоны с внутритрансформным ортогональным растяжению центром спрединга, который при изменении направления растяжения перешёл в косой центр к 11 млн. лет назад (C5). Результатом его активности стало формирование Восточной структурной области хребтов и впадин. Постепенное изменение угла наклона косого центра растяжения привело к его трансформации в транстенсивную зону 3.2 млн. лет назад (C2A), что выразилось в формировании серии бассейнов пулл-эпарт в северной части трансформного разлома [Sclater et al., 2005; Пейве, 2009]. Механизм формирования столь сложного структурного плана остаётся не до конца ясным: предполагается, что это могло являться следствием частого изменения кинематики разлома в течение короткого промежутка времени [Sclater et al., 2005; Пейве, 2009]. В работе [Добролюбова, 2023] отмечается наличие линзовидной в плане формы у всех крупных трансформных разломов, на основании чего мы предполагаем, что именно этот фактор мог обусловить подобное развитие структур.

Для воспроизведения условий эволюции ТР Эндрю-Бейн на разных этапах развития была использована методика физического моделирования, проводившееся на базе лаборатории Музея Землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова. Экспериментальная установка включает текстолитовую ванну, поршень, растягивающий модельное вещество, и систему внутреннего нагрева. Модельное вещество представляет собой смесь парафина, вазелина и церезина. Его свойства удовлетворяют критерию подобия океанической литосферы, включающему в себя плотность материала, его толщину и предел прочности на сдвиг [Шеменда, 1983].

После плавления вещества в установке его верхний слой охлаждается вентилятором и по достижении необходимой толщины корки застывшего вещества (модельной литосферы) начинается её растяжение с помощью поршня. Вещество обладает упруго-вязко-пластичными свойствами и при определённых значениях температуры и скорости растяжения ведёт себя как хрупкое или пластичное тело. Деформации модельной литосферы определяются толщиной хрупкого слоя H и шириной ослабленной зоны W [Грохольский, Дубинин, 2010]. Также в модель можно ввести локальный источник нагрева, имитирующий термическую активность мантийного плюма. В рамках моделирования ТР Эндрю-Бейн были использованы также новые методики визуализации результатов физического моделирования, включающие построение цифровой модели рельефа эксперимента и фиксацию температурного поля эксперимента с помощью тепловизора InfiRay T3S.

Всего было проведено три экспериментальных серии. Первая экспериментальная серия была направлена на выявление возможных причин формирования линзовидной в плане формы ТР Эндрю-Бейн. В отличие от Экваториальной Атлантики, подстилаемой сравнительно «холодной» верхней мантией, в этом регионе отмечается влияние плюма Марион. Целью экспериментальной серии является демонстрация возможности влияния горячей точки на формирование линзовидной формы трансформного домена.

Изначальная конфигурация модели включала в себя два спрединговых сегмента, наклонённых под углом 70° к направлению растяжения, соединяемых разрезом длиной 8 см, наклонённым под углом 20° к направлению растяжения. Система имитирует ТР Эндрю-Бейн и прилегающие спрединговые сегменты на момент 30-40 млн. лет назад. Скорость растяжения была постоянной и равнялась $2.3*10^{-5}$ м/с, что примерно соответствует 40 мм/год в природных условиях. В процессе растяжения на движущейся модельной плите был активизирован локальный источник нагрева (ЛИН). Основным изменяемым параметром была мощность тока, подаваемого на ЛИН, которая изменялась от 6 до 15 Вт с оптимальным значением 9 Вт, а также его положение относительно рифта и трансформного разлома.

В начале растяжения начала формироваться типичная транстенсивная сдвиговая зона с простым строением трансформной долины. При включении ЛИН заметные изменения произошли в морфологии спредингового сегмента, приблизив его к морфологии среднего спрединга (рис. 2а, г, ж). При отключении ЛИН начался перескок оси растяжения в пределы области расплава с образованием сдвиговой зоны с широкой зоной деформаций (рис. 2б, д, и). С трансформным разломом центр растяжения связи не имел. Однако перескок был кратковременным и при застывании области расплава новообразованный центр растяжения отмер. Тем не менее, при одновременном функционировании двух осей спрединга часть плиты между областью ЛИН, рифтом и ТР выступила в качестве вращающегося блока. Поворот блока привёл к сужению части трансформного разлома, примыкающей к нему, тогда как центральная часть разлома, напротив, несколько расширилась и углубилась. В то же время, приподнятый край блока сформировал короткий приразломный хребет, который сохранился в рельефе модели. Схожее влияние было оказано и на спрединговую ось (рис. 2в, е, к).

Данная экспериментальная серия демонстрирует возможность формирования линзовидной формы трансформных разломов не только в результате изменения кинематики литосферных плит, но и при влиянии термических аномалий на прилегающие участки литосферы.

Изначальная конфигурация модели второй серии включала в себя два наклонных разреза. Между ними также были расположены два коротких наклонных разреза. Расстояние между разрезами было меньше их длины. Вся система разрезов воспроизводила систему ТР Дю Туа – Эндрю-Бейн – Принс Эдуард на момент 69 млн. лет. Основными изменяемыми параметрами в модели был угол наклона всей системы относительно растяжения, соотношение расстояния между разрезами и их длины. Скорость растяжения была постоянной и равнялась $3.45*10^{-5}$ м/с, что примерно соответствует 60 мм/год в природных условиях. Толщина литосферы составляла 3 мм. Оба параметра являются необходимыми для формирования структуры, а их изменение способно привести к формированию более простой структуры.

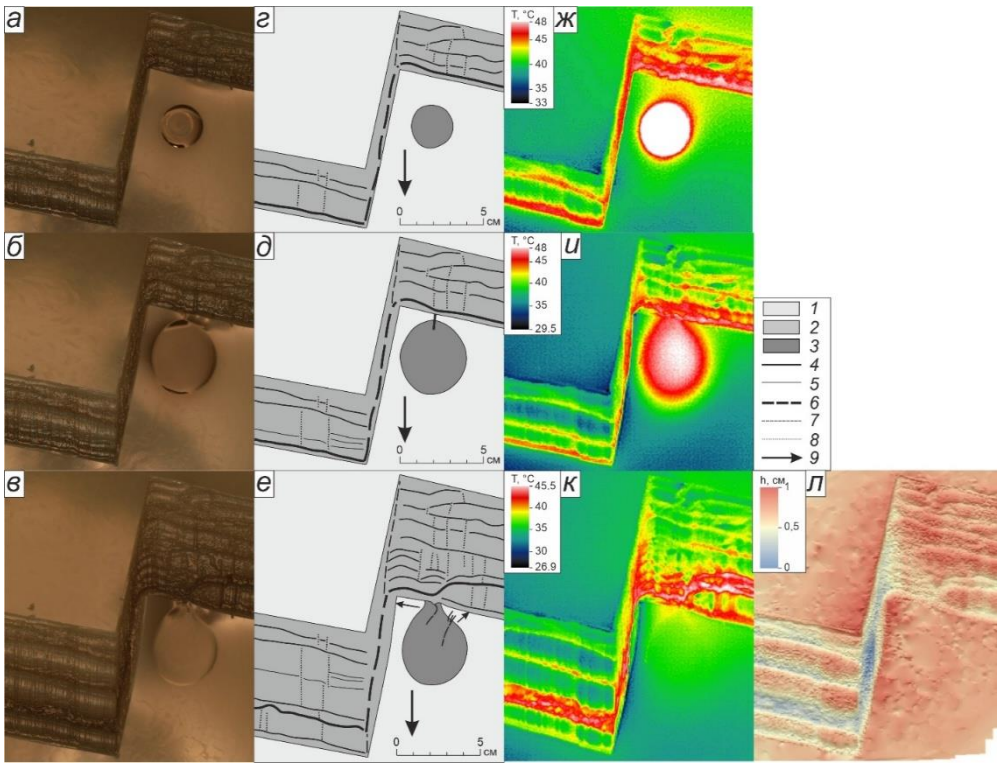


Рис. 2. Эксп. 2805. Формирование линзовидного расширения трансформного разлома под влиянием горячей точки в обстановке транстенсии: (а-в) стадии эксперимента, (г-е) дешифрирование стадий эксперимента, (ж-к) температурное поле поверхности модели, (л) рельеф модели на завершающей стадии эксперимента.
1 – модельная плита, 2 – новообразованная литосфера, 3 – литосфера, созданная ЛИН, 4 – активная ось спрединга, 5 – отмершие спрединговые оси, 6 – трансформные разломы, 7 – пассивные следы трансформных разломов, 8 – нетрансформные смещения, 9 – направление смещения блоков

На начальной стадии растяжения каждый разрез начал удлинение параллельно друг другу (рис. 3а, г, и). Однако достаточно быстро началось формирование сдвиговых зон, ограничивающих блоки, зажатые между разрезами. Блоки имели примерно одинаковые размеры. Уже на ранних стадиях растяжения можно говорить о формировании сдвигового дуплекса с несколькими активными косыми спрединговыми сегментами, соединённых транстенсивными зонами. Развитие деформаций в пределах сдвигового дуплекса как единой структуры происходили на протяжении всего эксперимента, что позволяет говорить о стабильности данной структуры во времени.

На более поздней стадии развития структуры при перескоке оси спрединга один из блоков прекратил свою активность. Однако примерно к этому же моменту относится начало формирования другого блока, образующегося на новообразованной модельной литосфере. Он представляет один из спрединговых валов, вовлечённых во вращение при перескоке оси спрединга. Аналогичный блок, больших размеров несколько позже начинает формироваться и в другой части модели (рис. 3б, д, к). К концу эксперимента основные деформации стали концентрироваться в пределах одной оси растяжения, что привело к постепенному отмиранию осей спрединга (рис. 3в, е, ж, л). Также блоки вращались и в вертикальной плоскости, что привело к формированию межразломных хребтов.

Способность структуры сдвигового дуплекса не только к стабильному существованию на протяжении длительного времени, но и к саморазвитию показывает возможность формирования сдвиговых сегментов при изменении направления растяжения в количестве большем, чем было до начала данного процесса. В природе не наблюдается следов полного отмирания сигмоидальных изгибов, в отличие от модели, что, вероятно, обусловлено относительно непродолжительным периодом изменения направления растяжения. В то же время, данные изгибы подчёркиваются межразломными хребтами, имеющими различную в плане форму, что свидетельствует о том, что вращение блоков действительно имело место и повлияло на формирование данной структуры.

Изначальная конфигурация моделей третьей серии включала в себя два наклонных разреза, соединённых полиразломной системой, состоящей из 2-3 сдвиговых зон и соединяющих их межразломных спрединговых сегментов. Для данной экспериментальной серии изменялись как количество сдвиговых зон, их длина и длина межразломных спрединговых сегментов, так и угол наклона всей системы. Количество и параметры самой полиразломной системы практически не имели

никакого влияния на результат эксперимента: во всех проведённых экспериментах полиразломная система переходила в длинный трансформный разлом. Угол наклона всей системы определял скорость данных изменений: при уменьшении угла наклона системы закономерно увеличивалось время трансформации полиразломной системы. Аналогичный эффект наблюдался и при уменьшении скорости растяжения.

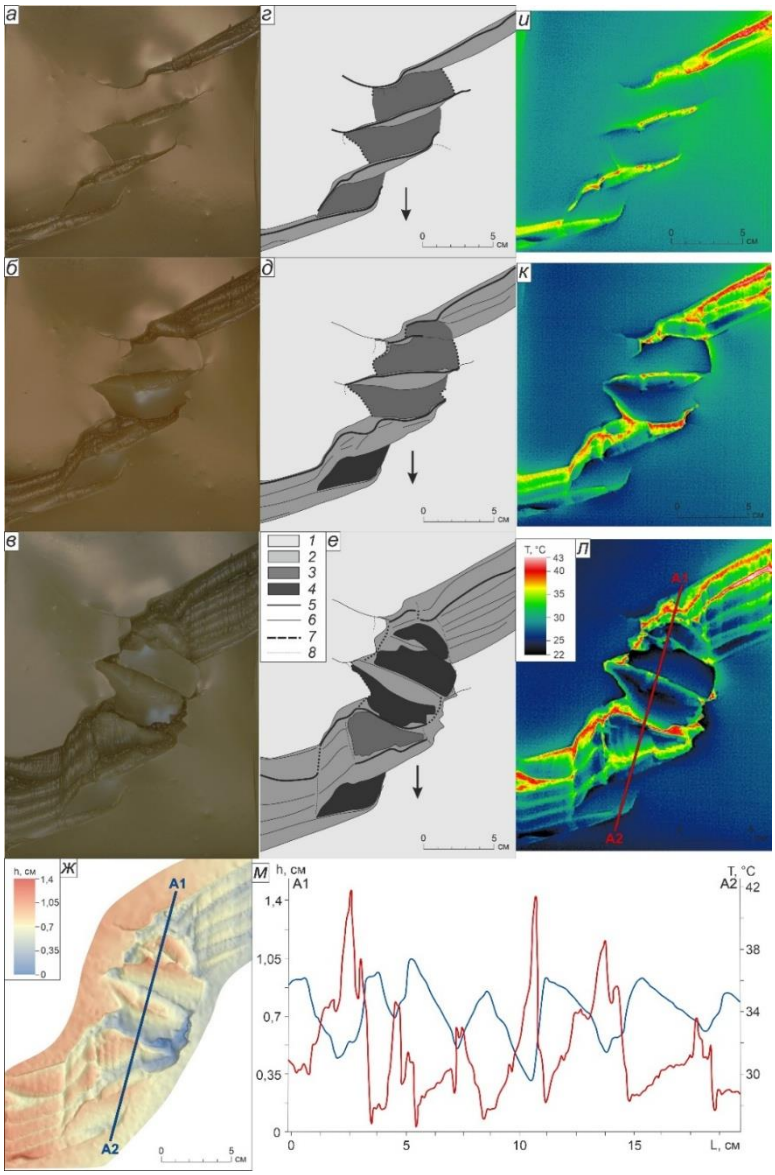


Рис. 3. Эксп. 2855. Развитие полиразломной системы в условиях транстенсии: (а-в) стадии эксперимента, (г-е) дешифрирование стадий эксперимента, (ж-к) температурное поле поверхности модели, (л) рельеф модели на завершающей стадии эксперимента, (м) температурные (красным) и высотные (синим) профили по линиям на изображениях к-л.
1 – модельная плита, 2 – новообразованная литосфера, 3 – активные вращающиеся блоки, 4 – блоки, прекратившие вращение, 5 – активная ось спрединга, 6 – отмершие спрединговые оси, 7 – трансформные разломы, 8 – пассивные следы трансформных разломов

В начале растяжения деформации сконцентрировались в изначальных разрезах. За счёт значительной компоненты сжатия спрединговые валы, образующиеся в межразломных сегментах, стали претерпевать вращение вплоть до 90°, становясь параллельными простиранию разломной зоны. Схожие изменения наблюдались и в прилегающих частях рифтов. Данный процесс сопровождался поворотом сдвиговых зон: если в начале растяжения они выстраивались субпараллельно разрезам, то затем они постепенно поворачивались, стремясь к диагональному положению в сформированном «окне» межразломного сегмента. По мере растяжения, за счёт объединения новообразованной литосферы отдельных спрединговых сегментов, субортогональные растяжению спрединговые центры прекращали своё существование, переходя в косые сегменты, а затем – сливаясь воедино с другими

участками сдвиговых зон. К концу эксперимента произошло полное объединение трёх отдельных сдвиговых зон в единую транстенсивную зону, которая при дальнейшем растяжении постепенно изменяла своё простирание, становясь субпараллельной направлению растяжения.

В отличие от экспериментов с транстенсией, эксперименты с транспрессией показывают практически полное единообразие результатов, и не требует сочетания большого количества условий. Различия наблюдаются лишь в отдельных деталях процесса при разных скоростях растяжения и степени наклона всей системы. Другой важной особенностью является наличие вращающихся блоков в межразломных сегментах, что может иметь сходство с пассивными следами ТР Эндрю-Бейн, где помимо палеотрансформных долин присутствуют также и межразломные хребты, значительные по высоте. Их образование можно рассматривать как результат последовательного действия транстенсии и транспрессии на близких друг к другу временных промежутках.

Таким образом, в ходе трёх экспериментальных серий были воспроизведены условия протекания структурных перестроек демаркационного ТР Эндрю-Бейн. Формирование сигмоидальных структур на флангах трансформного разлома в результате образования сдвигового транстенсивного дуплекса при сочетании ряда условий, главными из которых являются угол наклона исходной системы трансформных разломов, длина трансформных разломов и длина разделяющих их спрединговых сегментов. Механизм формирования этой системы обусловлен вращением литосферных блоков, за счёт чего стало возможным формирование новых осей растяжения, с одной стороны, и длительное существование нескольких параллельных центров растяжения, с другой. Также вращением блоков объясняется происхождение межразломных хребтов, наблюдаемых в данной системе. Однако данная система является нестабильной и стремится к упрощению внутренней структуры. При попадании в условия транспрессии полиразломной системы, её структура практически безальтернативно переходит в моноразломную систему. А параметры наклона системы и скорости растяжения лишь обуславливают скорость этого перехода. При этом, также наблюдается процесс вращения блоков, что подтверждает выводы о тектонической природе межразломных хребтов сигмоидальных изгибов.

Формирование современной структуры ТР Эндрю-Бейн стало возможным в результате изначального наличия линзовидной формы трансформного домена. Однако в данном случае, в отличие от ТР Романш, предполагается влияние не только кинематических перестроек границ литосферных плит, но и термическое воздействие мантийного плюма Марион, что подтверждается и данными о структуре трансформных разломов и разделяющих их межразломных спрединговых сегментов, отличающихся пространственно-временной нестабильностью.

Литература

1. *Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.* Структурообразование в рифтовых зонах и поперечных смещениях осей спрединга по результатам физического моделирования // Физика Земли. 2010. №5. С. 49–55.
2. *Добролюбова К.О.* Линзовидные расширения в активной части трансформных разломов: морфология, геодинамика, эволюция / Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания.– М.: ГЕОС. 2023. Т.1. С. 144–148.
3. *Пейве А.А.* Аккреция океанической коры в условиях косого спрединга // Геотектоника. 2009. №2. С. 5–19.
4. *Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Лиджи М. и др*. Исследования зоны трансформного разлома Эндрю-Бейн (Африкано-Антарктический регион) // Доклады АН. 2007. Т.416. №1. С. 77–80.
5. *Шеменда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. №10. С. 10–19.
6. *Sclater J.G., Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommevaux-Jestin C.* Tectonic interpretation of the Andrew Bain transform fault: Southwest Indian Ocean // Geochem. Geophys. Geosyst. 2005. V.6. Q09K10.
7. *Takeuchi C.S., Sclater J.G., Grindlay N.R. et al.* Segment-scale and intrasegment lithospheric thickness and melt variations near the Andrew Bain megatransform fault and Marion hot spot: Southwest Indian Ridge, 25.5°E–35°E // Geochem., Geophys. Geosyst. 2010. V.11. No.7. Q07012.
8. *Thompson J.O., Moulin M., Aslanian D. et al.* New starting point for the Indian Ocean: Second phase of breakup for Gondwana // Earth-Science Reviews. 2019. V.191. P. 26–56.
9. *Yu X., Dick H., Li X.H. et al.* The geotectonic features of the Southwest Indian Ridge and its geodynamic implications // Chinese Journal of Geophysics. 2020. V.63. No.10. P. 3585–3603.

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ НЕКОТОРЫХ ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (ПО МЕТОДУ Л.М. РАСЦВЕТАЕВА)

И.В. Бондарь[1], А.В. Маринин[1]

[1] – *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; bond@ifz.ru*

Введение и методика исследования. В основе данной работы лежит учение Расцветаева Л.М. о структурных парагенезах. Каждое нарушение несет в себе определенную информацию о распределении тектонических сил, однако наиболее информативным является изучение не отдельно взятых нарушений, а дизъюнктивных сообществ. Парагенетически связанные дизъюнктивы образуют определенные структурные рисунки [Расцветаев, 1987]. Зачастую сложно определить принадлежность того или иного дизъюнктива к определенному парагенезу даже в пределах одного обнажения. Причем не только разноранговых, но даже и одного уровня, например, зеркала скольжения и отрывные трещины. Однако бывают и обратные случаи.

Целью данной работы было показать, как разноранговые дизъюнктивные нарушения образуют единые структурные парагенезы на примере нескольких природных объектов Кольского полуострова.

Для реконструкции характеристик напряженного состояния был применен метод катакластического анализа разрывных смещений Ребецкого Ю.Л. [Ребецкий и др., 2017]. Данный метод позволяет определить количественные характеристики реконструируемых локальных стресс-состояний (азимут и угол погружения осей главных напряжений, ориентация максимального горизонтального сжатия, коэффициент Лоде – Надаи и другие параметры). В процессе деформирования пород происходит преобразование части упругих деформаций в необратимые, которые обусловливают рассеяние механической энергии в некотором объеме геосреды. Начиная с определенного уровня осреднения по времени и пространству образование нового или активизацию ранее возникшего скола можно рассматривать как микроакт (по времени) квазипластического деформирования. Объединяясь, множество микроактов формируют процесс квазипластического или катакластического течения массива горных пород. Катакластическое течение это разновидность пластического – течения, определяемая относительным перемещением фрагментов (кластов) горных пород или катакластов без нарушения сплошности катаклазированного объема.

В работе использован структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим [1991]. Он основан на повсеместном распространении трещин и разрывов разного ранга. При дешифрировании космических снимков, топографических карт или цифровых моделей рельефа наблюдаются небольшие спрямленные или слабоизвилистые участки рельефа, которые принимаются за трещины или «мегатрещины», в то время как крупные линеаменты принимаются за разрывные нарушения. В условном радиусе трети длины разрыва дешифрируются мегатрещины вдоль разрыва, проведенного по каким-либо данным, или дешифрированного вручную по морфологическим признакам. В работе [Гордеев, Молчанов, 2019] описан процесс автоматизации СГ метода Л.А. Сим. На языке python написан алгоритм обработки космических снимков и цифровых моделей рельефа, использующий методы компьютерного зрения. Как итог мы получаем скелет, на котором выделены неоднородности рельефа. Далее по этому скелету происходит поиск мегатрещин и их последовательная классификация.

Результаты исследования и обсуждение. Район исследования расположен в Мурманской области в пределах Кольского полуострова (рис. 1). Первый объект – небольшое разрывное нарушение на побережье Белого моря западнее села Кузрека, второй объект – восточнее города Кандалакши крупный Имандра-Колвицкий разрыв в районе оз. Большое Лувеньгское, третий объект – гора Оспе западнее Экостровского пролива.

1. Сдвиг у с. Кузрека. У села Кузрека наблюдается разрывное нарушение (АзПд 350∠85), рассекающее массив сильно раскристаллизованных гранитов с гигантскими кристаллами полевого шпата (рис. 2). Видимая часть разрыва 15 м, мощность дробления до 20 см. Зафиксировано смещение трех даек различной мощности с левосдвиговой амплитудой 120 см.

На всей видимой плоскости разрыва наблюдается зеркало скольжения левосдвиговой кинематики с углом бета 0° (угол между направлением штриховки и линией простирания в плоскости сместителя, т.е. в данном случае штрихи или борозды скольжения горизонтальны). Во вмещающих породах зафиксированы оперяющие правосдвиговые смещения (АзПд 315∠87). Согласно расчету,

методом катакластического анализа разрыв образовался при северо-восточном сжатии и северо-западном растяжении (рис. 3). И в область растяжения как раз попадают две отрывные трещины (АзПд 120∠60).

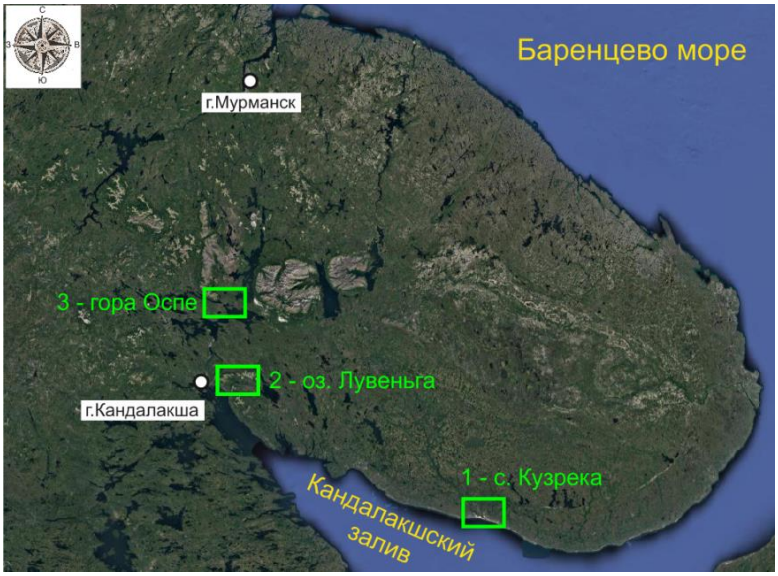


Рис. 1. Район исследования



Рис. 2. Общий вид разрывного нарушения

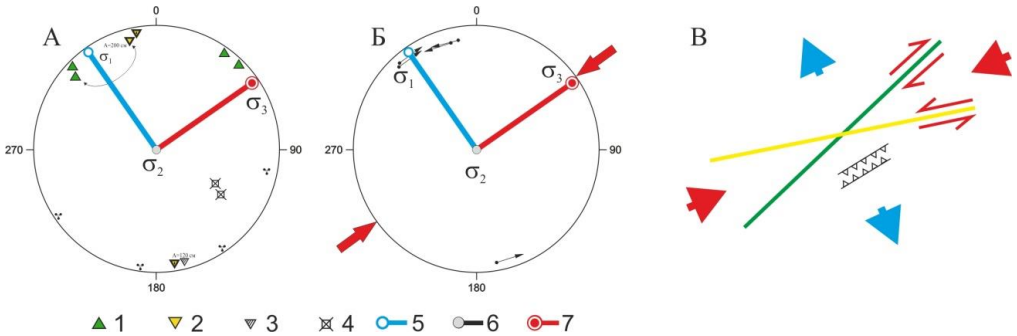


Рис. 3. Результаты реконструкции осей главных напряжений: А – с помощью структурно-парагенетического метода, Б – методом катакластического анализа разрывных смещений, В – принципиальная схема образования структурного парагенеза

2. Имандра-Колвицкий разлом. В северной части Колвицкой зоны, в районе оз. Лувеньга ориентировка осей главных напряжений иная. В этом месте через дно озера проходит крупное региональное нарушение, протягивающееся параллельно структурам Кандалакшского грабена от озера Имандра до полуострова Турий на северном побережье Кандалакшского залива, названное Имандра-Колвицким разломом [Шварев и др., 2021].

Тектонофизические исследования изучаемого участка Имандра-Колвицкого разлома были проведены дистанционными и полевыми методами и сосредоточены в центральной части очаговой зоны на восточном и западном бортах озерной котловины. В ходе полевых работ были обследованы и западный и восточный борта разлома. Замеры пространственной ориентировки геологических стресс-индикаторов, а также фиксация различных тектонических структур проводилась в скальных обнажениях.

В восточном борту исследования проводились в пределах одного обнажения, которое представляет собой мощный скальный выступ, разбитый крупными протяженными трещинами. В северной части обнажения в бортах узкого рва (т.н. 23612 и 23613, рис. 4) обнаружены зеркала скольжения, зоны дробления, а также небольшое разрывное нарушение с АзПд 240∠55. Оно выражено узкой, но четкой зоной дробления (рис. 5А), на всей плоскости разрыва отмечаются следы смещения в виде зеркала скольжения с углом бета 40° (против часовой стрелки). Борозды и уступы на зеркале скольжения при этом короткие, что может говорить о небольшом смещении. В лежачем блоке породы равномерно разбиты выраженной системой трещин, тогда как в висячем блоке наблюдается веерообразная трещиноватость, сгущающаяся к основанию и перекрывающая систему трещин. Движение по разлому сбросовое с правосдвиговой компонентой, на что также косвенно указывает смещение плоскостей системы трещин. Таким образом, разрыв мог образоваться при северо-восточном сжатии. Расчет методом катакластического анализа произведен по пяти зеркалам скольжения, оси главных напряжений имеют следующую ориентировку: ось максимального сжатия круто погружается на северо-восток, ось максимального растяжения полого погружается на запад.

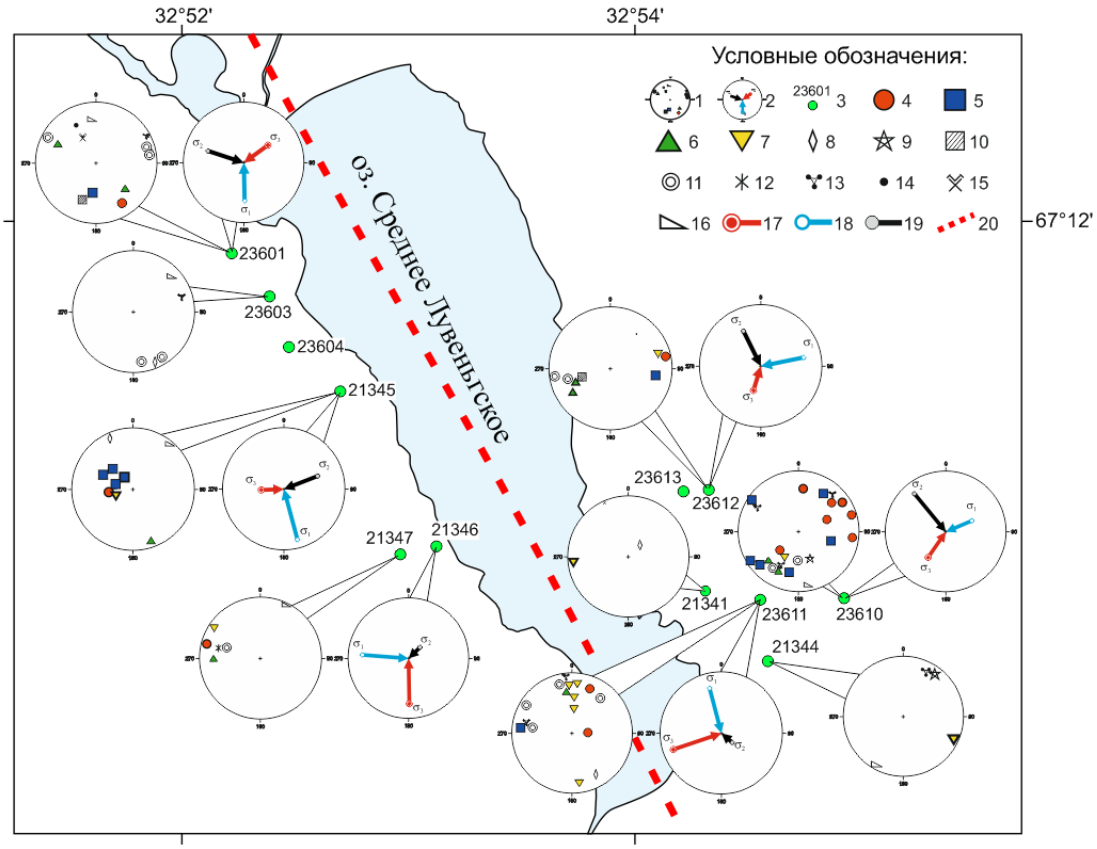


Рис. 4. Карта точек наблюдения с результатами построений структурно-парагенетическим методом и расчетами методом катакластического анализа разрывных нарушений.

1 – круговая диаграмма с полюсами плоскостей геологических стресс-индикаторов, построенная в рамках структурно-парагенетического метода; 2 – круговая диаграмма с результатами расчета методом катакластического анализа; 3 – точка наблюдения и ее номер; 4-16 – полюса плоскостей: 4-9 – зеркала скольжения: 4 – взбросовой кинематики, 5 – сбросовой, 6 – правосдвиговой, 7 – левосдвиговой, 8 – неопределенной кинематики горизонтального смещения, 9 – неопределенной кинематики вертикального смещения; 10-14 – прочих геологических стресс-индикаторов: 10 – разрыв сбросовой кинематики, 11 – зона дробления, 12 – жила, 13 – система трещин, 14 – трещина; 15-16 – элементы залегания: 15 – сланцеватости, 16 – экспозиции склона; 17-19 – оси главных напряжений: 17 – максимального сжатия, 18 – максимального растяжения, 19 – промежуточная; 20 – Имандра-Колвицкий разлом

В южной части обнажения (т.н. 23610) в борту протяженного рва зафиксировано большое количество зеркал скольжения (17 замеров), другие тектонические структуры при этом практически не выражены, за исключением небольшой зоны дробления по системе трещин, на плоскости которой отмечено правосдвиговое зеркало скольжения. Большинство зеркал скольжения имеет взбросовую кинематику с правосдвиговой компонентой (АзПд 60∠70) (рис. 5Д). Важно отметить, что ширина осмотра обнажения в данной точке обнажения составляет около 100 м вдоль стенки рва. При этом на протяжении всего этого расстояния элементы залегания и кинематика смещений остается неизменной. Ось максимального сжатия, полученная при расчете, имеет крутой угол и ориентирована в северо-восточном направлении, ось максимального растяжения также имеет крутой угол, но погружается в юго-западном направлении. Промежуточная ось полого погружается на юго-восток.

Наблюдения северо-западнее (т.н. 23611) были проведены на пересечении трех рвов субширотного и северо-восточного простирания. Большинство зеркал скольжения здесь имеет левосдвиговую кинематику, местами со взбросовой составляющей (АзПд 0∠80), которые могли образоваться при северо-восточном сжатии. Сбросовое и два правосдвиговых зеркала скольжения с таким же падением находятся в парагенезе друг к другу, но относятся, по-видимому, к другому этапу тектонической активности. Помимо зеркал скольжения зафиксированы зоны дробления, одна из которых (АзПд 39∠75) имеет признаки левосдвигового смещения (рис. 5Б), возможно, с вертикальной компонентой и может быть отнесена к группе левосдвиговых зеркал скольжения. При расчете методом катакластического анализа получены оси главных напряжений: ось максимального сжатия полого погружается на северо-восток, ось максимального растяжения полого погружается на юго-восток. Замеры в данной точке наблюдения проводились на пересечении сейсморвов, то есть в тектонических структурах разной ориентировки, но при это практически все геологические стресс-индикаторы объединяются в устойчивый парагенез северо-восточного сжатия.

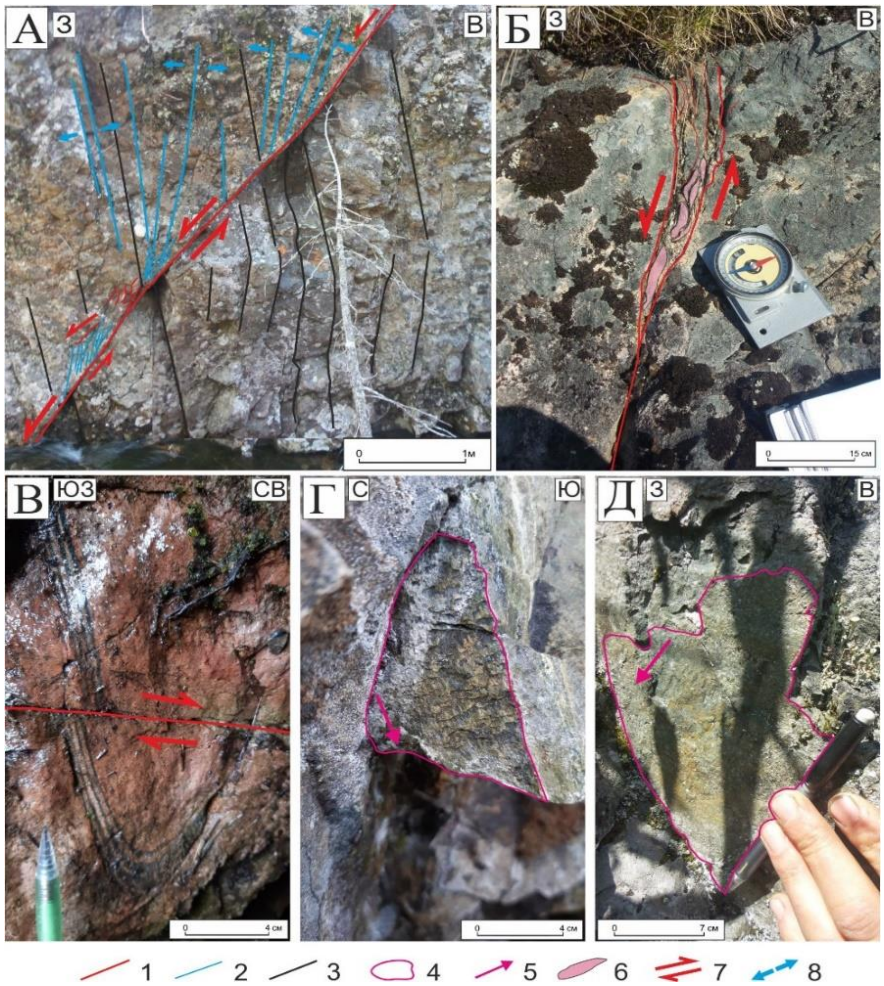


Рис. 5. Примеры геологических стресс-индикаторов, зафиксированных в ходе полевых работ.
1 – разрывные нарушения со смещением; 2 – отрывные трещины; 3 – система трещин; 4 – граница плоскости зеркала скольжения; 5 – направление смещения по зеркалу скольжения; 6 – синтетические будины в сдвиговой зоне; 7 – направление смещения бортов разрыва; 8 – ориентировка оси растяжения

Также был изучен западный борт (т.н. 21341 и 21344) обнажения, представляющий собой отвесную высокую стенку, практически без нарушений, за исключением редких и крупных трещин. Среди небольшого количества замеров следует обратить внимание на два левосдвиговых зеркала скольжения хорошей достоверности с АзПд ~ 100∠85, образованные при северо-западном сжатии.

Анализ всех зафиксированных структур позволил определить ориентировку осей главных напряжений на восточный борт Имандра-Колвицкого разлома (рис. 6): ось максимального сжатия ориентирована в север- северо-восточном направлении, а ось максимального растяжения в запад-северо-западном. При такой ориентировке сейсморвы субширотного простирания будут иметь левосдвиговую кинематику с взбросовой компонентой, сейсморвы северо-восточного простирания – растяжение с левосдвиговой компонентой, а смещения по самому Имандра-Колвицкому разлому будут происходить по правому сдвигу с незначительной взбросовой компонентой.

В западном борту Имандра-Колвицкого разлома обнаженность хуже. В южной части этого борта (точка наблюдения 21346) зафиксировано всего три зеркала скольжения, два из которых (взбросовое и левосдвиговое) выполнены эпидотом (рис. 5Г) и расположены в зоне дробления с АзПд 296∠70. Расчет методом катакластического анализа показал, что данные зеркала скольжения образовались при субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении, что близко к правосдвиговому смещению по разлому.

В центральной части западного борта (т.н. 21345) замеры производились в невысоком уступе со свежим обнажением. Наиболее интересная структура (АзПд 328∠26) в этой точке представляет собой пологое сбросовое смещение жилы или складчатого прослоя в метаморфических породах (рис. 5В). Почти такого же падения и три сбросовых зеркала скольжения. Так как их угол падения пологий, то они могли образоваться при оси максимального растяжения с крутым погружением на юго-восток. Расчет методом катакластического анализа дал немного иное положение осей главных напряжений (в расчет вошли все зеркала скольжения): ось максимального сжатия круто погружается на восток, ось максимального растяжения полого погружается на север- северо-запад, а промежуточная ось – на юго-запад.

В северной части исследуемого района (т.н. 23601) зафиксирована серия крупных зон дробления (АзПд 70∠85), параллельных Имандра-Колвицкому разлому. В одной из зон обнаружены правосдвиговые зеркала скольжения (АзПд 297∠70 и 132∠65). Расчет методом катакластического анализа был проведен всего по трем замерам, так как взбросовое зеркало скольжения (АзПд 148∠76) было отвергнуто программой. В полевом дневнике про это зеркало скольжения указано, как «старое, достоверность 0». Возможно, это следы прошлых этапов деформирования. В результате расчета получены ориентировки осей главных напряжений: ось максимального сжатия погружается на юго-запад, ось максимального растяжения полого погружается на север, а промежуточная ось полого погружается на юго-восток.

Таким образом, в западном борту геологические стресс-индикаторы представлены в меньшем количестве, а их качество и выраженность хуже. Ориентировка осей главных напряжений тоже не однозначная, однако, большинство фактов говорит о том, что и здесь есть много следов поля напряжения северо-восточного сжатия, при котором Имандра-Колвицкий имеет правосдвиговую кинематику.

В работе [Бондарь, Гордеев, 2023] был проведен линеаментный анализ по ортофотоплану высокого разрешения на исследуемую территорию. Используя структурно-геоморфологический метод [Сим, 1991] было определено, что на всем протяжении разлома в пределах исследуемого района ось максимального сжатия субмеридиональная, а ось максимального растяжения – субширотная, а сам разлом является правым сдвигом.

3. Гора Оспе. Вершина горы Оспе рассечена неглубоким (до 5 м), но выраженным ущельем с общим простиранием 110° (АзПд бортов ущелья 20∠70). В окрестностях ущелья коренные породы разбиты четкими трещинами. На бортах внутри ущелья зафиксированы зеркала скольжения плохого качества, выветрелые. Однако, при расчете методом катакластического анализа все замеры попали в один этап, при котором ось максимального сжатия под углом 29° погружается на северо-восток, ось максимального растяжения под углом 40° погружается на юго-восток, а промежуточная ось под углом 36° – на запад. Тип напряженного состояния – горизонтальное сжатие со сдвигом.

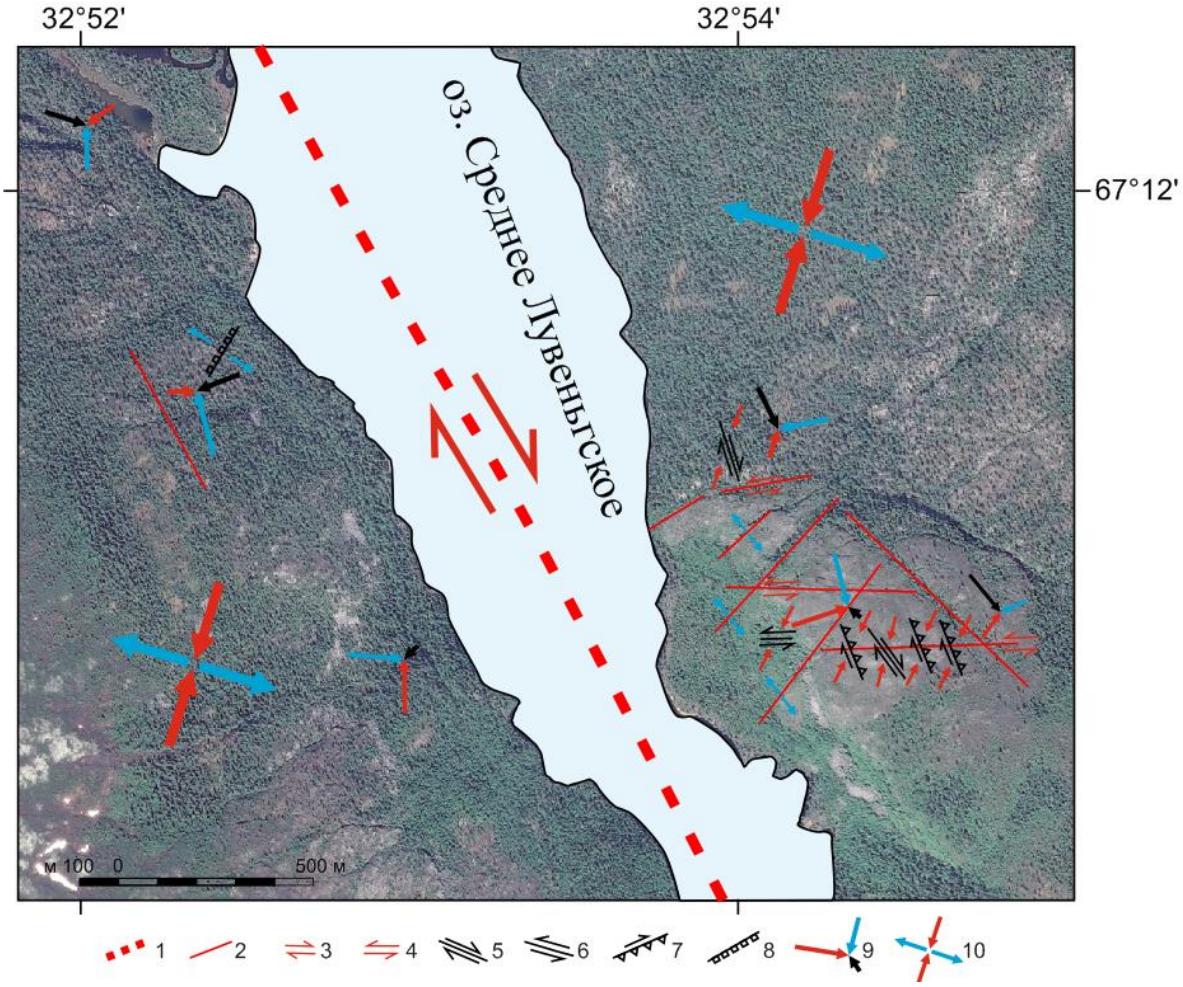


Рис. 6. Схема ориентировок главных осей напряжения в пределах Имандра-Колвицкого разлома с положением основных зафиксированных структур.
1 – Имандра-Колвицкий разлом; 2 – прочие разрывные нарушения; 3-4 – сдвиговая кинематика разрывных нарушений: 3 – правосдвиговая, 4 – левосдвиговая; 5-8 – небольшие разрывы, зафиксированные в поле: 5 – правосдвиговые, 6 – левосдвиговые, 7 – взбросо-сдвиговые, 8 – сбросовые; 9 – ориентировка осей главных напряжений, полученных с помощью метода катакластического анализа в конкретной точке наблюдения, красная ось – максимального сжатия, синяя – максимального растяжения, черная – промежуточная; 10 – ориентировка осей главных напряжений в пределах исследуемого района

Само ущелье, которое, по-видимому, является некой активной зоной (сейсморазрыв), было проанализировано структурно-геоморфологическим методом Л.А. Сим. Для этого по ортофотоплану высокого разрешения были вручную дешифрированы все видимые трещины в области 1/3 длины сейсморазрыва. На основе этого в программе SimSGM реконструированы оси главных напряжений, а также предполагаемая кинематика нарушения. На всем протяжении сейсморазрыва ось максимального сжатия устойчиво ориентирована в северо-восточном направлении, а ось максимального растяжения – в северо-западном, преобладают левосдвиговые смещения, а ориентировка осей главных напряжений совпадает с ориентировкой осей, полученной на основе анализа зеркал скольжения.

Это разрывное нарушение прослеживается и дальше по простиранию. В небольшом карьере к востоку от г. Оспе в пределах небольшого карьера Экостровский зафиксирована зона дробления и интенсивного рассланцевания пород (АзПд 32∠70), которая является либо продолжением сейсморазрыва горы Оспе, либо параллельна ему (рис. 7).

В Экостровском карьере получены такие же ориентировки осей максимального сжатия с помощью метода катакластического анализа. Ось максимального сжатия под 36° погружается на юго-запад, ось максимального растяжения полого погружается на северо-запад, промежуточная ось под углом 50° – на северо-восток.

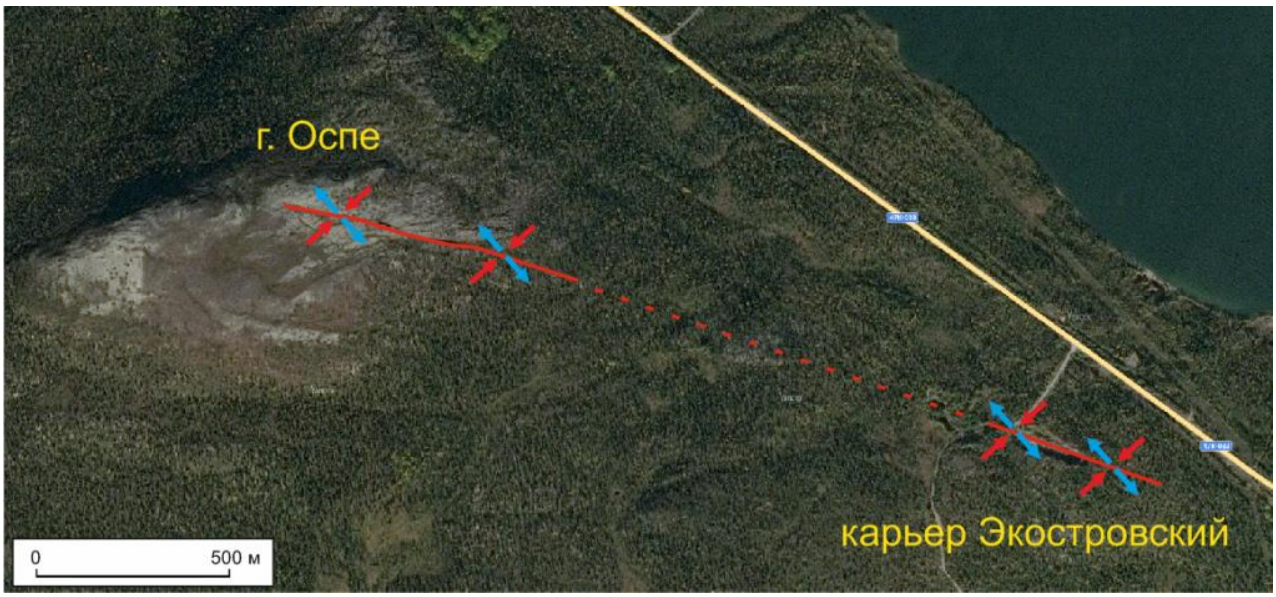


Рис. 7. Левосдвиговое разрывное нарушение, прослеживающееся в обнажениях г. Оспе и Экостровского карьера

В результате исследования получены следующие **выводы:**

1) Комплексные тектонофизические исследования позволяют выявить разноранговые дизъюнктивные семейства, объединяя их в структуры, образованные в едином поле напряжений.

2) В исследованных районах широко проявлены структурные парагенезы северо-восточного сжатия, при этом вариации полученных определений положения оси максимального сжатия изменяются от меридионального до субширотного (восток-северо-восточного) направления.

Дизъюнктивные семейства как одноранговые, так и разноранговые на многих природных объектах образуют закономерные структурные рисунки, что указывает на их образование в течение единого процесса деформации.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Бондарь И.В., Гордеев Н.А.* Кинематика Имандра-Колвицкого разлома в районе озера Среднее Лувеньгское (Кольский полуостров) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. Т.20. С. 497–503.
2. *Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Сим Л.А.* Проблема интерпретации результатов тектонофизической реконструкции палеонапряжений и возможные пути её решения // Геология и геофизика. 2019. Т.60. №6. С. 860–880.
3. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. – М.: ГЕОС. 2017. 225 с.
4. *Гордеев Н.А., Молчанов А.Б.* Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений Л.А. Сим // Геоинформатика. 2019. №2. С. 25–33.
5. *Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. №10. С. 3–22.

О ПРИРОДЕ НЕЛИНЕЙНОСТИ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Е.Г. Бугаев

ФБУ «НТЦ ЯРБ», г. Москва, Россия; bugaev@secnrs.ru

Актуальность работы. Закон Гутенберга-Рихтера (1) получен для Земли в целом в виде распределения землетрясений по магнитудам, и отражает самоподобие сейсмического режима на разных масштабных уровнях и имеет фундаментальное значение в сейсмологии [Касахара, 1985]:

$$\lg (N/T) = a - b \cdot M, \quad (1)$$

где a и b – эмпирические константы, N – количество землетрясений за определенный промежуток времени T с магнитудой, превосходящей M, приведенный к 1 году, возможный диапазон магнитуд не ограничивался.

В графическом виде (1) называется графиком повторяемости (ГП), константа a – мера регионального уровня сейсмичности, константа b – параметр самоподобия сейсмического режима. Для Земли в целом средняя величина $b = 1 \pm 0.2$, что послужило основанием для использования (1) при прогнозе Ммах и вероятности катастрофического землетрясения и сейсмической опасности (СО). В работе [Друмя, Шебалин, 1985] отмечалось, что экстраполяция (1) в область редких событий может приводить к энергетически необоснованным оценкам Ммах.

Для различных регионов и обстановок региональные ГП в отличие от (1) линейны в ограниченном диапазоне магнитуд от M1 до M2, их наклон b изменяется в диапазоне $0.5 < b < 1.2$ и более и они имеют хвосты, отклоняющиеся от линейности вверх (выполаживание) или вниз (загиб). В работе [Шерман и др., 2017] в зависимости от поведения хвоста ГП подразделены на четыре типа: тип 1 – проявление характерных землетрясений (выполаживание), тип 2 – выполаживание и загиб вниз, тип 3 – экстраполяция линейного отрезка согласно (1), тип 4 – загиб вниз. С учетом максимальной наблюденной магнитуды (Ммах наб) зоны подразделялись на четыре типа опасности, величина Ммах не прогнозировалась.

При СР-78 оценка сейсмической опасности (СО) выполнялась, согласно (1), величина Ммах принималась с учетом Ммах наб в виде:

$$M_{мах} = M_{мах\ наб} + \Delta M, \quad (2)$$

где величина ΔM, как правило, принималась равной 0.5 единицы магнитуды.

При ОСР-97 для большинства сейсмических регионов страны было установлено выполаживание хвостов региональных ГП, учет выполажвания привел к завышению СО вплоть до $M_{мах}$, по сравнению с оценками, полученными при СР-78, согласно закону Гутенберга-Рихтера [Комплект карт …, 1999]. Природа нелинейности параметров сейсмического режима при ОСР-97 не рассматривалась. Это определяет актуальность изучения природы нелинейности ГП и возможности их физического ограничения ГП в области редких событий (справа).

При выполнении вероятностного анализа сейсмической опасности (ВАСО) площадок атомных станций отсутствие реалистичных значений величин M_1, M_2 и $M_{мах}$ является причиной учета этой эпистемической неопределенности методом логического дерева [Руководство …, 2017]. В логическое дерево включают величину $M_{мах}$ с указанием ее неопределенности и набор углов наклона $b = 1.0 \pm 0{,}2$ с шагом 0.1, что позволяет при прочих равных условиях получить средние величины интенсивности и частоты сейсмических воздействий и оценки их неопределенности без учета конкретных сейсмотектонических условий, ответственных за за возможное проявление катастрофического землетрясения.

Для повышения достоверности ВАСО и достижения более реалистических оценок СО площадок АС рекомендуется выполнение специального исследования по определению нижней и верхней границ значений магнитуд [Руководство…, 2017]. В условиях отсутствия статистически представительных сейсмологических данных и невозможности их получения в ограниченные сроки наблюдений решено установить геологические факторы, определяющие уровень и форму ГП, и

возможность их физического ограничения справа. Основанием для этого послужили самоподобные (фрактальные) свойства сейсмического процесса и среды, в которой он протекает, выражающиеся в значениях фрактальной размерности D и параметра b. Возможный характер теоретической связи между этими величинами $D = 2b$ представлен в [Касахара, 1985].

Метод исследования – сравнительный анализ ГП землетрясений региона (района) и прогнозных пределов, рассчитанных на основе единой дискретно-иерархической модели зон вероятных очагов землетрясений (далее – зон ВОЗ), разработанной согласно рекомендациям [Бугаев, 2017; Руководство.., 2018]. Анализ выполнен применительно к региону Северный Кавказ (Дагестан, Чечня) на основании данных [Яковлев и др., 2023].

Основные методические положения. Геофизическая среда, в которой протекает сейсмический процесс, неоднородна. Эта неоднородность проявляется в геолого-геоморфологических и вещественно-структурных характеристиках среды и различных геофизических полях. Имеются многочисленные свидетельства иерархического самоподобия строения этих полей и неоднородностей. Процесс генерации землетрясений является следствием деформации горной породы под действием тектонических сил. Процесс протекает в дискретно-иерархической самоподобной среде и обладает свойствами дискретности, иерархичности и автомодельности. Самоподобные (фрактальные) свойства сейсмического режима проявляются в его пространственно-временных характеристиках в виде степенных законов распределения [Садовский, Писаренко, 1991].

Единая дискретно-иерархическая модель зон ВОЗ (далее – модель) разработана на основе модели «кусковатости» геофизической среды академика М.А. Садовского [Садовский, 1979]. Модель включает тектонические блоки, активизированные межблоковые границы – зоны ВОЗ ранга $i = 1, 2, 3,..., n$, где n – ранг минимального элемента модели, значимого для оценки СО. Основные характеристики модели – размер максимального элемента ($L_{i=1}$, км) и коэффициент подобия ($k_п$). Размер $L_{i=1}$ принимается с учетом протяженности максимальной зоны ВОЗ, определяющей геодинамический и сейсмический режим региона, а коэффициент подобия $k_п$ для любых регионов принимается равным $\sqrt{10}$. Соотношение протяженности L_i зоны ВОЗ и размера R_i максимального очага в зоне ВОЗ принято в виде: $L_i = k_п \cdot R_i$.

Дискретные свойства модели описываются свойствами геометрической прогрессии, это позволяет с учетом основных характеристик модели формализовать оценку размеров составных элементов модели L_i в виде (3) и их суммарное количество N_{ij}, начиная с элемента ранга $i = n$ до максимального $L_{i=1}$ включительно (4):

$$\lg L_i = \lg L_{i=1} - \lg k_п(i - 1), \quad (3)$$

где $L_{i=1}$ и L_i – размер максимальной структуры региона (района) и размер i-ого составного элемента модели;

$$N_{ij} = ((k_п^j)^i - 1)/((k_п^j) - 1), \quad (4)$$

где степень $j = 1, 2, 3$ – отражает условия деформирования: одноосное, всестороннее, объемное соответственно.

Принято, что размер L_i и количество N_{ij} составных элементов модели ранга i отражают эффективные характеристики реальных активизированных разломов – зон ВОЗ региона (района) соответствующего ранга.

Совместное рассмотрение отношения N_{ij}/T_{max} и размера L_i, км позволяет рассчитать кривые фрактальности для различных условий деформирования, скорости деформации и упругого предела в виде:

$$\lg(N_{ij}/T_{max}) = A - D \cdot \lg L_i, \quad (5)$$

где A и D – коэффициенты, первый определяет десятичный логарифм скорости потока формирования структур; D – фрактальная размерность; T_{max} – время, в течение которого деформации в максимальной зоне в процессе длительного деформирования достигнут упругого предела, что приведет к разрушению максимального элемента и землетрясению, определяется соотношением e/G, где e – величина упругого предела, G – долговременная скорость тектонической деформации, в год [Родионов, 1994].

При одноосном деформировании $T_{max(i=1,\,j=1)} = e_{эф}/G_{max}$ и при всестороннем и объемном деформирования $T_{max(i=1,\,j=2,3)} = e_{max}/G_{мин}$. Для составных элементов линейной модели ранга i величины $T_{max\,i}$ определяется нормированием величина $T_{max(i=1,\,j=1)}$ на количество составных элементов модели ранга i, а для составных элементов плоской и объемной модели нормированием величина $T_{max(i=1,\,j=2,3)}$ на количество составных элементов модели ранга i [Родионов, 1994].

Для перехода от кривых фрактальности к прогнозным пределам ГП использованы закономерные зависимости величины M_{iy} от размера L_i элемента ранга i и величины упругого предела e_y:

$$M_{iy} = 5 + 1{,}88\cdot\lg(L_i, \text{км}) + 0{,}63\cdot\lg(e_y), \qquad (6)$$

где индекс y – отражает величину упругого предела e, при достижении которого происходит разрушение элемента ранга i: $y = 1$ соответствует $e_{мин} = 10^{-6}$, принятую с учетом минимальной деформации, наблюденной при анализе сейсмогенных дислокаций в очаговых землетрясениях мира; $y = 2$ соответствует $e_{эф} = k_п\cdot10^{-5}$, приятой для Земли в целом; $y = 3$ соответствует $e_{max} = 10^{-3}$ максимальный упругий предел земной коры [Бугаев, 2017]. Эффективный упругий предел для Земли в целом соответствует среднему значению приведенной сейсмической энергии $e = 2.82\cdot10^{-5}$, установленной независимо от масштабности сейсмического процесса [Кочарян, 2016].

Совместное рассмотрение (5) и (6) позволяет с учетом масштабности процесса, условий деформирования (j) и характера разрушения (y) и закономерной зависимости величины M_{iy} от типа и размера зоны ВОЗ ранга i получить прогнозные пределы в виде:

$$\lg(N_{ij}/T_{max}) = a_{iy} + b_{iy}\cdot M_{iy}. \qquad (7)$$

где a_{iy} и b_{iy} – параметры прогнозных пределов, первый определяет десятичный логарифм частоты при $M_{iy} = 0$; b_{iy} – наклон прогнозного предела.

Уровень и форма прогнозных пределов определяются следующими геологическими факторами: масштабность процесса (размер максимального элемента модели); коэффициент подобия; размер составных элементов модели ранга i и их суммарное количество; условия деформирования (одноосное, всестороннее, объемное); минимальная и максимальная скорость деформации; упругий предел при прочих равных условиях.

Приуроченность линейного отрезка ГП к тому или иному прогнозному пределу позволяет судить об условиях подготовки и проявления землетрясений, ответственных за данный отрезок ГП. Пересечение прогнозных пределов может указывать на изменение условий деформирования и характера разрушения. Схождение прогнозных пределов в одной точке соответствует величине M_{max} и частоте максимального (предельного) землетрясения в регионе (районе) в зависимости от масштабности процесса и скорости деформации при прочих равных условиях.

Объект исследований. Объектом исследования является сейсмический режим региона Северный Кавказ (Дагестан, Чечня). Сейсмический режим региона определяется зоной контакта двух региональных структур с разными геодинамическими свойствами (активизированный альпийский Большой Кавказ и относительно стабильная постгерцинская Скифская плита). К данному контакту приурочен крупнейший в регионе Пшекиш-Тырнаузский разлом, представляющий собой максимальную неоднородность в пределах земной коры и верхней мантии. На глобальном уровне сейсмический процесс региона определяются коллизией двух глобальных структур Аравийской и Евразийской плит. Первая со скоростью несколько сантиметров в год надвигается на Еврозийскую плиту. Это приводит к вздыманию территории Большого Кавквза и формированию системы приподнятых и опущенных тектонических блоков, разделенных поперечными к простиранию складчатой системы Кавказа разломами с характерными размерами 30-50 км, реже – 20 или 70 км.

К зоне смены направления простирания Пшекиш-Тырнаузского разлома с широтного на юго-восточное приурочены Дагестанское (1970, M = 6.6) и Кизилюртскоое (1999, M = 5.7) землетрясения. Сейсмические условия рассмотрены на основании данных работы [Яковлев и др., 2023] на двух масштабных уровнях региональном (регион) и локальном (Полигон 5):

– выборочный каталог землетрясений региона с $M \geq M_ф = 4.0$ (таблица 1 [Яковлев и др., 2023]), произошедших в регионе с 1868 по 1939 гг.. Эти данные использованы в работе [Яковлев и др., 2023] для подтверждения квазицикличности сейсмического процесса в пределах пространственно-временного объема региона во времени M(t) с периодом от 10 до 30 лет;

– выборочный каталог сейсмических событий «отскоков» Полигона 5 (таблица 3 [Яковлев и др., 2023]), которые согласно [Яковлев и др., 2023] предположительно нарушают последний сейсмический цикл 1970-2005 г. под влиянием Рачинского землетрясения (1991, $M = 7.1$);

– инструментальные события Полигона 5 (Таблица 4 [Яковлев и др., 2023]), произошедшие в период с 2020 по 2022 гг. и рассматриваемые как начало нового сейсмического цикла [Яковлев и др., 2023].

Кривые фрактальности, прогнозные пределы и графики повторяемости. Основные положения формализованной оценке размеров элементов модели и их суммарного количества, кривых фрактальности и прогнозных пределов рассмотрены выше. Ниже рассмотрены геологические факторы и их характеристики, определяющие уровень и форму ГП и возможность их физического ограничения справа. С учетом масштабности региона и Полигона 5 использованы две модели: модель региона и модель Полигона 5, для которых приняты единый коэффициент подобия $k_п = \sqrt{10}$ и разные размеры максимального элемента модели с учетом масштабности региона и Полигона 5: для модели региона : $L_{i=1} = 1160$ км, а для модели Полигона 5 $L_{i=1} = 260$ км.

Кривые фрактальности рассчитаны применительно к составным элементам модели ранга i и трем условиям деформирования (одноосное, всестороннее, объемное) с учетом $e_{эф}$ и минимальной скорости неотектонических деформаций $G_{1р} \sim 2{,}9 \cdot 10^{-7}$ в год для активных областей, и максимальной скорости деформации $G_{1п} = 5 \cdot 10^{-8}$ в год для слабоактивных территорий, согласно [Sikosek B. and Vukasinovic M., 1976].

Прогнозные пределы получены с учетом закономерной зависимости M_{max} от размера элемента модели ранга i и упругого предела, и поставлены в соответствие со значением кривой фрактальности для элемента ранга i двух моделей – модели региона и модели Полигона 5 и трех условий деформирования (одноосное, всестороннее, объемное).

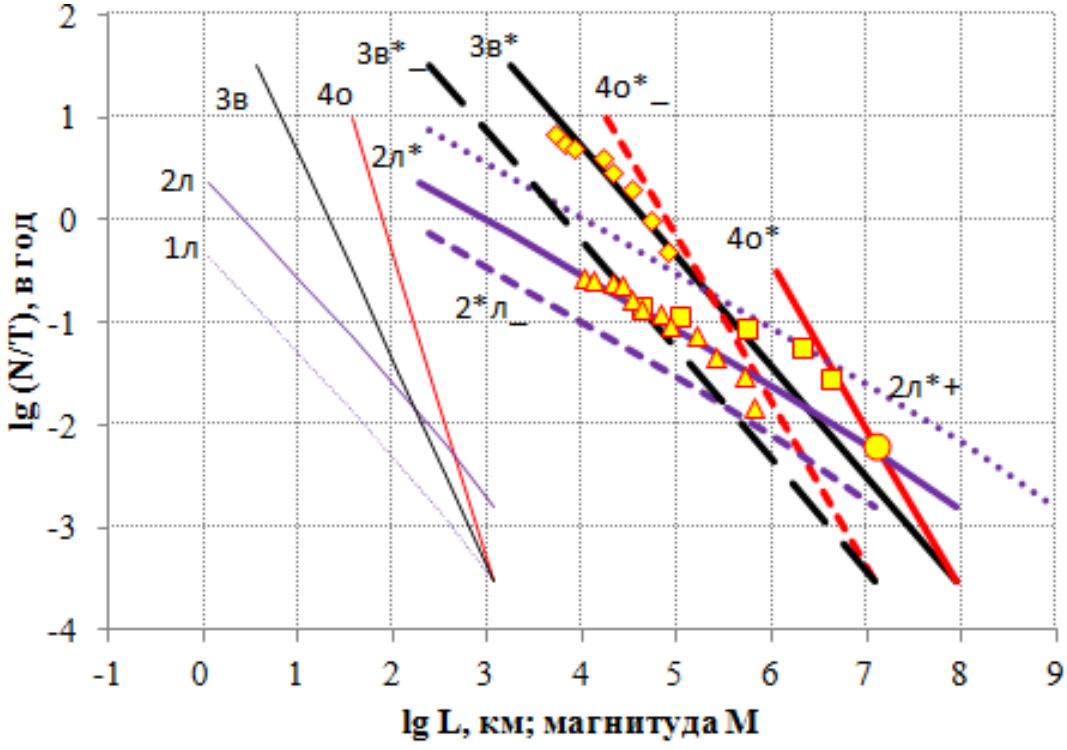


Рис. 1. Кривые фрактальности (слева), прогнозные пределы и графики повторяемости землетрясений (справа). По оси абсцисс откладываются магнитуды M землетрясений и десятичные логарифмы размеров составных элементов модели в км, а по оси ординат – десятичный логарифм количества событий $\lg(N_c/T_{max})$ соответствующего размера элемента и магнитудного уровня в год. Индекс «л» отражает условия одноосного деформирования; индекс «в» – всестороннее деформирование; индекс «о» – объемное деформирование

Кривые фрактальности региона показаны для трех условий деформирования (рис. 1 слева): одноосного – линия 1л (коэффициент фрактальности $D_1 = 1$, активность $A_1 = -0{,}26$), всестороннего – линия 3в ($D_3 = 2$, $A_3 = 2.7$), объемного – линия 4о ($D_4 = 3$, $A_4 = 5.7$) и линия 2л ($D_2 = 1$, $A_2 = 0.47$), рассчитана с учетом возможного увеличения скорости деформации при уменьшении ширины межблоковой зоны в результате длительного деформирования. В условиях всестороннего деформирования коэффициент фрактальности D совпадает с теоретической оценкой коэффициента фрактальности $D = 2$ [Касахара, 1985].

Прогнозные пределы региона показаны для трех условий деформирования (рис. 1 справа): одноосного – линии 2л*_, 2л*, 2л*+, всестороннего – линии 3в*_, 3в* и объемного - линии 4о*_, 4о*. Кривые фрактальности и прогнозные предела рассчитаны с учетом эффективного упругого предела $e = k_п \cdot 10^{-5}$ для Земли в целом, а индексы «_» и «+» означают, что прогнозный предел рассчитан с учетом минимального упругого предела $e_{мин} = 10^{-6}$ и – максимального упругого предела $e_{мах} = 10^{-3}$ соответственно. Минимальный предел принят с учетом минимальной деформации сейсмогенных дислокаций, наблюдаемых in situ при геологических наблюдениях, а второй – с учетом максимальной деформации, накапливаемой на спайках, зацепах (asperity) в стесненных условиях. Принято, что величина упругих пределов не зависит от условий деформирования.

ГП землетрясений, рассчитанные по данным [Яковлев и др., 2023], показаны (рис. 1 справа): «желто-красные ромбы» (b=0.89, a = 4.2) – инструментальные события (Полигон 5), «желто-красные квадраты» – «отскоки» (b=0.25, a = 0.2) Полигона 5, «желто-красные треугольники» (b = 0.65, a = 2.16) – исторические и инструментальные события региона. Здесь же «желто-красным кругом» показано предполагаемое положение Рачинского землетрясения с M = 7.1, влиянием которого объясняется проявление в пределах Полигона 5 «отскоков» [Яковлев и др., 2023]. ГП по поведению их хвостов могут быть отнесены к первому, второму и третьему типу, согласно [Шерман и др., 2017].

Различие уровня и формы ГП региона и Полигона 5 демонстрирует мозаичность сейсмического процесса, изменение его параметров во времени и пространстве. Их непосредственное использование для прогноза $M_{мах}$ и вероятности катастрофического землетрясения и оценки СО может приводить к значительной неопределенности оценки СО и энергетически необоснованным оценкам $M_{мах}$ катастрофических землетрясений. Для понимания природы нелинейности ГП и оценки возможности их ограничения в области редких событий выполнен сравнительный анализ ГП с прогнозными пределами с учетом масштабности процесса и условий деформирования и характера разрушения, принятых при расчете кривых фрактальности и прогнозных пределов.

Для Полигона 5 также рассчитаны кривые фрактальности и прогнозные пределы, которые подобны кривым фрактальности и прогнозным пределам региона, но смещены влево и вверх вдоль линий 3в и 3в* соответственно. Прогнозные пределы региона и Полигона 5 совместно контролируют положение ГП землетрясений: «желто-красные ромбы» – инструментальные события (Полигон 5), «желто-красные квадраты» – «отскоки» Полигона 5, «желто-красные треугольники» – исторические и инструментальные событий региона. Основное отличие состоит в том, что для Полигона кривые фрактальности и прогнозные пределы получены с учетом меньшего размера максимального элемента модели и большей скорости деформации при прочих равных условиях. В результате величина $M_{мах}$ стала меньше величины $M_{мах}$ региона, а частота максимального землетрясения выше частоты максимального (предельного) землетрясения, полученной для региона. Прогнозный предел для условий объемного деформирования модели Полигона 5 при $e_{эф}$ смещен влево по отношению к пределу «3о*» и параллелен к нему. С этим связан тот факт, что максимальные события региона выходят за прогнозные пределы Полигона 5, поскольку их подготовка связана с влияние более крупной структуры. Учет этого факта особенно важен при уточнении нормативной сейсмичности по результатам ДСР района, при котором зоны ВОЗ – активизированные разломы дробятся на составные элементы, что, как правило, приводи к недооценке СО.

Сравнительный анализ графиков повторяемости и прогнозных пределов. Анализ кривых фрактальности, полученных для условий одноосного, всестороннего и объемного деформирования, позволяет заключить:

– теоретическая оценка величины $D = 2$ [Касахара, 1985] соответствует условиям всестороннего деформирования;

– эмпирические величин D_f и D_e, изменяются в широких пределах, что может быть обусловлено включением в анализ размеров структур и очагов землетрясений, сформировавшихся в разных условиях деформирования и характера разрушения и их многократного изменения в процессе длительного деформирования земной коры. Сравнительный анализ ГП и прогнозных пределов

позволяет судить об условиях подготовки и проявления землетрясений, ответственных за линейные отрезки ГП, приуроченные к тому или иному прогнозному пределу:

ГП инструментальных событий Полигона 5 («желто-красные» ромбы) контролируется прогнозным пределом «3в*», что позволяет утверждать, что эти землетрясения сформировались в условиях всестороннего деформирования и хрупкого разрушения при $e_{эф}$. Наклон b = 1.1 прогнозного предела и ГП близок к среднемировому значению b = 1, что согласно закону Гутенберга-Рихтера соответствует однотипному характеру разрушения на разных масштабных уровнях при достижении $e_{эф}$;

ГП региона («желто-красные треугольники») контролируется прогнозным пределом «2л*» при $e_{эф}$, справа события ограничивается пределом «4о*_» при $e_{мин}$, а снизу – пределом «2л*_» при $e_{мин}$, что позволяет утверждать, что эти землетрясения происходили в условиях одноосного деформирования при достижении $e_{эф}$ независимо от размера очага. При приближении ГП к пределу «4о*_», намечается его загиб вниз, что, по-видимому, обусловлено вовлечением в процесс разрушения более крупной структуры с иными реологическими свойствами;

ГП «отскоков» Полигона 5 («желто-красные квадраты») сильно выположен, слева его положение контролируется прогнозным пределом «2л*», справа – пределом «2л*+» и пределом «4о*». «Отскоки» предположительно сформировались в условиях одноосного деформирования в результате накопления деформаций на спайках, зацепах (asperity) от $e_{эф}$ до $e_{мах}$ в стесненных условиях. При приближении линейного отрезка ГП «отскоков» к пересечению предела «2л*+» с пределом «4о*» намечается загиб ГП вниз и сопровождается уменьшением частоты событии и увеличение размера структуры и падением величины упругого предела с $e_{мах}$ до $e_{эф}$ и менее. Это, по-видимому, обусловлено вовлечением в процесс разрушения более крупной структуры с иными реологическими свойствами.

Это подтверждается тем, что предел «4о*» контролирует положение сильнейших землетрясений региона (максимальный «отскок» с M = 6.3; Дагестанское землетрясение с M = 6.6 и Рачинское землетрясение с M = 7.1).

Обсуждение полученных результатов. Установлены геологические факторы, которые определяют уровень и форму ГП и возможность их физического ограничения справа и включают: протяженность максимальной зоны ВОЗ региона, коэффициент подобия, условия деформирования (одноосное, всестороннее, объемное), величину упругого предела, долговременную и текущую скорость деформации и закономерные зависимости $M_{мах}$ от протяженности зоны ВОЗ и величины упругого предела.

Результаты инженерных изысканий и исследований позволяют установить характеристики геологических факторов, необходимые для разработки модели, позволяющей оценить возможный диапазон изменения графиков повторяемости, величину $M_{мах}$ и частоту события и соответствующий размер структуры, и величину упругого предела, при котором произошло разрушение.

Полученные оценки параметров сейсмического режима позволяют получить детерминистические оценки сейсмической опасности для конкретных сейсмотектонических условий региона, оценить $M_{пз}$, $M_{мрз}$ и M характерных землетрясений и соответствующие им размеры активизированных разломов для последующего их использования при оценке сейсмической опасности. Это особенно важно в слабоактивных регионах, где имеются сведения о достоверных, но статистически не представительных землетрясениях за ограниченный период наблюдений.

При разработке модели региона и ее использовании рекомендуется учитывать размер максимального элемента модели1000 км и более, коэффициент подобия $k_п = \sqrt{10}$, возможность одноосного, всестороннего и объемного деформирования, минимальную и максимальную скорость деформации, которая может изменяться в широких пределах от 10^{-10} до 10^{-5} в год и более, величину упругого предела, которая изменяется в диапазоне от 10^{-6} до 10^{-3} при эффективном упругом предел для Земли в целом $e_{эф} = k_п \cdot 10^{-5}$, который не зависит от масштабности процесса, и хрупко-пластический предел $e_{хп}$, ограничивает величину упругого предела сверху и зависит от размера ($L_о$, км) очага в виде: $\lg e_{хп} = -0{,}5 \cdot \lg L_о - 3$, который совместно с прогнозными пределами «3о*_» и «3о*_» в условиях объемного деформирования, определяет загиб ГП вниз, что нарушает линейность в диапазоне больших магнитуд.

Условия деформирования и характер разрушения среды в пространственно-временном объеме региона в процессе длительного деформирования на различных масштабных уровнях постоянно меняются, что отражается в изменении уровня и формы ГП. Сведения о землетрясениях за ограниченный период наблюдения не отражают особенности подготовки и проявления могут не отражать особенности сейсмического режима редких сильных событий в регионе.

Надвигание Аравийской плиты на Евразийскую плиту является источником одноосного деформирования, определяющего особенности сейсмического режима инструментальных и исторических событий региона. Этот же процесс совместно с наличием спаек, зацепов (asperity) определяет подготовку и проявление «отскоков», дальнейшее развитие этого процесса может привести к разрыву, сопоставимому с мощностью земной коры, и вовлечению в движение литосферы, что может приводить к проявлению предельного землетрясения в регионе.

ГП инструментальных событий Полигона 5 соответствует условиям всестороннего деформирования и отражает однотипный характер разрушения на различных масштабных уровнях для Земли в целом. Для территории Полигона 5 источником всестороннего деформирования может быть вздымание Кавказа в результате взаимодействия Аравийской и Евразийской плит. Источник всестороннего деформирования для Земли в целом требует специального рассмотрения. Согласно новым физическим представлениям источником всестороннего деформирования земной коры может быть увеличение массы и размера Земли в результате рождения новой инертной массы в виде обычного вещества, в соответствии с экспериментально доказанным соотношением между массой и энергией при гравитационных и инерционных взаимодействиях [Веселов и др.,1993]. На актуальность поиска геологических свидетельств в пользу гипотезы расширения Земли указывал А.В. Николаев [Николаев, 2003].

Выводы и рекомендации. Установлены геологические факторы, позволяющие определить уровень и форму ГП и возможность их ограничения справа, что важно при выполнении ВАСО для уточнения нормативной сейсмичности и при организации, выполнении и совместного анализа результатов геодинамического и сейсмологического мониторинга.

Величины M1 и M2 контролируются прогнозными пределами, рассчитанными для условий одноосного, всестороннего и объемного деформирования для упругого предела e.

В условиях одноосного деформирования в результате релаксации напряжений на мелких неоднородностях и их накопления на крупных подготавливаются характерные землетрясения, которые имеют распределения с тяжелыми хвостами, что приводит к энергетически необоснованным оценкам магнитуд M_{max} катастрофических землетрясений и оценки сейсмической опасности.

Для ограничения сверху хвостов ГП справа рекомендуется учитывать прогнозный предел, рассчитанный для условий объемного деформирования и эффективного упругого предела для Земли в целом, последний контролирует загиб ГП вниз для большинства землетрясений.

Величина M_{max} и вероятность максимального (предельного) землетрясения в регионе определяется в точке пересечения прогнозных пределов ГП, рассчитанных для условий всестороннего и объемного деформирования с учетом максимального упругого предела и минимальной скорости деформации в регионе.

При ОСР-97 учет выполаживания ГП привело к увеличению сейсмической опасности по сравнению с оценками СР-78 вплоть до величины M_{max} при этом частота максимальных событий составляла первые десятки лет и не отражала возможность проявления в регионе редких сильных землетрясений, что может приводить к пропуску цели и не отвечает требованиям к оценке сейсмической опасности особо ответственных объектов.

Литература

1. *Бугаев Е.Г.* Совершенствование методики оценки сейсмической опасности по геологическим и сейсмотектоническим данным // Журнал «Ядерная и радиационная безопасность» ФБУ «НТЦ ЯРБ». 2017. №1 (83). С. 1–12.
2. *Веселов К.Е., Карус Е.В., Савинский К.А., Долицкая Т.В.* Физико-геологические основы концепции глобального рифтогенеза (релятивистская геодинамика). – Изд-во Московского университета. 1993. 128 с.
3. *Друмя А.В., Шебалин Н.В*. Землетрясение: где, когда, почему? – Кишинев. Изд. Штиница. 1985. 195 с.
4. *Касахара К.* Механика землетрясений. – М.: Мир. 1985. 264 с.
5. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1 : 8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. В.И. Уломов, Л.С. Шумилина. – М. 1999. 57 с.
6. *Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. – М.: ГЕОС. 2016. 424 с.

7. *Николаев А.В.* Черты геофизики XXI века // Проблемы геофизики XXI века. Книга 1. – М.: Наука. 2003. С. 7–16.
8. *Родионов В.Н.* Сейсмический режим и блочное строение земной коры // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1994. С. 76–81.
9. Руководство по безопасности использования атомной энергии «Основные рекомендации к разработке вероятностного анализа безопасности уровня 1 для блока атомной станции при исходных событиях, обусловленных сейсмическими воздействиями» РБ-123-17. ФБУ «НТЦ ЯРБ». – Москва. 2017. 76 с.
10. Руководство по безопасности при использовании атомной энергии «Оценка исходной сейсмичности района и площадки размещения объекта использования атомной энергии при инженерных изысканиях и исследованиях» РБ-019-18. ФБУ «НТЦ ЯРБ». Москва. 2018. 60 с.
11. *Садовский М.А.* Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР. 1979. Т.247. №4. С. 829–831.
12. *Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. – М.: Наука. 1991. С. 96.
13. *Шерман С. И., Родкин М. В., Горбунова С. А.* Тектонофизический анализ типов графиков повторяемости катастрофических землетрясений Центральной Азии // Вулканология и сейсмология. 2017. №6. С. 49–63.
14. *Яковлев Ф.Л., Стаховская Р.Ю., Габсатарова И.П.* О закономерной периодичности сейсмического процесса Восточного Кавказа за последние два века // Вопросы инженерной сейсмологии. Москва. 2023. Т.50. №2. С. 5–24.
15. *Sikosek B., Vukasinovic M.* Geological criteria in the preparation of a seismic zoning map // Proceedings of the seminar on seismic zoning maps, Skopje, 27 October - 4 November 1975. UNESCO. 1976. V.II.

АНАЛИЗ ДАННЫХ КАТАЛОГА ISC ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТУРКМЕНИСТАНА С 1964 ПО 2021 ГГ.

В.Ю. Бурмин[1], Г.Р. Петросян[2]

[1, 2] – *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; burmin@ifz.ru*

Введение. Вопросы достоверности данных имеют принципиальное значение при построении тех или иных теорий или выводов. Три фактора влияют на результаты определения координат гипоцентров землетрясений. Первый фактор, это точность определения времени возникновения землетрясения (времени в очаге). Вторым фактором является задание скоростного распределения сейсмических волн адекватного истинному распределению. И третий фактор − выбор метода определения координат гипоцентров землетрясений.

Для определения времени в очаге обычно используется график Вадати. График Вадати представляет собой зависимость времени прихода продольной волны на станции от разности времен прихода поперечной и продольной волны на тех же станциях. Пересечение графика с осью ординат даёт время возникновения землетрясения (времени в очаге). График Вадати не зависит от положения очага землетрясения и является наиболее надежным для определения времени в очаге и, следовательно, времен пробега сейсмических волн от очага до сейсмических станций, зарегистрировавших землетрясение. Важным условием при этом является условие, согласно которому время прихода продольных и поперечных волн определяется достаточно хорошо. Как правило, определение времени прихода продольной волны не вызывает трудностей. Сложнее бывает с выделением первых вступлений поперечных волн. К сожалению, выделить надёжно вступление поперечной волны не всегда возможно, но важно, что для определения времени в очаге по графику Вадати достаточно знание времён прихода поперечной волны только на двух станциях. Если же известно отношение значений скоростей продольных и поперечных волн в изучаемом регионе, то определить время в очаге можно по временам прихода сейсмических волн только на одной станции. Как правило, это отношение не сильно варьирует и легко может быть определено по совокупности графиков Вадати.

Скоростное строение регионов бывает хорошо изучено только в верхней его части, то есть в земной коре. Верхняя мантия, как правило, остается не доступной для региональных методов исследований. Поэтому, зачастую приходится использовать те или иные глобальные модели строения мантии Земли. В тоже время сейсмические годографы от глубоких землетрясений позволяют определить глубину источников и скорости сейсмических волн выше источника [Бурмин, 1988, 2019]. По сути, все эти методы определения координат гипоцентров сводятся к минимизации функционала невязок теоретических t_i и наблюденных $\tilde{t}_i$ времен пробега сейсмических волн

$$S_t = \sum_{i=1}^{n} (t_i - \tilde{t}_i)^2 \qquad (1)$$

Однако, как показано в работах [Бурмин, 1992, 2019] такой подход к определению координат гипоцентров не является оптимальным. В работах [Бурмин, 1992, 2019] для функционала S_t получена оценка:

$$S_t = \sum_{i=1}^{n} (t_i - \tilde{t}_i)^2 \le \sum_{i=1}^{n} \rho_i (D_i - d_i)^2 + Y(H - h)^2 = S. \qquad (2)$$

где D_i, H и d_i, h − эпицентральные расстояния и глубины, соответствующие теоретическим и наблюденным временам пробега сейсмических волн; $\rho_i = v_i^{-2}$ и $Y = \sum_{i=1}^{n} \rho_i$ − весовые множители, характеризующие неоднородность среды.

Из полученного соотношения следует, что минимальное значение функционала S_t не гарантирует минимальности значений функционалов невязок в определении глубины гипоцентра землетрясения и эпицентральных расстояний, но минимальное значение функционала S влечет за собой минимальное значение функционала невязки времен.

Наиболее полное освещение современной сейсмичности Туркмении даётся в периодических изданиях Единой геофизической службы Российской академии наук «Землетрясения Северной Евразии» [Сарычева и др., 2023]. По геологическим и сейсмотектоническим признакам территория Туркмении можно разделить на три района: Прикопетдагский район (Центральная Туркмения);

Красноводский район (Западная Туркмения); Восточная Туркмения [Сейсмичность …, 1968]. Как следует из результатов наблюдений за землетрясениями, наиболее высокая сейсмическая активность отмечается в районах Западной Туркмении, Ашхабадском и граничащий с ним на юге Ширван-Кучанском районе (провинция Хорасан) в Северном Иране [Рустанович, 1967]. Более подробное изучение сейсмичности Туркмении началось после сильного землетрясения, произошедшего 1 мая 1929 года в горах Копетдага южнее Ашхабада [Рябой, 1966; Рязанов, 1959; Саваренский, 1953].

На рис. 1 представлены распределение эпицентров, гипоцентров в долготной плоскости, гипоцентров в широтной плоскости на территории Туркмении и Северного Ирана по данным каталога ISC за 1964 – 2021 годы.

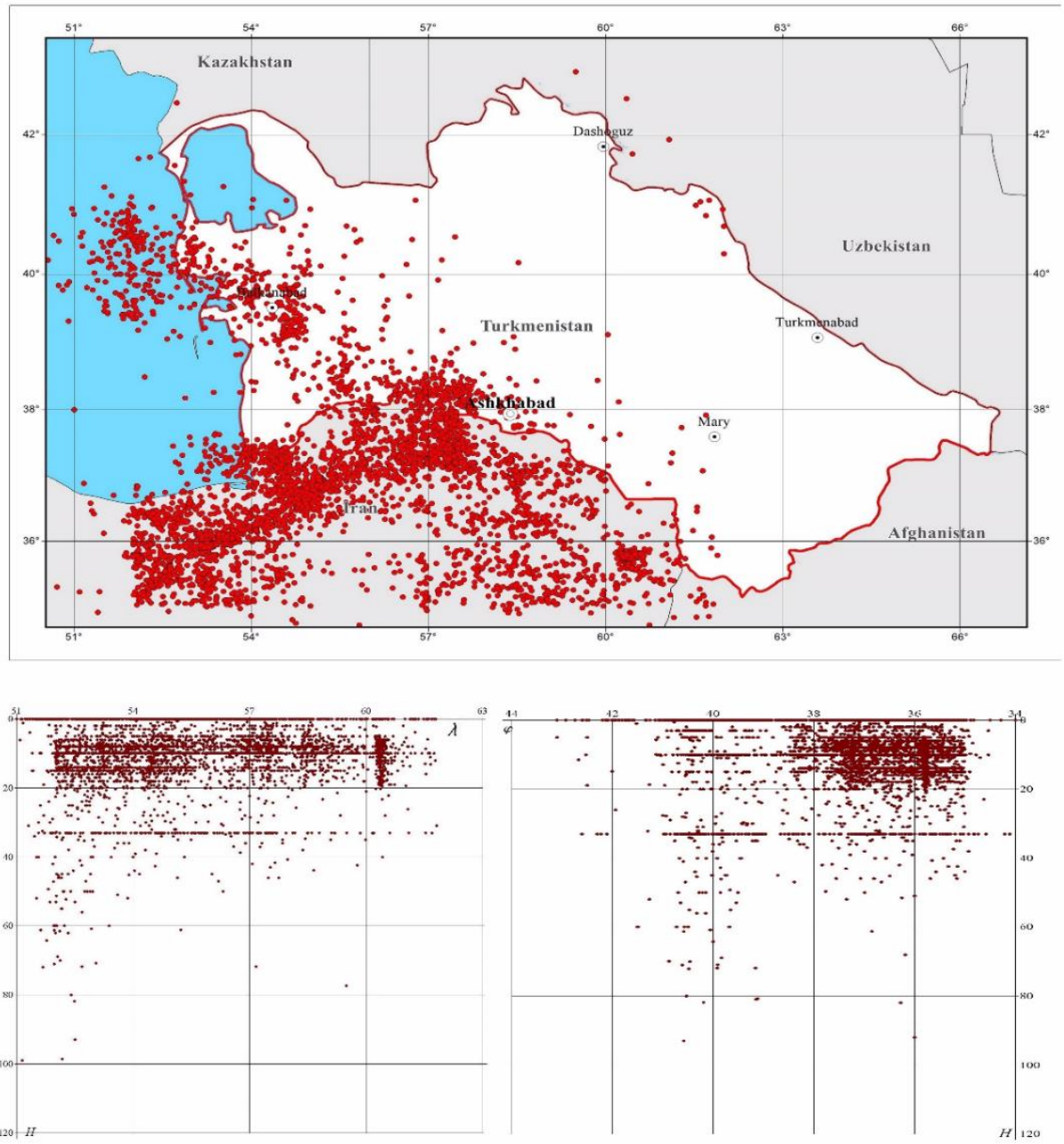


Рис. 1. Распределение эпицентров, гипоцентров в долготной плоскости, гипоцентров в широтной плоскости на территории Туркмении и Северного Ирана по каталогу ISC за 1964-2021 годы

Исходные данные. В качестве исходных данных были использованы времена прихода *P*- и *S*-волн, представленные в бюллетене ISC за период с 1964 по 2021 годы. Время в очаге t_0, то есть время возникновения землетрясения, определялось по графику Вадати [Wadati, 1933].

Для определения координат гипоцентров только на территории Туркмении использовались те времена вступлений, для которых отклонения δ_t от графика Вадати не превышали 1 с. Величина δ_t определялась по формуле:

$$\delta t = \frac{\delta(t_P - t_0) \times \delta(t_S - t_P)}{\sqrt{\delta(t_P - t_0)^2 + \delta(t_S - t_P)^2}}. \quad (3)$$

То есть величина δt равна расстоянию от точки на плоскости t_P–t_0 × t_S–t_P до прямой графика Вадати.

Выбор скоростной функции. Первое, с чем приходится сталкиваться при интерпретации данных землетрясений − это выбор скоростной модели региона или годографа сейсмических волн. Согласно работе [Сарычева и др., 2023], в качестве скоростной модели для различных тектонических элементов Туркмении принимаются модели, приведенные в работе [Рахимов, 1984]. Построение скоростной модели основывалось на результатах, проведенных ранее в Туркмении работ по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) другим сейсмическим исследованиям. Результаты этих работ приведены в публикациях [Косминская, Тулина, 1957; Фоменко, 1960; Булин, 1967; Годин, 1969; Хариков, Доцук, 1970; Одеков и др., 1972; Вольвовский, Вольвовский, 1975]. Однако все скоростные модели, в том числе и итоговая модель для района Копетдага [Рахимов, Славина, 1984], справедливы только для земной коры, в то время как для объективного определения координат гипоцентров землетрясений необходимо знание скорости распространения сейсмических волн, по крайней мере, и для верхней мантии.

Уточнить скоростной разрез больших глубин можно путем обращения годографов от глубинного источника [Бурмин, 2019]. Как результат такого обращения однозначно определяем глубину источника и скорость сейсмических волн над источником в классе монотонных скоростных функций.

Определение скоростной функции на территории Туркмении проводилось в два этапа. На первом этапе были переопределены координаты гипоцентров землетрясений Туркмении. Для определения эпицентров землетрясений была привлечена скоростная колонка для продольных сейсмических волн для земной коры, опубликованная в работе [Рахимов, Славина, 1984]. Распределение скорости сейсмических волн в верхней мантии взято из модели, приведенной в работе [Бурмин, 2019]. По результатам переопределения были выделены землетрясения с глубокими очагами, для которых были определены эпицентральные расстояния от очагов до сейсмических станций.

На втором этапе были построены годографы продольных сейсмических волн и проведено обращение годографов волн, распространяющихся вверх от гипоцентра.

Для анализа данных были выбраны землетрясения, которые были зарегистрированы максимальным числом сейсмических станций, расположенных на расстояниях не более 800 км от эпицентров. Распределение скорости сейсмических волн в верхней мантии взято из модели, приведенной в работе [Бурмин, 2019].

Определение гипоцентров землетрясений. Задача определения координат гипоцентров землетрясений на территории Туркмении решалась как задача минимизации функционала:

$$S = \sum_{i=1}^{n} (D_i - d_i)^2 + (H - h)^2, \quad (4)$$

где D_i и H соответствуют теоретическим временам t_i пробега сейсмических волн от очага до i-й станции; D_i – эпицентральные расстояния; H – глубина очага землетрясения, которые определяются из решения системы нелинейных уравнений:

$$(X - x_i)^2 + (Y - y_i)^2 + H^2 = v_i^2 (t_i - t_0)^2, \quad (5)$$

а d_i и h − те же величины, но соответствующие истинному положению гипоцентра [Бурмин, 1992, 2019].

Величины h задаются на одномерной сетке Δ_h в интервале $[0,h_m]$, а h_m вычисляется из условия:

$$\tau_{\min} = \int_0^{h_m} \frac{dz}{v(z)}, \quad (6)$$

где τ_{min} − время пробега сейсмической волны до ближайшей от очага сейсмической станции.

Для каждого h определяются величины d_i путём решения прямой кинематической задачи сейсмики из условия близости теоретических времен t_i пробега сейсмических волн (определенных, например, по графику Вадати) наблюденным временам $\tilde{t}_i$.

Распределение гипоцентров землетрясений на территории Туркмении после пересчёта. На рис. 2 показано распределение эпицентров и гипоцентров в долготной и в широтной плоскости на территории Туркмении после пересчета по методу, описанному выше. Из этого рисунка видно, основная масса очагов расположена в интервале глубин 0-40 км. При этом большое количество очагов находятся на глубинах от 60 до 300 км. На глубинах от 300 до 500 км также имеется достаточное количество очагов землетрясений.

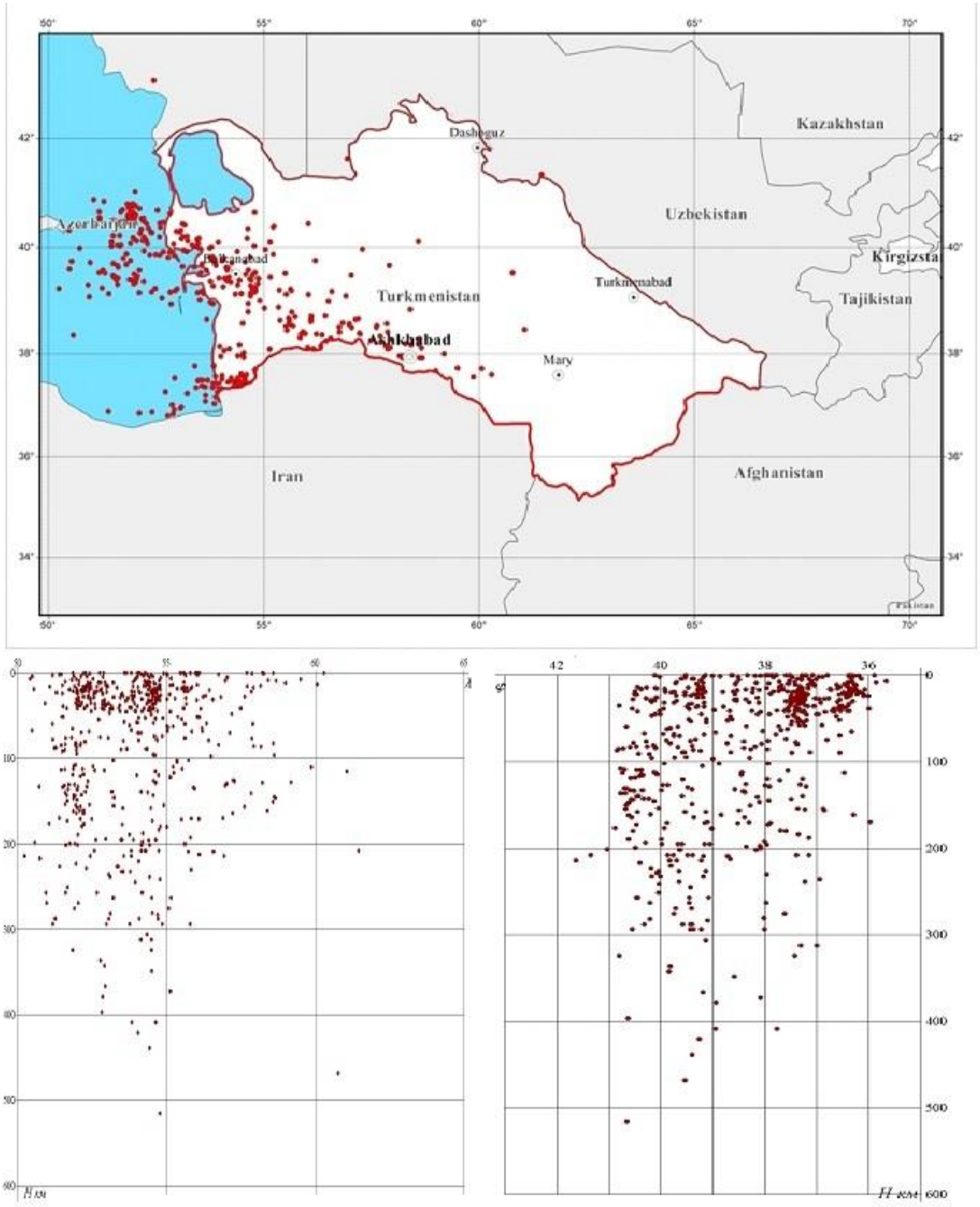


Рис. 2. Распределение эпицентров, гипоцентров в долготной плоскости, гипоцентров в широтной плоскости на территории Туркмении после пересчета

Сравнение данных каталога ISC с результатами пересчета гипоцентров землетрясений на территории Туркмении на примере отдельных глубоких землетрясений. В таблице 1 представлены данные пяти землетрясений, для которых был проведён анализ данных для рассматриваемого региона.

Из таблицы 1 видно, что глубины очагов, полученные двумя независимыми способами очень близки, что позволяет сделать вывод о справедливости полученных результатов. Расчёты проводились с помощью программ [Бурмин, 2022, 2024].

Были также построены теоретические и точки экспериментальных годографов в редукции 8.0 км/с для источников, расположенных на различных глубинах по данным ISC и полученные после пересчёта.

Таблица 1. Сравнительные данные пяти глубоких землетрясений Туркмении

Число станций	Дата (г/м/д)	Время (ч:м:с)	Глубина (км) очага по каталогу ISC	Глубина (км) после переопределения гипоцентров	Глубина (км) по результату обращения годографа
6	1976/06/22	18:49:24.00	0	422	438
21	2009/12/07	16:07:10.21	0	320	333
22	2011/03/25	23:15:30.24	0	302	310
25	2013/10/29	20:12:54.50	10	277	284
21	2014/08/21	14:43:13.41	0	295	302

На рис. 3, представлены теоретические и экспериментальные годографы для очага землетрясения (2014/08/21 в 14:43:13,41; φ=40,345, λ=53,0581) с магнитудой mb=3,5, расположенному на глубине *h*=0 км (по данным каталога ISC) и для очага после пересчёта с глубиной 295 км (таблица 1). На этом рисунке точки экспериментального годографа из каталога ISC имеют достаточно большой разброс и лежат в основном ниже теоретического годографа для глубины *h*=0 км. Точки экспериментального годографа после пересчета координат землетрясения хорошо ложатся на теоретический годограф для источника с глубиной 295 км. На рис. 4 представлены годографы продольных волн в редукции 8.0 км/с для землетрясений из таблицы 1. На рис. 5 представлены скоростные кривые, соответсвенно построенные по годографам из рис. 4.

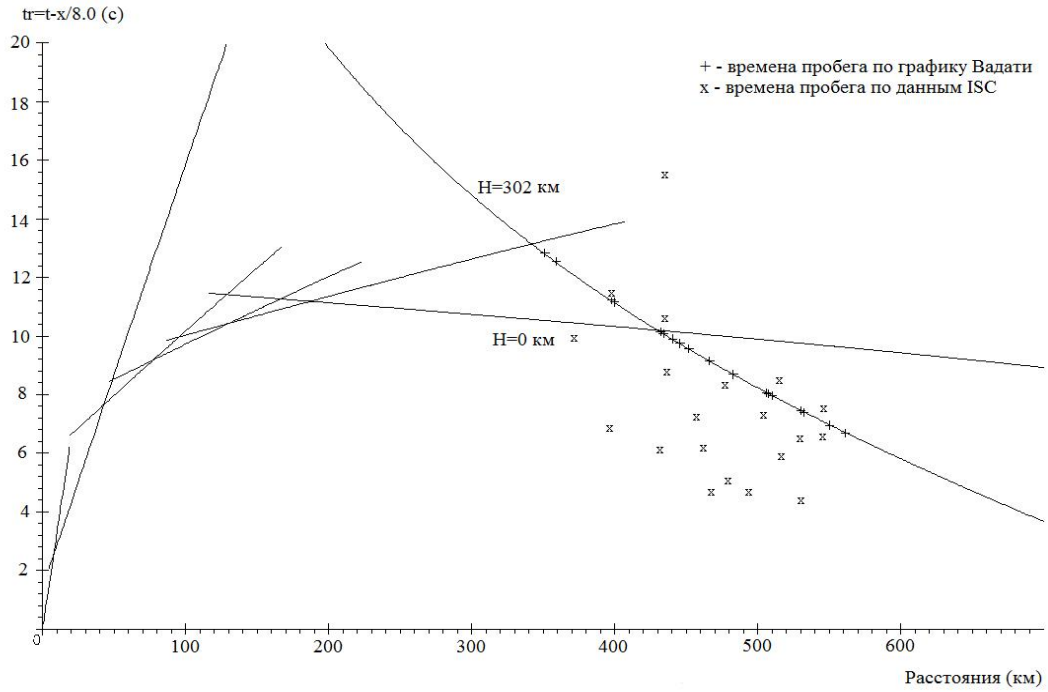


Рис. 3. Теоретические экспериментальные годографы для очага землетрясения (2014/08/21 в 14:43:13,41; φ=40,345, λ=53,0581) с магнитудой mb=3,5, расположенному на глубине *h*=0 км (по данным каталога ISC) и для очага после пересчёта с глубиной 295 км

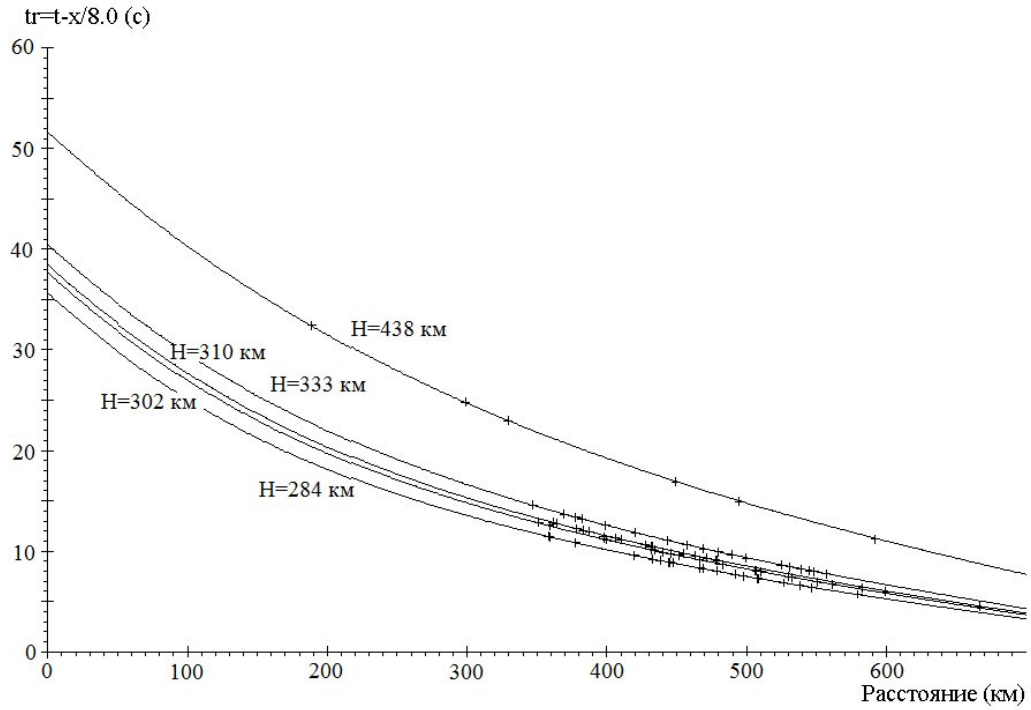


Рис. 4. Теоретические экспериментальные годографы продольных волн для землетрясений из таблицы 1

Из рис. 5 видно, что скоростные кривые в мантии, полученные путём обращения сейсмических годографов, лежат правее скоростной кривой из работы [Бурмин, 2019], которая близка к модели для стандартной Земли.

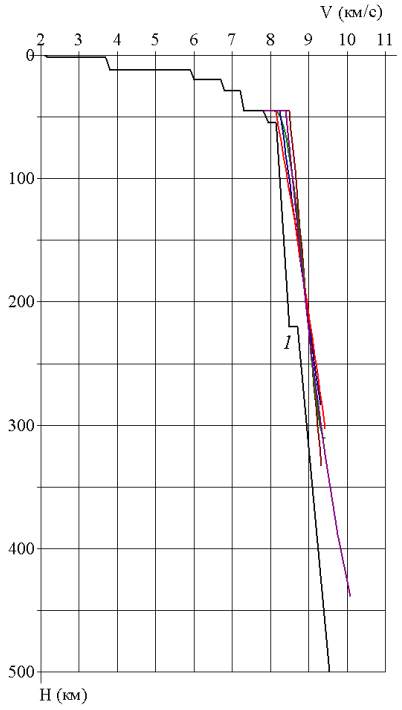


Рис. 5. Скоростные кривые, построенные по экспериментальным годографам из рис. 4. Цифрой *1* отмечена скоростная кривая из работы [Бурмин, 2019]

Результаты определения глубин очагов землетрясений, полученные при определении гипоцентров с помощью программы определения координат близких землетрясений [Бурмин, 2019, 2024], и глубины, полученные путём обращения годографов, представлены в таблице 1. Из таблицы 1 видно, что глубины очагов, полученные двумя независимыми способами очень близки, что позволяет сделать вывод о справедливости полученных результатов.

Заключение. В заключение можно сказать, что существование глубоких землетрясений не является уникальным. Так для Крымско-Черноморского региона отмечены очаги землетрясений с глубинами до 300 км, на Кавказе до глубин 500 км. На территории Туркмении глубины очагов достигают 500 км и более.

Вопросы достоверности данных имеют принципиальное значение при построении тех или иных теорий или выводов. В частности, уточнение координат землетрясений сейсмоопасных районов, в частности в Туркмении, позволяет более корректно определять магнитуды землетрясений и, следовательно, адекватно оценивать сейсмическую опасность региона.

Важный вывод, который можно сделать по итогам работы, это то, что для изучения различных аспектов сейсмичности того или иного региона нельзя использовать каталоги, не убедившись в правильности представленных в них данных. Особенно данных полученных в ранние годы, когда аппаратура и методы интерпретации были далеки от совершенства.

Литература

1. *Булин Н.К.* Глубинное строение территории Туркмении по данным сейсмологических исследований // Геотектоника 1967. №6. С. 70–81.
2. *Бурмин В.Ю.* Обращение годографа сейсмической волны, распространяющейся от глубинного источника // Вулканология и сейсмология. 1988. №6. С. 62–71.
3. *Бурмин В.Ю.* Новый подход к определению параметров гипоцентров близких землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1992. №3. С. 73–82.
4. *Бурмин В.Ю.* Некоторые обратные задачи сейсмологии. Теория, эксперименты, результаты. – М.: Наука. 2019. 276 с.
5. *Бурмин В.Ю.* Программа численного решения прямой одномерной кинематической задачи сейсмики для плоской поверхности Земли // Свидетельство № 2022661288 от 20.06.2022 г.
6. *Бурмин В.Ю.* Программа определения координат близких землетрясений // Свидетельство № 2024685625 от 11.11.2024 г.
7. *Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования // М.: Сов. Радио. 1975. 267 с.
8. *Годин Ю.Н.* Глубинное строение Туркмении по геофиз. данным. – М.: Недра.1969. 243 с.
9. *Косминская И.П., Тулина Ю.В*. Опыт применения ГСЗ для изучения строения земной коры некоторых районов запада Туркмении // Изв. АН СССР Сер. Геофиз.1957. №7. С. 874–894.
10. *Одеков О.А., Мурадов Ч., Ювшанов А.* Строение земной коры основных структурных элементов Южного Туркменистана // Изв. АН ТССР. Сер. Физ.тех., хим. и геол. наук. 1972. №3. С. 42–51.
11. *Рахимов А.Р., Славина Л.Б.* Региональный годограф Копетдагской сейсмической зоны // Изв. АН ТССР. Сер. Физ.тех., хим. и геол. наук. 1984. №3. С. 31–38.
12. *Рустанович Д.Н.* Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 г. // Вопросы инженерной сейсмологии. 1967. Вып.12. 95 с.
13. *Рябой В.З.* Строение земной коры верхней части мантии по профилю ГСЗ − Копетдаг-Аральское море // Советская геология. 1966. №5. С. 159–162.
14. *Рязанов И.А.* Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. – М.: Изд. АН СССР. 1959. 247 с.
15. *Саваренский Е.Ф., Линден Н.А., Масарский С.И.* Землетрясения Туркмении и Ашхабадское землетрясение 1948 г // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1953. №1. С. 3–16.
16. *Сарычева Г.Ч., Петрова Н.В., Безменова Л.В.* Сейсмичность Копетдагского региона в 2018-2019 гг. // Землетрясения Северной Евразии. 2023. Вып.26. С. 92–101.
17. Сейсмичность Туркмении. Отв. Редактор Непесов Р.Д. – Изд. «Ылым». 1968. 201 с.
18. *Фоменко К.Е.* Глубинное сейсмическое зондирование в Юго-Восточной Туркмении // Изв. АН ТССР. Сер. Физ.тех., хим. и геол. наук. 1960. №4. С. 71–73.
19. *Хариков Б.А., Доцук Е.М.* Сейсмические исследования по профилю № 62001 КМПВ − ГСЗ в Западной Туркмении // Изв. АН ТССР. Сер. Физ.тех., хим. и геол. наук. 1970. №6. С. 23–27.
20. *Wadati K*. On travel time of earthquake waves. Pt. II // Geophiz. Mag. 1933. V.7. №1. P. 101–111.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАКСИМАЛЬНОГО ГОРИЗОНТАЛЬНОГО НАПРЯЖЕНИЯ НА ОСНОВЕ НЕУПРУГОГО РАЗРУШЕНИЯ ВОКРУГ СТВОЛА СКВАЖИН И МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ

А. Гараванд

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; garavand@ifz.ru

Введение. В данном исследовании определение напряжений было выполнено в два этапа с использованием обратного анализа. Во-первых, наборы данных о напряжениях и измерениях обрушения ствола скважин были сгенерированы с использованием нелинейного упругопластического моделирования методом конечных элементов, использующегося для обучения алгоритмов машинного обучения (ML) и отражающего связь между напряжениями и параметрами зоны обрушения ствола скважин. Во-вторых, обученные алгоритмы ML были использованы для прогнозирования эквивалентных напряжений по заданным измерениям зоны обрушения ствола скважин. Стоит отметить, что в данном исследовании для изучения напряжений по зонам обрушения ствола скважин были применены четыре алгоритма ML, включая XGBoost, LightGBM, CatBoost и AdaBoost. Впоследствии результаты работы разработанных алгоритмов были сопоставлены друг с другом для определения наилучшего с точки зрения оценки напряжений подхода [Garavand, Hadavimoghaddam, 2023].

Анализ ряда экспериментов с горными породами показал различные типы механизмов, которые невозможно описать с помощью предположений упругой модели [Haimson, 2007]. С одной стороны, учитывая упругое поведение и пиковую прочность как окончательное напряженное состояние, при котором из-за небольшой пластической деформации происходит разрушение, упругие модели могут обеспечить хорошее приближение для оценки разрушения твердых пород. В то же время неуплотненные, высокопористые и сланцевые породы проявляют значительную пластическую деформацию. Игнорирование пластической части деформации могло бы привести к ошибочной оценке поведения материала [Garavand et al, 2020]. Важно отметить, что оценка напряжения в недрах на основе обрушений применима в случаях, когда образуются отдельные зоны обрушений вследствие сдвигового разрушения при анизотропных условиях нагружения [Vernik, Zoback, 1992; Zoback et al, 2003].

Учитывая все вышесказанное, любой критерий разрушения, такой как Друкер-Прагер, Моги-Кулон и Мора-Кулон, в сочетании с упрочнением материала при развитии пластической деформации, может быть использован в расчетах численного моделирования. Поскольку получение параметров упрочнения материала требует исключительно лабораторных испытаний, они не были включены для упрощения модели и, в более широком смысле, для упрощения реализации. Это означает, что реакция материала характеризовалась упругопластическим поведением до разрушения. В данной статье для изучения предела упругости и пластического поведения породы был использован критерий разрушения Мора-Кулона. Этот критерий задается следующим образом:

$$f = \tau_{max} - sin\varphi.\sigma_m - C.cos\varphi, \quad (1)$$

где $\tau_{max} = \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right)$ и $\sigma_m = (\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2})$ являются максимальными касательными и средними нормальными напряжениями, соответственно. В данном уравнении σ_1 и σ_3 – это максимальные и минимальные горизонтальные напряжения, С – сцепление материала, а φ – угол внутреннего трения.

Учитывая, что геометрия границы становится некруглой по мере прогрессирования зон разрушения, на основе метода конечных элементов Галеркина (FEM) для вычисления управляющих уравнений было использовано численное компьютерное моделирование, подробное описание которого представлено в соответствующих источниках [Garavand, Hadavimoghaddam, 2023; Hadavimoghaddam et al., 2023].

С помощью численных экспериментов с использованием модели конечных элементов с упругопластическим поведением был получен набор форм обрушений при различных условиях нагрузки. В результате с целью нахождения взаимосвязи между напряжениями и обрушениями, для обучения алгоритмов ML было собрано 662 набор данных о приложенных напряжениях и полученных формах обрушений.

Рис. 1 показывает более высокую концентрацию напряжений во время развития обрушений около кончиков в направлении минимального горизонтального напряжения. Данное наблюдение указывает на то, что максимальные касательные и нормальные напряжения будут увеличиваться во время роста обрушений до стабилизации, то есть в пространстве Мора точка максимальных напряжений движется вправо.

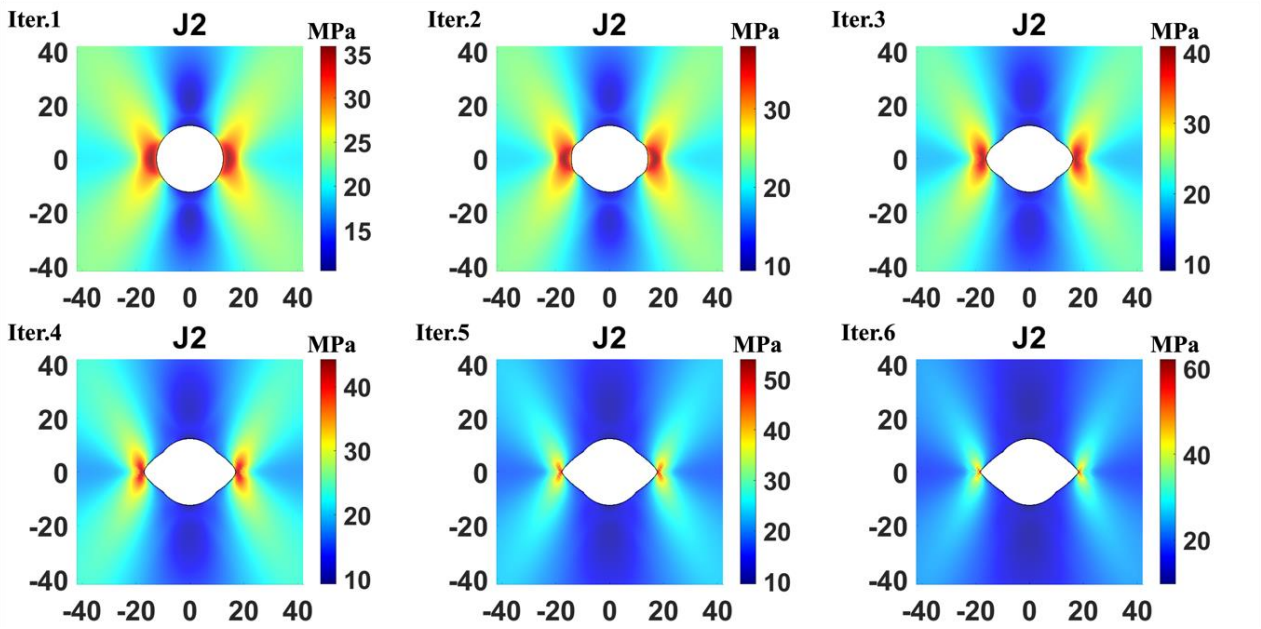


Рис. 1. Распределение и изменение максимальных касательных напряжений в процессе развития зоны разрушения для случая $\sigma_H \backslash \sigma_h \backslash \sigma_v \backslash P_w \backslash P_0 = 70 \backslash 30 \backslash 50 \backslash 24 \backslash 20\ MPa$

С целью проверки корректности предложенных моделей, на следующем этапе исследования был использован графический анализ. На рис. 2 показаны кросс-плоты оцененных напряжений по сравнению с целевым значением. Как видно из представленных графиков, большинство точек данных сгруппированы вдоль линии Y= X, что указывает на высокий уровень точности разработанных подходов.

Выводы. С целью определения связи между напряжением и формой обрушений, на основе набора данных, полученных в результате проведения численных экспериментов, было реализовано четыре алгоритма машинного обучения (XGBoost, LightGBM, CatBoost и AdaBoost). Кроме того, для вычисления напряжения по форме обрушений к обученным алгоритмам был применен обратный анализ.

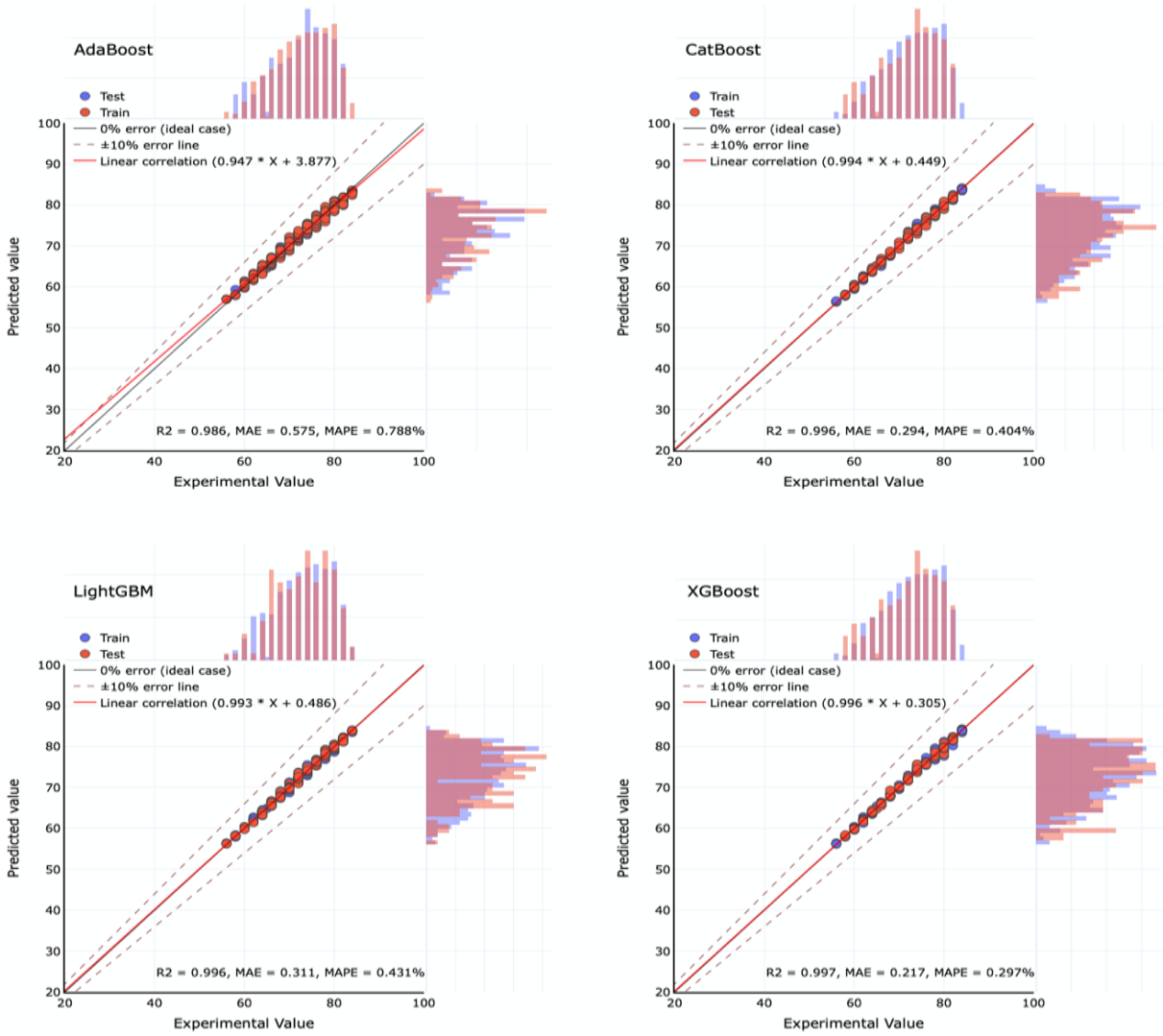


Рис. 2. Кросс-плот для каждого из тестовых и обучающих наборов данных для прогнозирования

Литература

1. *Garavand A., et al.* Numerical modeling of plastic deformation and failure around a wellbore in compaction and dilation modes // International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics. 2020. 44 (6). P. 823–850.
2. *Garavand, A., Hadavimoghaddam F.* In situ stress assessment based on plastic behavior of borehole breakouts and machine learning // International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics. 2023. 47 (2). P. 241–260.
3. *Hadavimoghaddam F., et al.* Toward smart correlations for predicting in-situ stress: Application to evaluating subsurface energy structures // Geoenergy Science and Engineering. 2023. 231. P. 212292.
4. *Haimson B.* Micromechanisms of borehole instability leading to breakouts in rocks // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 2007. 44 (2). P. 157–173.
5. *Vernik L., Zoback M.D.* Estimation of maximum horizontal principal stress magnitude from stress-induced well bore breakouts in the Cajon Pass Scientific Research borehole // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1992. 97 (B4). P. 5109–5119.
6. *Zoback M.D. et al.* Determination of stress orientation and magnitude in deep wells // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 2003. 40 (7). P. 1049–1076.

ДЕФОРМАЦИИ РЕЛЬЕФА И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ПОД ДЕЙСТВИЕМ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА

Е.А. Глазырин

АО «ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ», г. Геленджик, Россия; eaglazyrin@mail.ru

Введение. Грязевые вулканы широко распространены в активных окраинах, зонах сжатия аккреционных комплексов, поясах надвигов, пассивных окраинах, глубоких осадочных бассейнах, связанных с активными границами плит, а также в крупных авандельтах [Dimitrov, 2002; Dupré et al., 2008; Istadi et al., 2012; Kopf, 2002; Mazzini et al., 2017]. Так с расширением морских глубоководных исследований и развитием технических средств число подводных грязевых вулканов в настоящее время оценивается между 7000 и 1000000 [Judd et al., 2005; Milkov 2000]. Необходимо полагать, что в ареалах своего развития грязевой вулканизм должен играть значительную роль в структурообразовании - формировании рельефа и деформации, преобразовании геологического разреза. В формировании рельефа под воздействием грязевого вулканизма выделяются геодинамические деформации. Образование грязевулканических построек за счет поставки грязевулканических масс и их литодинамические преобразования здесь не рассматриваются.

Исходные материалы и методы исследований. В основе сообщения лежат материалы по Керченско-Таманской грязевулканической провинции, полученные АО «ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ» в 2009-2023 годах по программам государственного мониторинга состояния недр и геологического картирования акватории Азовского и Черного морей, инженерным изысканиям, а также анализ многочисленных научных публикаций, в том числе по другим регионам мира. Эти публикации приведены в списке литературы, а также представлены в списках литературы самих публикаций.

При изучении подводного грязевого вулканизма применялись методы гидролокации бокового обзора, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, эхолотирование, гидрогазогеохимическое профилирование, сейсморазведка ВЧ МОГТ, пробоотбор грунтовыми трубками и картировочное бурение, сухопутного - геологическое обследование, спутниковая интерферометрия и спутниковые геодинамические GPS-пункты.

Типы грязевого вулканизма и их особенности. В настоящее время можно выделить три генетических типа грязевого вулканизма:

- классический тип;
- газогидратный (производный от разложения газогидратов);
- серпентинитовый (голубосланцевый).

Здесь не рассматриваются образования, не относящиеся к собственно грязевому вулканизму – так называемые грязевые котлы, связанные с поствулканической деятельностью (гидротермальные грязевые вулканы) и близповерхностные грязевые проявления как следствие землетрясений или внезапного экзогенного события, а также техногенные грязевые вулканы (грязевой вулкан LUSI, Индонезия).

Исходя из их генетических различий, геотектонической позиции и условий функционирования выделяемые типы грязевого вулканизма должны отличаться и особенностями деформации рельефа и геологического разреза.

Классический тип грязевого вулканизма наиболее изученный и широко распространенный. Его обобщенная характеристика дана в ряде публикаций [Холодов 2002; Dimitrov, 2002; Kopf, 2002; Dupré et al., 2008; Istadi et al., 2012; Mazzini et al., 2017]. К данному типу относятся, в частности, грязевые вулканы Керченско-Таманской грязевулканической области. В отношении источника газо-флюидной составляющей, как основного агента грязевулканической деятельности, и глубины заложения корней данного типа грязевых вулканов предлагаются различные модели. Наиболее распространенной является связь с нефтегазоносными областями, где формируются аномально высокие поровые и пластовые давления за счет генерации углеводородов, в первую очередь метана, в мощной толще обогащенного органическим веществом преимущественно алевропелитового разреза лавинной седиментации, а также отгонки флюида в результате диа-, катагенических преобразований [Dimitrov, 2002; Kopf, 2002; Istadi et al., 2012; Mazzini et al., 2017]. Флюидоконцентрирующими и выводящими структурами рассматриваются диапировые складки. Некоторые исследователи [Исмагилов и др., 2006] рассматривают связь с диапирами как частный случай.

Современные геофизические исследования привели к появлению крайне противоположных моделей формирования грязевых вулканов классического типа. В частности, приводятся доказательства участия глубинных процессов в формировании грязевых вулканов – субвертикальных газовых потоков глубинного (мантийного) происхождения [Шнюков и др., 2014; Шнюков и др., 2016]. В противоположность этому обосновывается формирование грязевого вулканизма в результате латеральной газо-флюидной миграции по оползневым дислокациям с фокусированием ее в бескорневых складках нагнетания гравитационного типа на континентальном склоне [Шельтинг и др., 2023]

В связи с этим, вероятнее всего, классический тип грязевого вулканизма является гетерогенным и может быть в дальнейшем разделен на несколько генетических типов. Об этом, в частности свидетельствуют исследования грязевых вулканов в Черном море [Исмагилов и др., 2006]. Не исключено, что такая гетерогенность классического типа грязевого вулканизма связана и с его эволюцией в геотектоническом развитии регионов.

На глубинах морского дна ниже верхней границы гидратообразования с классическим типом грязевого вулканизма могут быть связаны газогидраты, образующиеся за счет связывания метана, как основного агента грязевулканической деятельности. При периодическом разрушении газогидратов классический тип грязевого вулканизма может быть конвергентен с газогидратным типом грязевого вулканизма или давать с ним переходные разности.

Газогидратный тип грязевого вулканизма связывается с импульсным разложением в осадочном разрезе газогидратов метана [Tinivella et al., 2012; Mazzini et al., 2017]. Отличается рядом литолого-геохимических и структурно-тектонических особенностей, в частности, как правило, меньшими размерами, неглубоким заложением питающих корней, определяемым нижней границей стабильности газогидратов.

Серпентинитовый тип грязевого вулканизма выделен в глубоководных надсубдукционных зонах как результат прорыва газо-флюидной составляющей, образующейся при дегидратации, декарбонизации и метаморфических реакциях в зонах субдукции [Fryer et al., 1999; Mottl 2000; Shipboard…, 2001]. Данные вулканы отличается на порядок большими размерами (десятки километров в диаметре), чем у предыдущих типов. Грязевулканическая брекчия ассоциирует с пелагическими отложениями и представлена серпентинитовым илом с обломками серпентинизированных перидотитов, голубых (глаукофановых) сланцев.

Деформации рельефа и геологического разреза под действием грязевого вулканизма рассмотрим на примере его классического типа, как наиболее распространенного.

Деформации рельефа и геологического разреза под действием классического типа грязевого вулканизм. Примером развития грязевых вулканов классического типа служит Керченско-Таманский регион, где они согласно [Шнюков и др., 2006] объединяются в Керченско-Таманскую грязевулканическую область. В тектоническом отношении регион входит в систему Предкавказских краевых и периклинальных прогибов и поднятий.

Типы и морфология грязевулканических построек дана в ряде публикаций [Шнюков и др., 2006; Глазырин, 2019]. Наиболее распространенными служат постройки центрального типа (сальзы, сопки), более редкими служат постройки трещинного типа. Грязевулканические постройки приурочены к диапировым складкам. Связь грязевых вулканов Керченско-Таманской области с антиклинальными диапировыми складками отметил еще А.Д. Архангельский [Архангельский, 1925]. Губкин И.М. [Губкин и др., 1938] показал структурно-генетическую связь грязевых вулканов с антиклиналям диапирового типа, где большинство грязевых вулканов расположено в периклинальных частях структуры, реже располагаются в наиболее приподнятых частях структуры (особенно в скрытых диапирах), а также и на крыльях (при наличии значительных дизъюнктивных осложнений этой структуры).

Геофизические исследования показывают, что структурно-тектонически размеры грязевых вулканов существенно больше собственно грязевулканических построек. Например, собственно грязевулканические постройки (сопки) грязевых вулканов Тузла, Голубицкий, Темрюкский достигают 500 м в поперечнике, в то время как размер грязевулканических структур в виде системы разломов и кальдерных ограничений составляет 1-2 км, редко более. В пределах относительно крупной постройки могут присутствовать более мелкие сателлитные (паразитические) постройки.

Грязевые вулканы сгруппированы в пределах контролирующих их антиклиналей диапирового типа в грязевулканические поля. В плане грязевулканические поля имеют в различной степени вытянутую овальную форму длиной в несколько километров и площадью в первые десятки квадратных

километров. В пределах грязевулканических полей выделяется от одного до нескольких грязевых вулканов, где могут присутствовать как вулканы центрального типа, так и трещинного, как активные, так и пассивные, и потухшие (рис. 1). Примером трещинного типа служит вулкан Темрюкский. В замках антиклиналей часто находятся вдавленные структуры за счет кальдерообразования при частом опорожнении грязевулканических камер. Примером может служить Голубицкое грязевулканическое поле (рис. 2), с наиболее частыми извержениями (раз в 3-8 лет).

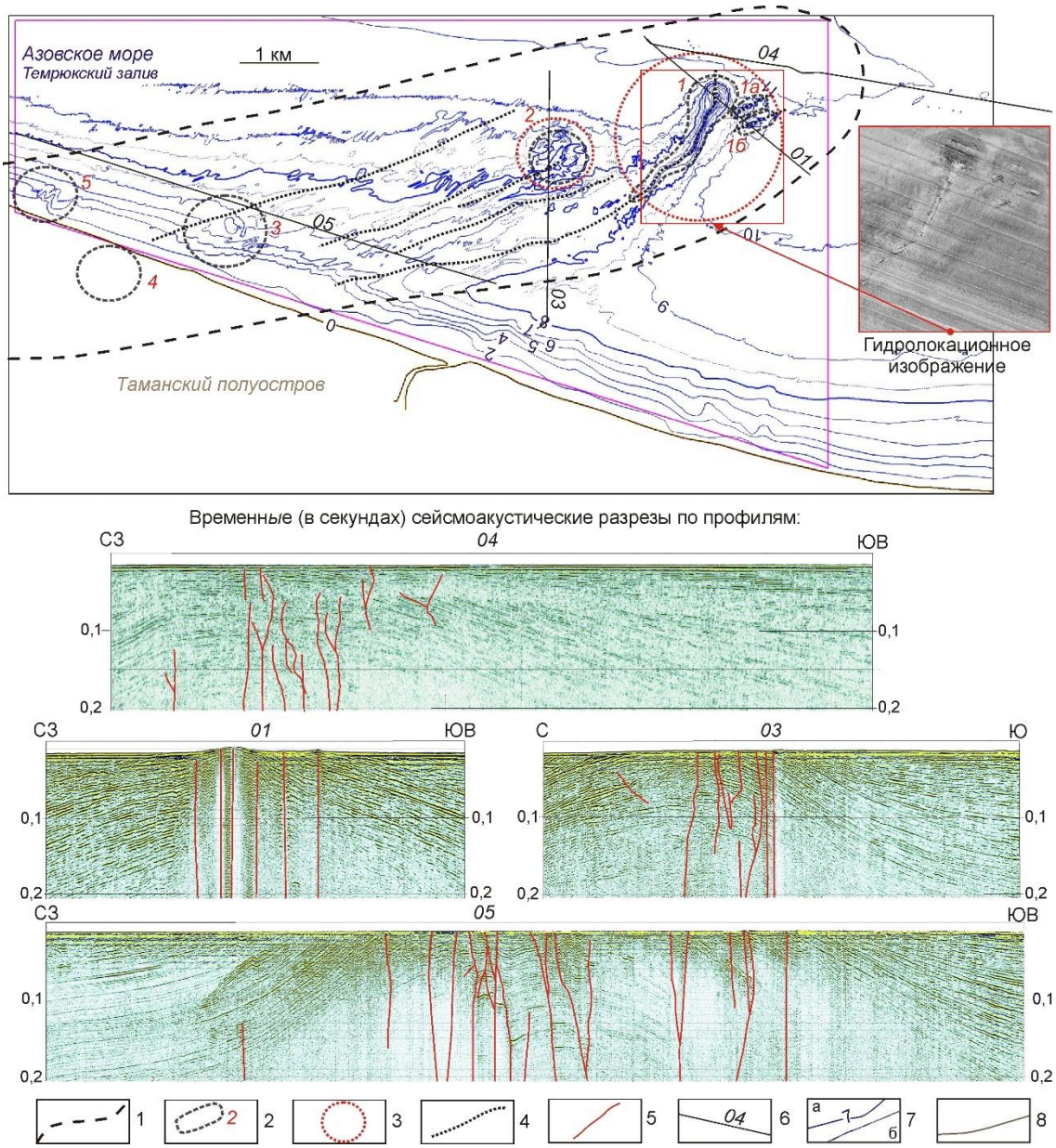


Рис. 1. Темрюкское грязевулканическое поле.
1 – граница Темрюкского грязевулканического поля; 2 – постройки грязевых вулканов (*1* – Темрюкский; *1а, 1б* – сателлитные постройки; *2* – пассивная постройка кальдерного типа; *3* – морской Тиздар; *4* – сухопутный Синяя Балка; *5* – предполагаемый по геоморфологическим признакам); 3 – кальдерные ограничения вулканов; 4 – оси кулисных поднятий; 5 – дешифрируемые разрывные нарушения (на разрезах); 6 – сейсмоакустические профили и их номер; 7 – изобаты основные и вспомогательные, в метрах; 8 – береговая линия

Грязевулканические поля объединяются в грязевулканические области. В пределах грязевулканической области, как правило, насчитывается несколько десятков грязевулканических полей.

В пределах Керченско-Таманской грязевулканической области устанавливается три типа вертикальных движений земной поверхности региона [Глазырин, 2023]:

- непрерывные региональные геодинамические движения со скоростями в первые мм/год с волновыми колебаниями индивидуального характера;

- непрерывные вертикальные движения со скоростями в первые см/год, свойственны диапировым (антиклинальным) структурам;

- импульсные вертикальные движения в связи с грязевулканической деятельностью. Это локальный, скоротечный, высокоамплитудный и более редкий тип, со скоростями от долей до первых метров в сутки и захватом территории до 1-2 км в поперечнике. Развиты локально в пределах диапировых (антиклинальных) структур.

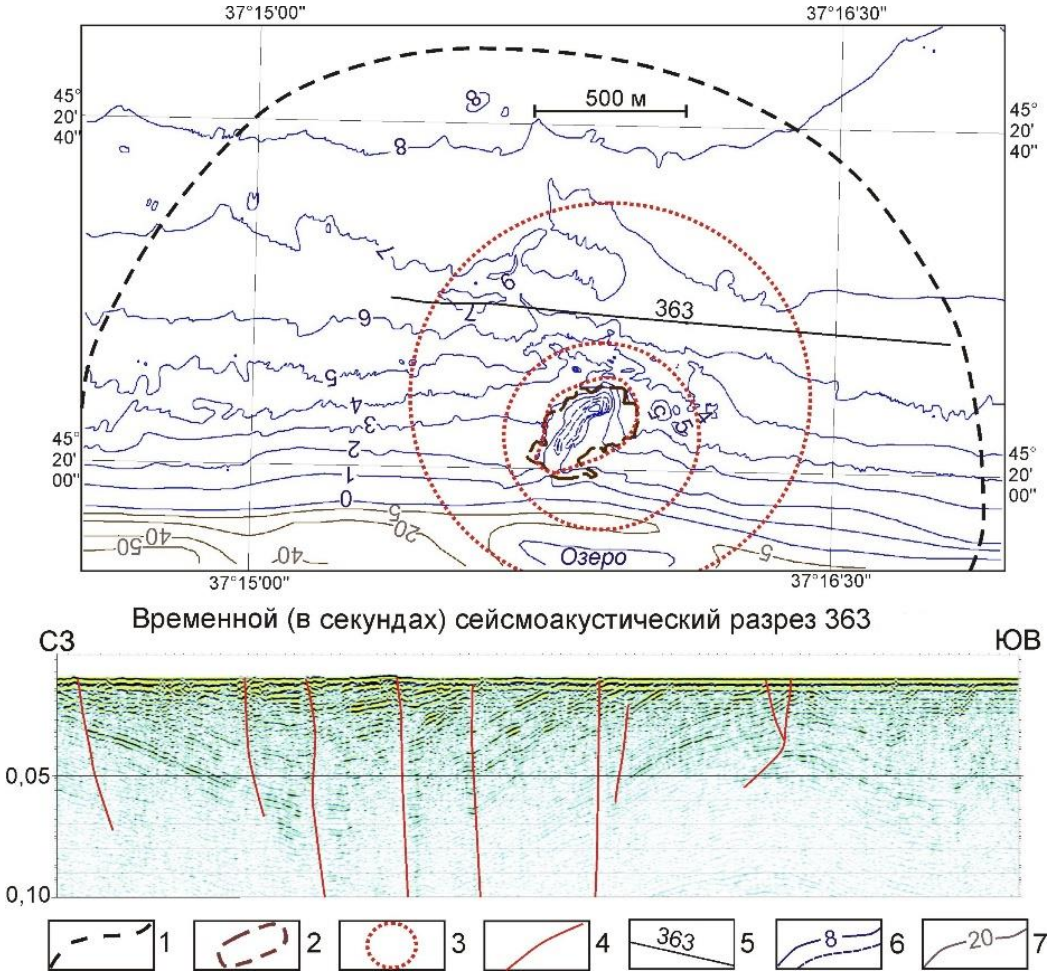


Рис. 2. Голубицкое грязевулканическое поле.
1 – предполагаемая граница грязевулканического поля; 2 – подводная постройка грязевого вулкана Голубицкий по состоянию на 2012 г.; 3 – кальдерные элементы вулкана в рельефе; 4 – дешифрируемые разрывные нарушения (на разрезах); 5 – сейсмоакустический профиль и его номер; 6 – изобаты основные и вспомогательные по состоянию на 2012 г., в метрах; 7 – изогипсы основные и вспомогательные, в метрах

Выделяется закономерность – чем выше скорости вертикальных движений, тем они более редкие, скоротечные и локальные.

Второй тип движений максимально проявлен в пределах грязевулканических полей, за счет чего они выражены в рельефе в виде положительных форм рельефа - гряд, вытянутых поднятий.

Третий тип движений развит в пределах грязевулканических структур и обусловлен грязевулканической активностью. К ним относятся площадные кальдерные просадки амплитудой от нескольких дециметров до 2 м, вертикальные тектонические пластические и дизъюнктивные деформации, зияющие трещины. Наиболее экстремальным выражением данного типа движений служит тектоническое поднятие мыса Каменный, рассматриваемое как эмбриональная стадия возникновения грязевого вулкана. Его характеристика дана в [Глазырин, 2013[1]; Глазырин, 2013[2]; Попков и др., 2013]. Размер поднятия в поперечнике оценивается до 1 км, т.е. соответствует рангу грязевулканической структуры. Поднятие имеет выпуклую форму и структурно соответствует локальному брахиантиклинальному осложнению. Максимальная амплитуда поднятия составила не менее 6 м/сутки. Формирование поднятия (выжимания ядра брахиантиклинали) происходило в условиях [Глазырин, 2013[1]]: главная ось сжатия (σ_1) – азимут 57°, угол -4°; второстепенная ось сжатия (σ_2) – азимут 295°, угол -30°; ось растяжения (σ_3) – азимут 332°, угол 58°. Таким образом, основное

направление оси сжатия (σ_1) при формировании поднятия ориентировано в СВ (антикавказском) направлении с пологим погружением под углом 4°. В пределах поднятия присутствуют тектонические уступы амплитудой до 2 м. В течение года на нем произошли релаксационные подвижки в виде уступов амплитудой до 0.5 м.

Комбинация этих двух типов движений создает достаточно расчлененный рельеф грязевулканических полей, сохраняющийся даже в условиях активной абразии в волноприбойной и денудационной зоне (рис. 1). В результате грязевулканические поля и грязевые вулканы морфологически хорошо выделяются в рельефе коренных пород за счет диапирового роста структуры и тектонических деформаций.

Геологический разрез в пределах, контролирующих (вмещающих) антиклинальных структур интенсивно нарушен тектоническими разломами и выводящими каналами. Так Темрюкское грязевулканическое поле, расположенное на северо-восточном замыкании выраженной в рельефе Фонталовской антиклинали, разбито продольными разломами на ступени и кулисы, дополнительно деформировано поперечными разломами и осложнено кальдерными нарушениями [Глазырин,2019]. В результате грязевулканическое поле морфологически хорошо выражено в рельефе морского дна в виде дугообразно изогнутого и кулисно построенного поднятия длиной 10 км и шириной до 3 км. На суше оно продолжается также в рельефе в виде кулисных гряд с сухопутным грязевым вулканом Синяя Балка (Тиздар). Площадь Темрюкского грязевулканического поля оценивается в 30 км^2. Геоморфологически все выделяемые в пределах Темрюкского грязевого поля вулканы локализуются на самостоятельных кулисных поднятиях (рис. 1). Устанавливается закономерность в виде пространственно-временной миграции грязевулканической активности в северо-восточном направлении, т.е. от осевой части структуры в ее периклинальную часть. Такая миграция грязевулканической активности на крылья структуры при поднятии ее осевой части устанавливается и для более крупных тектонических структур, в частности на северо-западном погружении покровно-складчатого сооружения Большого Кавказа.

При развитии мощного чехла донных осадков грязевулканическое поле в рельефе морского дна может практически не выделяться, как, например [Глазырин, 2019], Тузлинское. В этом случае грязевулканическое поле хорошо выражено в рельефе кровли коренных пород или по подошве донных осадков (рис. 3). Грязевые вулканы при этом менее проявлены в рельефе дна за счет выражения только собственно грязевулканическими постройками, подверженными к тому же донному размыву.

Грязевулканические поля, прошедшие свою активную стадию развития (стадию активных извержений) – потухшие или находящиеся на заключительной стадии своего развития (пассивной сальзово-грифонной) – нередко характеризуются наличием в пределах антиклинального поднятия отрицательных форм – впадин, депрессий. Их формирование связывается с кальдерными просадками за счет опорожнения (выработки) грязевулканических камер.

Отличительной особенностью грязевулканических полей по отношению к окружению служит также более активное развитие экзогеодинамики. Это выражается в повышенном развитии оползневых процессов, вызванных повышенной обводненностью геологического разреза за счет выходов грунтовых и подземных вод по его тектонической нарушенности. Даже в пределах уже потухших или находящиеся на заключительной стадии своего развития грязевулканических полей оползневые процессы, оплывины трассируются вдоль кальдерных ограничений, как наиболее проницаемых для подземных вод.

Геологическое обследование береговых обрывов, карьерных выемок и керна инженерно-геологических скважин показали широкое наличие в пределах грязевулканических полей разветвленной сети грязевулканических каналов в виде грязевулканических даек, силлов, некков. Анализ трещинной тектоники показал, что ориентировка плоскостей грязевулканических каналов соответствует трещинам скола и отрыва во вмещающих антиклиналях, возникающих под действием тангенциального сжатия.

Изучение более глубоко вскрытого денудацией геологического разреза в пределах потухшего грязевулканического поля листа L-37-XXXVI (Невинномыск) показал широкое развитие в глинистом разрезе майкопской серии нептунических даек. Дайки представлены песчаниками с пойкилитовым карбонатным цементом. Мощность даек до 1 м. Контакты их ровные, плоские, взаимопересекающиеся, соответствуя системе сколов.

Результаты изучения приповерхностного и глубинного строения грязевых вулканов, пространственной конфигурации их питающей системы показывают [Собисевич и др., 2008; Ершов и др., 2015; Овсюченко и др., 2017] наличие у активных грязевых вулканов флюидопроницаемого канала глубиной 15-25 км с присутствием нескольких грязевулканических камер.

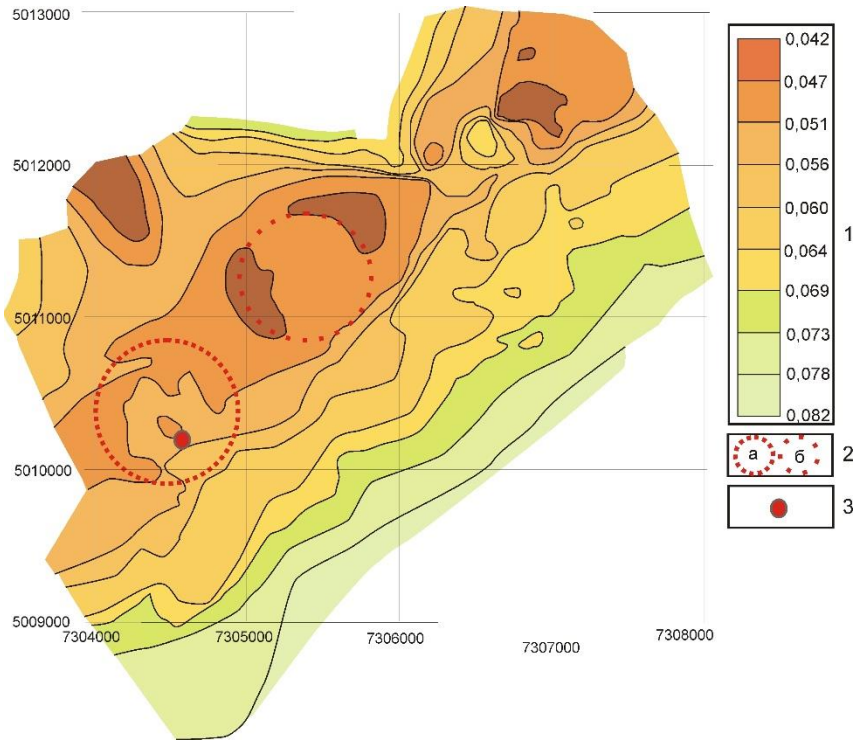


Рис. 3. Структура Тузлинского грязевулканического поля по данным сейсмоакустического профилирования.
1 – изохроны поверхности коренных отложений (подошвы четвертичных отложений), в секундах; 2 – контуры грязевулканических структур по коренному ложу – активные (а) и пассивные (б); 3 – грязевулканическая сопка в рельефе дна

Заключение. Выделяется несколько генетических типов грязевого вулканизма. Их генетические, геотектонические и прочие различия неизбежно должны отражаться и в особенностях деформации рельефа и геологического разреза.

Собственно, грязевулканические процессы формируют рельеф как в виде тектонических деформаций (от положительных на подготовительной и активной стадии, до отрицательных - на заключительной), так и аккумулятивных (грязевулканические постройки - сопки, сальзы, грифоны).

Сами грязевулканические процессы служат отчасти следствием региональных тектонических движений (диапиризм, субгоризонтальные тектонические сжатия) и процессов.

Собственно, грязевулканические процессы активно нарушают сплошность геологического разреза в форме систем разломов, каналов газо-флюидной разгрузки, кальдерных нарушений, нептунических даек.

В процессе развития (эволюции) геотектонической структуры происходит миграция грязевулканической активности от ее центра на периклиналь и крылья структуры.

Литература

1. *Архангельский А.Д.* Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского п-ва и Керченско-Таманской области // Бюлл. МОИП. 1925. №3. С. 269–285.
2. *Глазырин Е.А*. Проявление высокоамплитудной неотектоники в рельефе Таманского полуострова и прилегающего морского дна за период 2007-2012 гг. // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сб. статей (г. Ростов-на-Дону, 10-15 июня 2013 г.). Ростов н/Д: Издательство ЮНЦ РАН. 2013. С. 129–131.
3. *Глазырин Е.А.* Современные проявления эндогеодинамической деформации морского дна притаманского шельфа Азово-Черноморского бассейна // Геология морей и океанов: Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. – М.: ГЕОС. 2013. Т.V. С. 276–280.
4. *Глазырин Е.А.* Морфология грязевулканических структур Таманского шельфа // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Том IX / Под ред. И.А. Керимова, В.Б. Заалишвили, В.И. Черкашина. М.: ИИЕТ РАН. 2019. С. 13–20.

5. *Глазырин Е.А.* Типы вертикальных движений земной поверхности Таманского региона // 10-я международная научно-практическая конференция Санкт-Петербург 2023. Геонауки: Время перемен, время перспектив. 17-20 апреля 2023 г. Сборник материалов конференции. ООО «Геомодель». 2023. С. 455–458.
6. *Губкин И.М., Федоров С.Ф.* Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. – Л.: Изд-во АН СССР. 1938. 44 с.
7. *Ершов В.В., Собисевич А.Л., Пузич И.Н.* Глубинное строение грязевых вулканов Тамани по данным натурных исследований и математического моделирования // Геофизические исследования. 2015. Т.16. №2. С. 69–76.
8. *Исмагилов А.Ф., Козлов В.Н., Терехов А.А., Хортов А.В.* Глиняный диапиризм и грязевой вулканизм при формировании локальных структур в Российской части Черного моря // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. №2. С. 4–10.
9. *Овсюченко А.Н., Собисевич А.Л., Сысолин А.И.* О взаимосвязи современных тектонических процессов и грязевого вулканизма на примере горы Карабетова (Таманский п-ов) // Физика Земли. 2017. №4. С. 118–129.
10. *Попков В.И., Глазырин Е.А., Фоменко В.А. и др.* Катастрофическое тектоническое событие лета 2011 г. на Таманском полуострове // Доклады Академии Наук. 2013. Т.448. С. 680–683.
11. *Собисевич А.Л., Горбатиков А.В., Овсюченко А.Н.* Глубинное строение грязевого вулкана Горы Карабетова // ДАН. 2008. Т.422. №4. С. 542–544.
12. *Холодов В.Н.* Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 227–241.
13. *Шельтинг С.К., Шейков А.А., Прокопцева С.В.* О механизмах формирования складчатости и грязевого вулканизма в прогибе Сорокина // Газпром нефти PROнефть. Профессионально о нефти. – СПб.: Научно-технический центр «Газпром нефти». 2023. Т.8. №3. С. 62–72.
14. *Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др.* Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. – Краснодар: ГлавМедиа. 2006. 176 с.
15. *Шнюков Е.Ф., Нетребская Е.Я.* Глубинное геологическое строение грязевых вулканов Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. №2. С. 66–79.
16. *Шнюков Е.Ф., Нетребская Е.Я.* О глубинном строении эруптивного канала грязевых вулканов // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2016. №4. С. 54–66.
17. *Dimitrov L.I.* Mud volcanoes – the most important pathway for degassing deeply buried sediments // Earth-Science Reviews. 2002. 59. P. 49–76.
18. *Dupré S., Buffet G., Mascle J. et al.* High-resolution mapping of large gas emitting mud volcanoes on the Egyptian continental margin (Nile deep sea fan) by AUV surveys // Marine Geophysical researches. 2008. V.29. №4. P. 275–290.
19. *Istadi B.P., Wibowo H.T., Sunardi E. et al.* Mud volcano and its evolution // Earth sciences, Dr. Imran Ahmad Dar (Ed.). 2012. P. 375–434.
20. *Judd A., Martinelli G., Panahi B.* (ed.) Gas emissions from mud volcanoes. Significance to global climate change // Mud volcanoes, geodynamics and seismicity. 2005. 51. Ch.4. P. 147–157.
21. *Fryer P., Wheat C.G., Mottl M.J.* Mariana blueschist mud volcanism: implications for conditions within the subduction zone // Geology. 1999. 27. P. 103–106.
22. *Kopf A.J.* Significance of mud volcanism // Reviews of geophysics. 2002. 40. 2. 52 p.
23. *Mazzini A., Etiope G.* Mud volcanism: an updated review // Earth-science reviews. 2017. 168. P. 81–112.
24. *Milkov A.V.* Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates // Marine Geology. 2000. 167. P. 29–42.
25. *Mottl M.J., Komor S.C., Fryer P., Moyer C.L.* Deep-slab fluids fuel extremophilic Archaea on a Mariana forearc serpentinite mud volcano: Ocean drilling program leg 195 // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. 4 (11). 14 p.
26. *Shipboard* scientific party. Leg 195 Preliminary report. Seafloor observatories and the Kuroshio current. Ocean drilling program. Texas A&M University. 1000 Discovery drive. College Station. TX 77845-9547. USA. 2001. 70 p.
27. *Tinivella U., Giusuiniani M.* An overview of mud volcanoes associated to gas hydrate system // Updates in Volcanology. Edited by Karoly Nemeth. 2012. 43 p.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИРОДНЫХ МАССИВОВ ПО ДАННЫМ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И БПЛА

Н.А. Гордеев

Институт физики Земли им.О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; gord@ifz.ru

Полученные в ходе представленной работы данные обрабатываются и анализируются с использованием специального программного обеспечения, которое позволяет построить точную модель поверхности и определить характеристики объекта. На основе полученных данных можно делать выводы о геологическом строении района, о наличии полезных ископаемых, о возможных геологических опасностях и т.д.

Детальная модель поверхности Земли и локальные ортофотопланы – основополагающий материал для планирования геолого-геофизических работ и геологоразведки. При изучении тектоники районов необходимо знание о пространственном положении структурных элементов, таких как разрывы, жилы, складки, эскарпы, уступы, крупные трещины.

Именно такой материал позволяет получить использование малых беспилотных летательных аппаратов [Гордеев, 2024].

Методология работы: первоочередной задачей является определение масштаба и изгибов объекта интереса. Для начала фото- /видеосъемки выбирается участок на поверхности. Затем проводится съемка по непрерывному маршруту, где каждое изображение перекрывает предыдущее более чем на 40 % (рис. 1). При анализе объекта следует обратить внимание на форму поверхности. Если обнажение имеет сложную геометрию, необходимо выполнить ручную съемку, чтобы избежать появления артефактов в конечной модели из-за упущенных участков. Утраченные при съемке участки объекта восстанавливаются путем интерполяции соседних точек (покрываются единым полигоном), что может привести к потере важной информации. Для съемки сильноизогнутых объектов необходимы тщательное управление оператором и фиксация всех неровностей рельефа. Наличие растительности затрудняет проведение съемки, поэтому для изучения некоторых объектов предпочтительнее выбирать весеннее или осеннее время года [Гордеев, Бондарь, 2024].

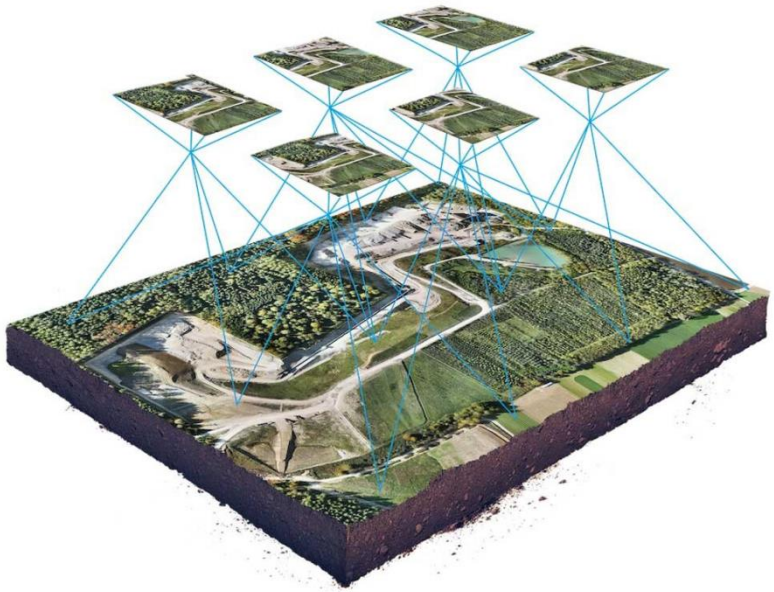


Рис. 1. Схема проведения съемки территории для применения фотограмметрии

На заключительном этапе работы с фотограмметрической моделью рекомендуется использовать специализированное программное обеспечение, позволяющее проводить пространственные измерения углов и азимутов падений, примерами которого могут быть Leapfrog Geo (рис. 2) и 3D Max (рис. 3).

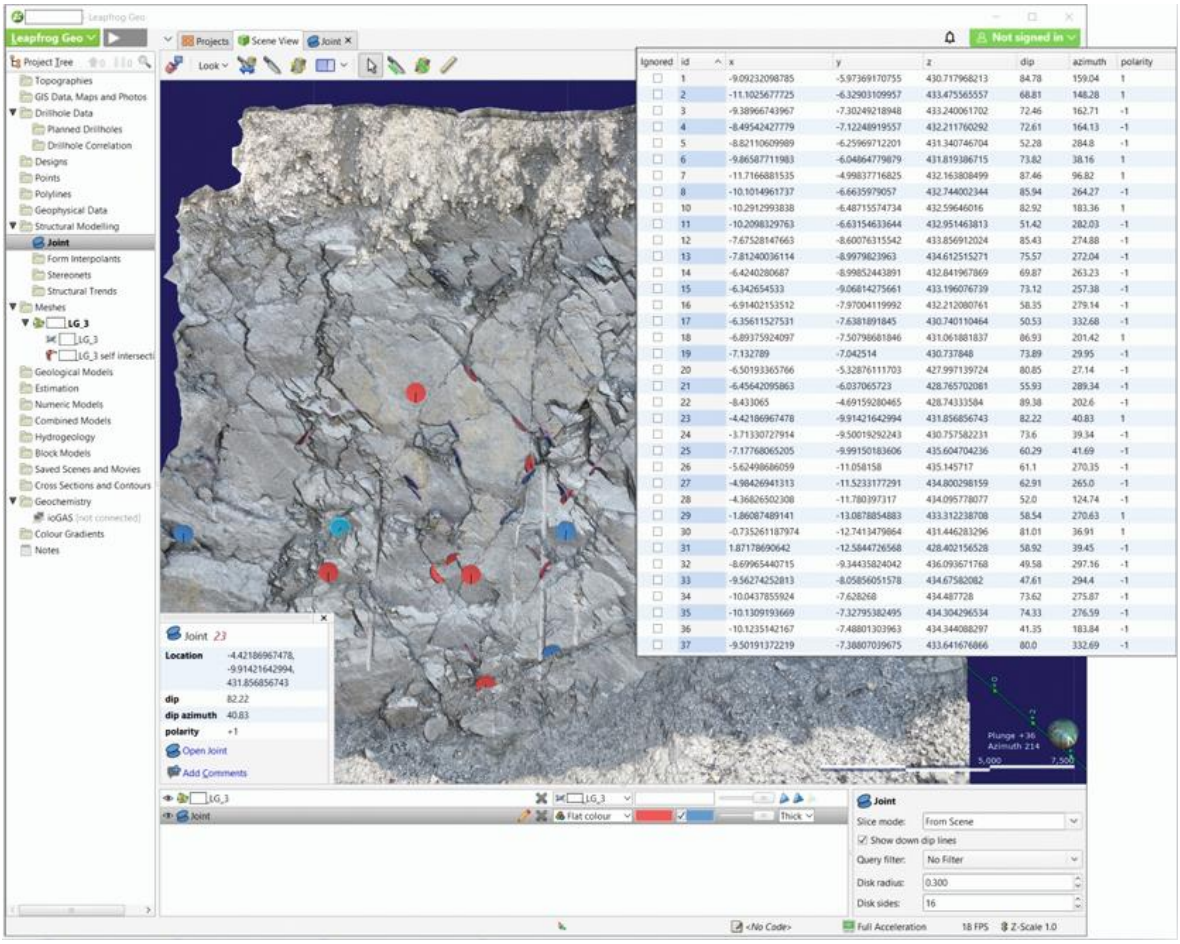


Рис. 2. Процесс дешифрирования в LeapfrogGeo. Представлена таблица измерений пространственного залегания трещин и жил с помощью привязанной модели

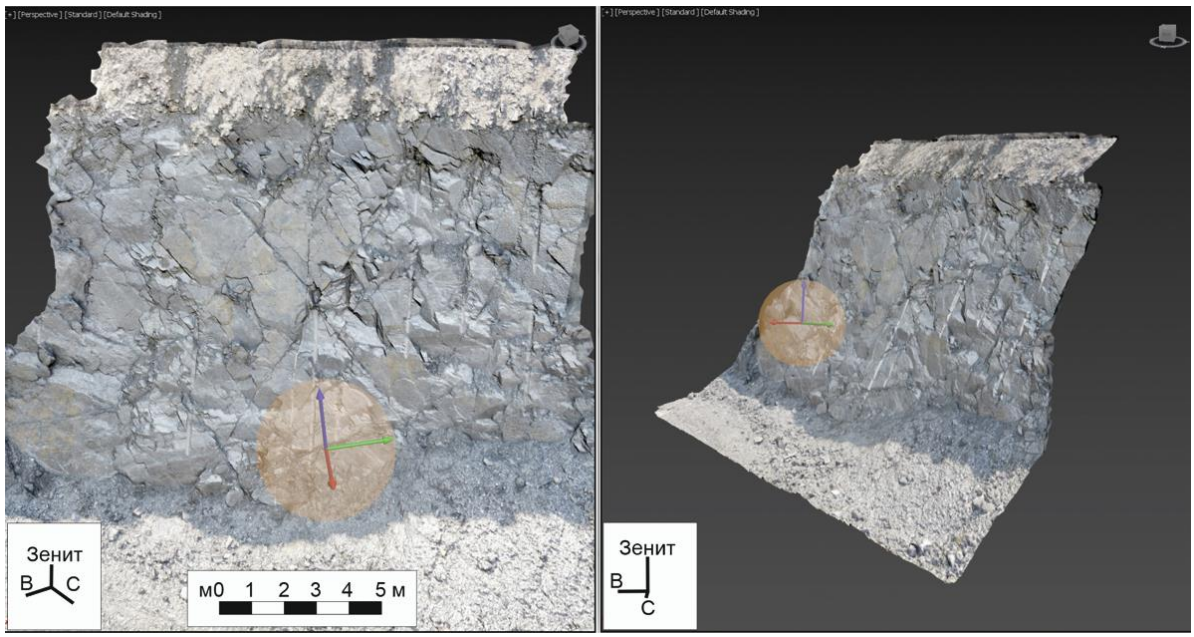


Рис. 3. Процесс представления результатов реконструкций через 3D max. Красный радиус-вектор – сжатие, синий – растяжение, зеленый – промежуточная ось напряжения

С использованием трехмерных моделей поверхности, полученных с помощью фотограмметрии, можно определить геометрические характеристики различных структур (трещин, разломов, складок, жил) и получить информацию об их размерах, ориентации и глубине. Для этих целей рекомендуется использовать программное обеспечение Leapfrog Geo/Viewer (LG). В этом методе пользователю необходимо загрузить привязанную к трехмерному пространству поверхность в LG и с

помощью инструмента "блины" (красно-синие окружности на рис. 2) визуализировать видимые поверхности разломов, трещин и жил. Обработка трещиноватости, измеренной в виртуальной среде, значительно расширяет возможности полевой тектонофизики и структурной геологии [Гордеев, 2024б].

Обработка измеренной в виртуальной среде трещиноватости значительно расширяет возможности полевой тектонофизики и структурной геологии (рис. 4). Результаты полевых измерений выделяют лишь один «пик» в точке наблюдения (рис. 4А), в то время как виртуальная среда позволяет обработать бОльшую площадь обнажения и тем самым обнаружить уже три области трещиноватости в точке наблюдения (рис. 4Б). Главные полюса трещин и положение их плоскостей показаны на врезке (рис. 4В).

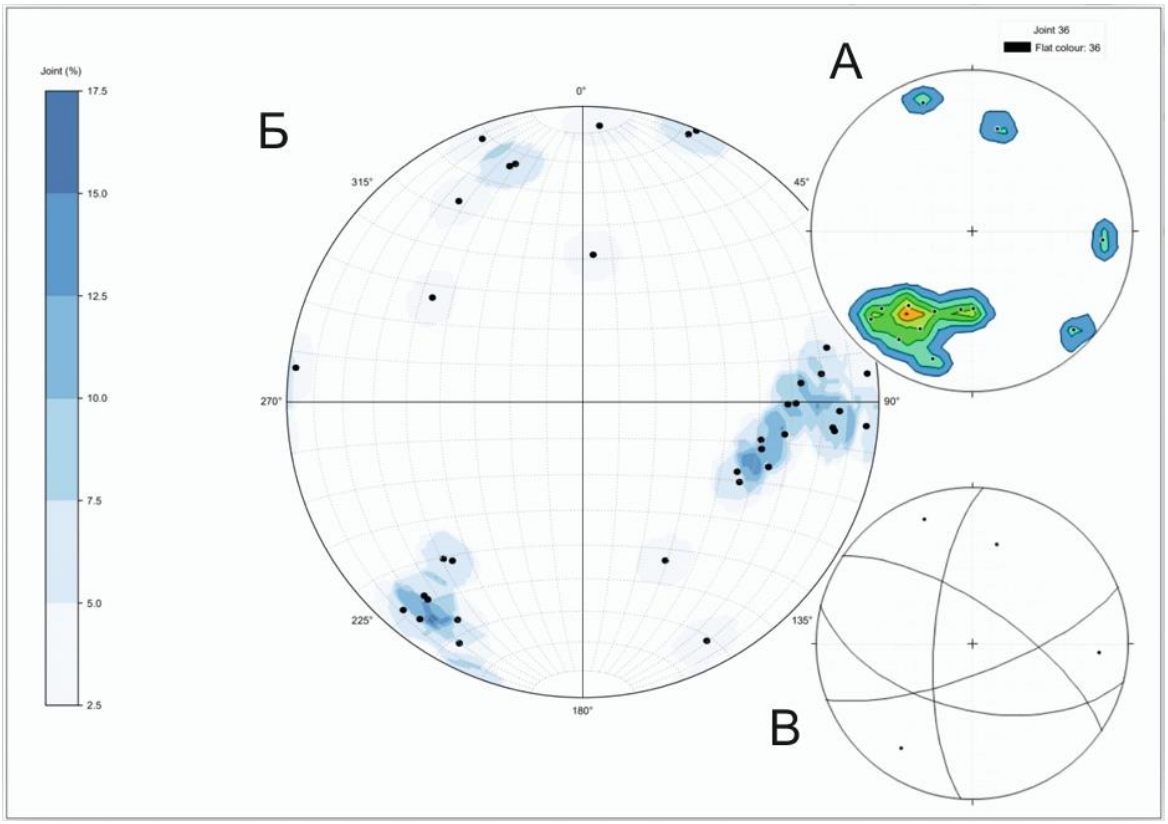


Рис. 4. Результаты виртуальных измерений структурных элементов (трещины, разломы, жилы и др.): А – полевые измерения; Б – виртуальные измерения; В – главные группы по плотности измерений

Методика была протестирована на данных от заказчиков и в различных местах Киргизского хребта и подмосковных карьерах. Дополнительный масштабный уровень исследований структурных элементов земной коры позволяет лучше вникать в тектонику исследуемого региона. С помощью объемных моделей рельефа и ортофотопланов становятся заметны скрытые детали отдельных крупных структурных единиц [Гордеев, 2024в; 2024г; 2024д].

В районе долины реки Аламедин были измерены точные физические параметры горных террас и сейсмотектонических уступов, а также изучены частные элементы скрытого новейшего разрывного нарушения - разлома Верхового (рис. 5) [Ребецкий и др., 2020].

Один из оврагов в данной местности представляет собой явное тектоническое образование, характеризующееся глубоким врезом от 45 до 80 метров на различных участках. Склоны оврага имеют различные азимуты падения и углы наклона. Наблюдаемый участок оврага имеет протяженность около 330 метров и общую высоту 210 метров, простираясь с азимутом 60°. Этот участок подвержен интенсивной эрозии и обладает богатой разнообразной геологической структурой. Северо-западный склон оврага азимут падения 95°-120°, угол падения 35°-45°, юго-восточный склон азимут падения 180°-215°, угол падения 38°-47°. В некоторых участках, где выходят коренные породы, углы падения достигают 50°-60°. Осыпи внутри оврага выполаживаются максимум до 35°. Через тальвег оврага проходит серия ступеней коренных пород, размываемых ручьем и водопадами от 3 до 15 метров высотой отдельных ступеней. Протяженность наблюдаемого участка оврага около 330 метров, а общая высота 210 метров. Вся структура простирается с азимутом 60° (рис. 6). Данный участок территории

подвергается интенсивной эрозии, расширяясь в северном и южном направлениях, об этом свидетельствуют постоянные подновления отрывных трещин на участках с сезонной растительностью. Также южный борт обнажает и разрушает выходы коренных пород, что приводит к созданию крупно- и грубообломочного материала (коллювий). К тому же данный овраг заметно сильнее развит, чем любой другой в пределах 1.5 км (рис. 5).

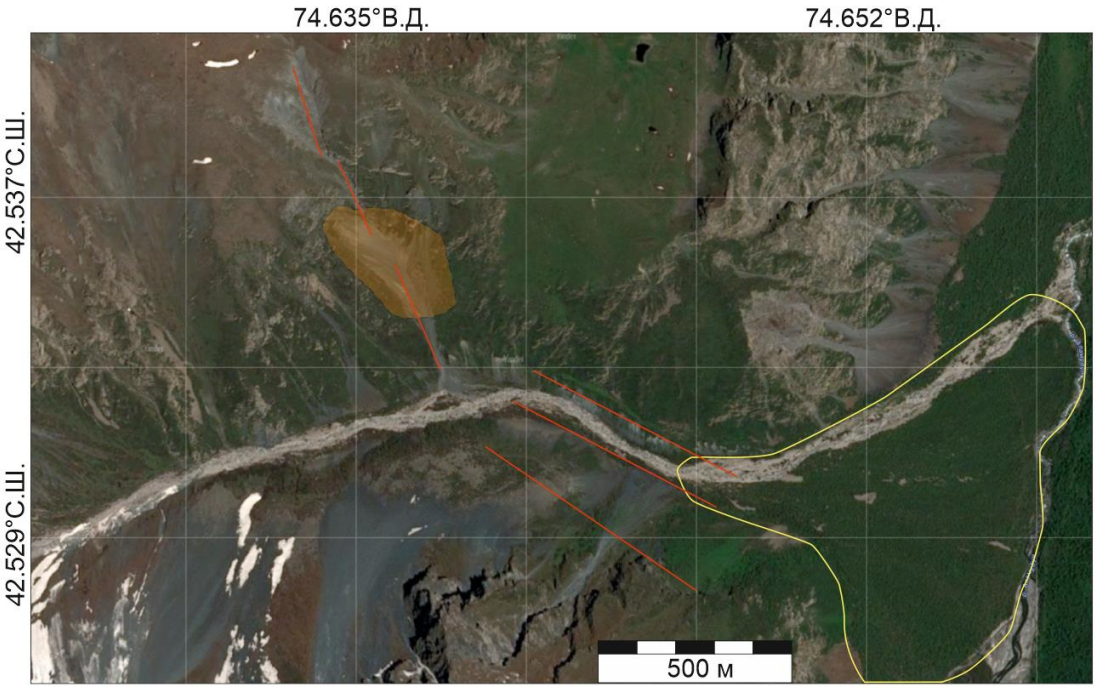


Рис. 5. Предположительное положение разлома «Верховой» – красными линиями, желтая линия – конус выноса из долины Джан-Тесу, оранжевая зона – съемка БПЛА

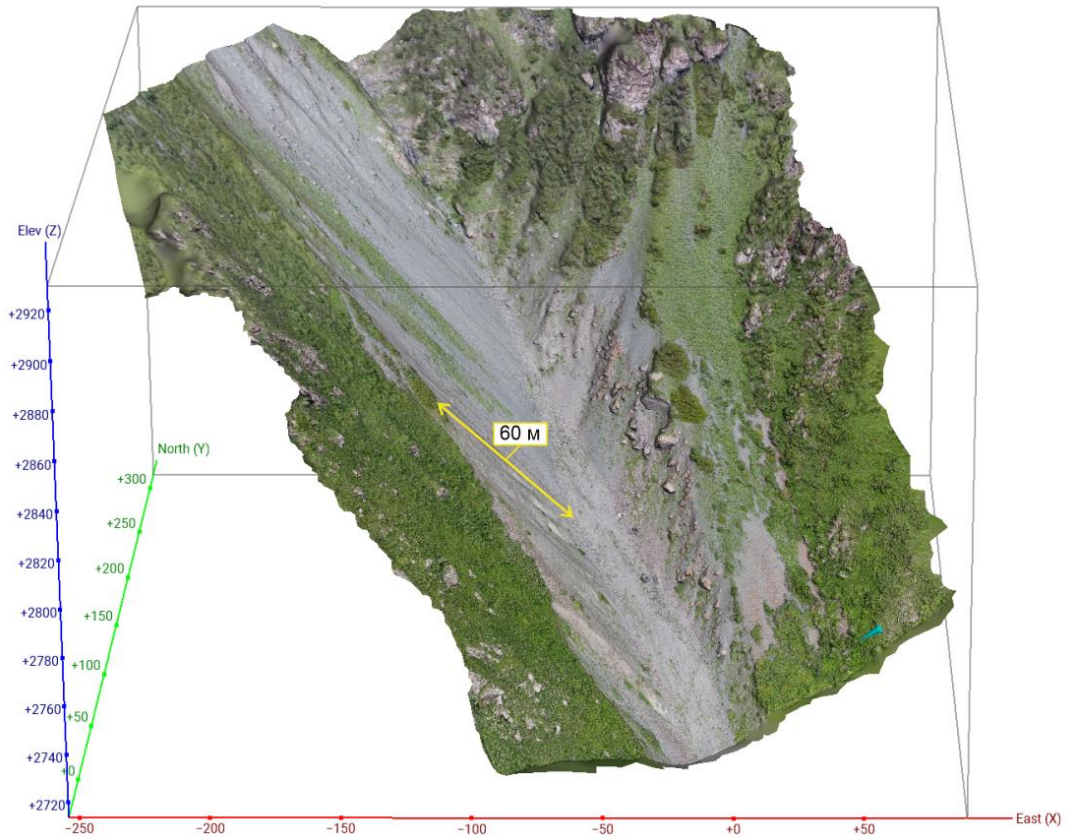


Рис. 6. Съемка на БПЛА участка разлома «Верховой», на линейках расстояние в метрах и ориентация в пространстве (север, восток)

Для карьеров установлено, что на новейшем этапе там происходили интенсивные подвижки масс (относительно платформенных территорий) по сбросовым нарушениям в комбинации со сдвигом для карьера 1. По данным структурной геологии и реконструкций тектонофизическими методами получены данные о переиндексации главных осей сжатия и растяжения (субвертикальное сжатие предшествовало субширотному сжатию) для локального участка карьера 2.

Совмещение полевых наблюдений и объемных построений на основе данных МБПЛА позволяет: без искажений перспективы снимать параметры геологических структур; соотносить реконструкции локальных стресс-состояний с конкретными точками объектов и структур. Тем самым расширяя базу данных по структурным индикаторам напряжений.

Таким образом, использование беспилотных летательных аппаратов для изучения геологических объектов позволяет получить ценные данные для планирования геологических исследований, эксплуатации месторождений полезных ископаемых, оценки рисков и принятия обоснованных решений в геологоразведке.

Финансирование. Работы выполнены в рамках Государственного задания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Гордеев Н.А.* Применение БВС в тектонофизике // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический аспект: тезисы докладов Всероссийской конференции, посвященной 75-летию ИЗК СО РАН, 45-летию лаборатории тектонофизики, 90-летию со дня рождения профессора С. И. Шермана. Иркутск, 16–21 сентября 2024 г. / ФГБУН ИЗК СО РАН; отв. ред. К. Ж. Семинский. – Иркутск: Издательство ИГУ. 2024а. С. 33–34.
2. *Гордеев Н.А., Бондарь И.В.* Алгоритм обработки полевых данных с БПЛА // Д 46 Динамическая геология: возможности и перспективы. Динамическая геология – 80 лет вместе! Материалы Всероссийской научной конференции (Москва, 24 мая 2024 г.) / МГУ имени М.В. Ломоносова. Геологический ф-т. Каф. динамич. геологии. – М.: Грифон. 2024. С. 9.
3. *Гордеев Н.А.* Структурная геология и тектонофизика с применением БПЛА // Н34 Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН: Тезисы докладов. Москва, ИФЗ РАН, 6-7 ноября 2024 г. – М.: ИФЗ РАН. 2024б. С. 20.
4. *Гордеев Н.А.* Метод объёмных построений при полевых тектонофизических исследованиях // XVI международная конференция молодых ученых и студентов 24 - 26 апреля 2024 года. Современные техника и технологии в научных исследованиях. – Бишкек: НС РАН. 2024в.
5. *Гордеев Н.А.* Характеристики структурных измерений, полученных с помощью фотограмметрической модели // П78 Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тез. докл. IX Междунар. симпозиума, г. Бишкек, 24 – 29 июня 2024 г. – Бишкек: НС РАН. 2024г. С. 86.
6. *Гордеев Н.А.* Результаты применения методов дистанционного зондирования на малых масштабах // М34 Материалы II Всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», посвященной 300-летию Российской академии наук. Москва, ИФЗ РАН. 22-24 октября 2024 г. – М.: Издательство ИФЗ РАН., 2024д. С. 168.
7. *Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Кузиков С.И., Сычева Н.А., Сычев В.Н.* Об активности разлома «Верховой» на северном склоне Кыргызского хребта по результатам тектонофизической инверсии напряжений // Известия НАН КР. 2020. №3. С. 105–113.

БЛОКОВОЙ СТРОЕНИЕ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ ПО ДАННЫМ МЕТОДА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

К.Б. Данилов

ФИЦ КИ Арктики имени академика Н.П. Лаверова УО РАН, г. Архангельск, Россия; danilov_kostea@mail.ru

Введение. По запасам алмазов Архангельской алмазоносной провинции (ААП) является второй в России [Вержак, Гаранин, 2005]. Отдельные структурные элементы перспективны на нефтегазоносность. Также ряд исследователей [Никонов, 2004; Маловичко и др., 2007; Морозов и др., 2018] показали, что ААП характерна сейсмическая активность. Эффективное исследование перечисленных фактов требует исчерпывающей информации о глубинном строении.

Земная кора имеет мозаично-блоковое строение, исследование которого наиболее эффективно при использовании комплекса методов [Шаров, 2017]. В исследуемом районе производились исследования ГСЗ [Егоркин, 1987; Аплонов, 2006] и МТЗ [Третьяков, 1991], однако редкая сеть профилей позволяет получить лишь общие представления. Большинство активных сейсмических методов исследования нацелены на выделения слоистой структуры, при этом вертикальные границы отдельных блоков земной коры остаются мало изученными. Как следствие, для повышения эффективности исследования необходимо развивать малозатратные методы, позволяющие получать информацию о глубинном строении и, в первую очередь, о наличие вертикальных границ. Этого можно достигнуть путем привлечения пассивных методов, таких как метод микросейсмического зондирования (ММЗ) [Горбатиков и др., 2008; Gorbatikov et al., 2013]. ММЗ успешно применялся для исследования глубинного строения земной коры в различных регионах [Собисевич и др., 2008; Французова и др., 2013; Рогожин и др., 2015].

В ММЗ допускается, что в микросейсмах преобладает фундаментальная волна Рэлея. Ряд независимых экспериментов [Бат, 1980] показали, что в подавляющем числе случаев это предположение верно. В основу ММЗ положена следующая зависимость [Горбатиков и др., 2008]: при прохождении высокоскоростной неоднородности волна Рэлея уменьшает свою амплитуду, и наоборот. На втором этапе по спектрам мощности рассчитывается относительная интенсивность микросейсм. На третьем производится привязка к глубине исходя из того, что наиболее контрастное изменение относительной интенсивности наблюдается для глубин близких к половине длины волны.

Полученный результат представляется в виде диаграммы, которая отражает относительное изменение скоростных свойств. Зоны с пониженной интенсивностью микросейсм отражают участки с повышенными скоростными свойствами, а зоны с повышенной интенсивностью – участки с пониженными скоростными свойствами [Горбатиков и др., 2008; Gorbatikov et al., 2013]. Период накопления сигнала в 1.5-2 часа достаточен [Danilov, 2017] для определения относительной интенсивности микросейсм с точностью 1 дБ.

При полевых работах производились последовательные замеры микросейсм одновременно передвижной и опорной станциями вдоль трех профилей Ворзогоры-Кянда [Французова и др., 2013], Малиновка-Палово [Danilov, 2017] и Ижма-Гриба (рис. 1). Суммарная протяженность профилей составляет 220 км и включает 104 пункта замеров. Для измерения микросейсм использовались велосиметры производства Guralp (Великобритания) и СМ3-ОС.

В настоящей статье основные черты блокового строения фундамента и структур рифея-нижнего венда приводятся в соответствии с работами А.В. Самсонова и В.В. Третяченко [Самсонов и др., 2009].

Комплексное рассмотрение профилей. Сопоставление данных ММЗ с разрезами ОГТ и ГСЗ представлено на рис. 1.

По данным ММЗ (рис. 1а–в) видно, что на окраинах орогена расположены раздробленные блоки, наклоненные к центру орогена с выступами на глубине 5 км. При этом внешний борт ЛКДО имеет вертикальное строение со ступенью на глубине 10-11 км. В центральной части орогена преобладают вертикальные относительно узкие структуры, теряющие свою контрастность в верхней коре и уверенно прослеживающиеся в средней коре.

Похожие структуры на окраинах ЛКДО в верхней коре выделяются на разрезах ОГТ (рис. 1г, д). Согласно данным ГСЗ (рис. 1е, ж) зоны повышенной интенсификации микросейсм (рис. 1а–в) характеризуются повышенными значениями сейсмической жесткости. Также на профиле ГСЗ в пределах ЛКДО выделяются горизонтальные границы на глубинах 4, 7, 10 км., что также соответствует данным ММЗ (рис. 1).

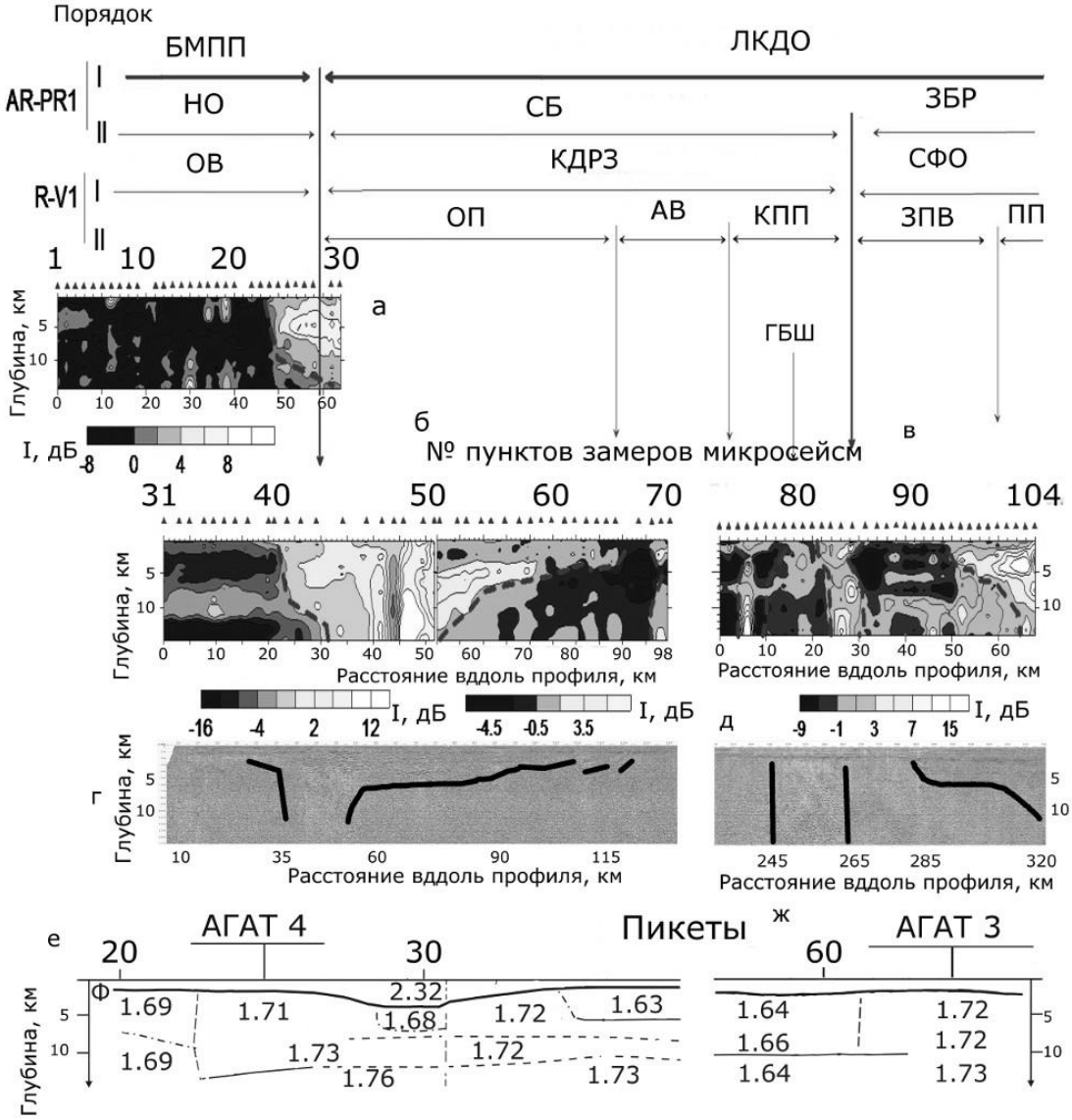


Рис. 1. Глубинное строение земной коры вдоль рассматриваемых участков по данным ММЗ, ОГТ и ГСЗ.
БМПП – Беломорский подвижный пояс; НО – Нижнеонежский блок; ЗБР – Зимнебережный блок; ОВ – Онежский выступ; КДРЗ – Кандалкшо-Дивнская рифтогенная зона; СФО – структурно-формационная область внешней зоны Претиманского перикратона; ОГ – Онежский грабен; АВ – Архангельский выступ; КПП – Керецко-Пинежский прогиб; ЗПВ – Золотицко-Пачугский выступ; ПГ – Падунский грабен [Самсонов и др., 2009]; а, б, в, – глубинный разрез распределений относительной интенсивности микросейсм вдоль профилей ММЗ Ворзогора-Кянда (а), Малиновка-Палово (б), Ижма-Гриба (в). Жирным пунктиром обозначены границы, проявляющиеся по данным ММЗ; г, д – вырезка из профиля ОГТ I-I [Аплонов, 2006]; е, ж, з – данные профиля ГСЗ АГАТ5 цифрами обозначена сейсмическая жесткость, сплошными и пунктирными линиями обозначены выделяемые границы [Аплонов, 2006]; г, е – соответствует профилю Малиновка-Палово; д, ж – соответствуют профилю Ижма-Гриба

На формирование земной коры основное влияние оказывают процессы, протекающие в ее нижнем слое [Шаров, 2017]. В том случае, когда выступ образуется в результате нарастания нижней коры справедливо ожидать максимальных разрывов в верхнем слое. Это наблюдается на разрезах ОГТ, ГСЗ и ММЗ (рис. 1). С учетом, того что в бортах ЛКДО присутствуют аномально низкоскоростные блоки, образующие сводовую структуру по направлению к центру блока, можно предположить, что растяжение произошло за счет поднятия под центральной частью ЛКДО (рис. 1).

Разница между уровнем кристаллического фундамента поднятия и опускания 3-10 км. Ширина ЛКДО в районе профилей ММЗ приблизительно равна 150 км. Для оценки смещения можно использовать приближения в виде прямоугольного треугольника. В нем большой катет — половина длины блока на данный момент, а малый катет — разница между уровнем поднятия и опускания фундамента. Разница между гипотенузой и большим катетом соответствует смещению в верхнем слое и в нашем случае составляет 0,5-1 км. Низкоскоростные блоки ЛКДО имеют ширину примерно 20 км. Таким образом, в относительное растяжение [Артюшков, 1993] в данных блоках составляет 3-5%. Деформации могут происходить лишь в части блока, в таком случае относительное растяжение будет существенно больше. Таким образом, относительное расширение в 3-5% является минимальным из возможных.

По данным ММЗ (рис 1б, в) видно, что выступы в верхней коре образующие сводовую структуру имеют протяженность порядка 10 км. Что позволяет оценить относительное расширение [Артюшков, 1993] порядка 50%.

Исходя из условий изостатического равновесия, в краевых частях ЛКДО относительное утонение коры составляет 20-40%. Что согласуется с приведенными выше оценками относительного растяжения земной коры.

Отмеченное смещение в верхнем слое земной коры может быть связано с тем, что верхний слой имеет свободную поверхность. В среднем слое земной коры свободное перемещение затруднено. Следы равномерного растяжения в средней коре могут проявляться в виде вертикальных разрывных нарушений. Так по данным ММЗ в средней коре вертикальные низкоскростные зоны более контрастные, нежели в верхней коре. В то время как в пределах БМПП (рис. 1) и подавляющем большинстве других структур [Шаров, 2017] наблюдается обратная картина. Таким образом, в средней коре имело место растяжения в центральной части ЛКДО. В то время как в верхней коре основное растяжение происходило в краевых блоках орогена.

Геологические процессы в ААП и ее обрамлении находят свое отражение в гипсометрии поверхности Мохоровичича, которая маркирует раздел между корой и мантией. Глубина залегания границы под Мезенской синеклизой в целом изменяется от 32 до 44 км, при этом, под рифтовыми долинами она залегает выше 36 км. Амплитуда подъема границы М в среднем составляет 6-7 км, достигая 10 км и более под северной частью Лешукона – Пинежского рифта [Строение … 2005; Балуев и др., 2012]. В подкоровых горизонтах мантии присутствуют участки увеличенных до 8.4 км/с скоростей продольных волн, которые могут отражать реститы магматических комплексов «рифтовых подушек». Если исходить из тезиса о прямой связи трубок взрыва с мантией, то, опираясь на материалы Якутии, можно пытаться установить аномально повышенные неоднородности верхов мантии, выражающиеся в увеличении граничной скорости по поверхности М [Шаров, 2017]. Малые размеры кимберлитовых полей ААП свидетельствуют, вероятно, о непротяженных аномальных обособлениях по граничной скорости на поверхности Мохоровичича. Для проверки этого тезиса необходимо провести специальные исследования.

Сейсмическая активность, сложное строение и аномально низкоскоростной характер кристаллического фундамента в краевых частях ЛКДО говорят о тектонической активности данного блока.

Выводы. Комплексный анализа данных ОГТ, ГСЗ и ММЗ позволил показать существование механизма рифтогенеза описанного Артюшковым Е.В. [1993].

В виду того, что большая часть известных кимберлитовых полей тяготеет к раздробленным блокам земной коры. Можно предположить о том, что одним из признаков наличия кимберлитовых тел являются блоки кристаллического фундамента с интенсификацией микросейсм более чем 4 дБ в краевых частях ЛКДО.

Финансирование. Работа выполнена в рамках гранта РНФ № 23-27-10022 «Контролирующие структуры трубок взрыва по данным пассивных сейсмических и радиометрических методов (на примере Архангельской алмазоносной провинции)».

Литература

1. *Аплонов С.В., Бурзин М.Б., Вейс А.Ф. и др.* Геодинамика и возможная нефтегазоносноть Мезенского осадочного бассейна. – С.Пб.: Наука. 2006. 319 с.
2. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. – М.: Наука. 1993. 456 с.

3. *Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. – М.: ГЕОС. 2012. 104 с.
4. *Бат М.* Спектральный анализ в геофизике. – М: Недра. 1980. 535 с.
5. *Вержак В.В., Гаранин К.В.* Экологические проблемы освоения месторождений алмаза Архангельской алмазоносной провинции и некоторые пути их решения // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж. 2005. С. 246–260.
6. *Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е.* Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. №7. С. 66–84.
7. *Егоркин А.В.* Строение земной коры и верхней мантии вдоль профилей Чешская губа – пай-Хой, Белое море – Воркута, Двинская губа – р. Мезень, р. Онега – Чешская губа, р. Вага – Белое море. Отчет камеральной партии СРГЭ о результатах региональных сейсмических исследований ГСЗ, МОВЗ, проведенных в 1985-1987 гг. на севере Европейской части СССР (в двух книгах). Листы R-39, 40,41, 42; Q-37, 38, 39, 40, 41; P-37, 38. – Москва. 1987. 188 с.
8. *Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С., Старовойт О.Е.* Инструментальные сейсмологические наблюдения на Восточно-Европейской платформе // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн.1: Землетрясения. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2007. С. 14–66.
9. *Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Михайлова Я.А.* Сейсмичность севера Русской плиты: уточнение параметров гипоцентров современных землетрясений // Физика Земли. 2018. №2. С. 104–123.
10. *Никонов А.А.* Исторические землетрясения // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2004. С. 192–212.
11. *Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Овсюченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В.* Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. 2015. №2. С. 36–49.
12. *Самсонов А.В., Носова А.А., Третяченко В.В., Ларченко В.А., Ларионова. Ю.О.* Коллизионные швы в раннедокембрийской коре как фактор локализации алмазоносных кимберлитов (север Восточно-Европейского кратона) // ДАН. 2009. Т.424. №6. С. 796–801.
13. *СобисевичА.Л., Горбатиков А.В., Овсюченко А.Н.* Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетово // Доклады академии наук. 2008. Т.422 (4). С. 542–546.
14. Строение литосферы российской части Баренц региона / Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. – Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 318 с.
15. *Третьяков В.Л.* и др. Отчет сейсморазведочной партии о результатах профильных геофизических работ методами сейсморазведки КМПВ и электроразведки МТЗ, проведенных в Зимнебережном районе в 1987-1991 гг. Выявление структурно-тектонических критериев локализации кимберлитового магматизма на основе изучение глубинного строения земной коры. – Новодвинская ГФЭ АПГО. 1991. 222 с.
16. *Французова В.И., Макаров В.И., Данилов К.Б.* Скоростные неоднородности земной коры Юго-Восточного Беломорья по данным метода микросейсмического зондирования // Геофизические исследования. 2013. Т.14 (3). С. 46–54.
17. *Шаров Н.В.* Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным. – Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2017. 173 с.
18. *Danilov K.B.* The structure of the Onega downthrown block and adjacent geological objects according to the microseismic sounding method // Pure and Applied Geophysics. 2017. V.174 (7). P. 2663–2676.
19. *Gorbatikov A.V., Montesinos F.G., Arnoso J., Stepanova M.Yu, Benavent M.and TsukanovA.A.* New Features in the Subsurface Structure Model of El Hierro Island (Canaries) from Low-Frequency Microseismic Sounding: An Insight into the 2011 Seismo-Volcanic Crisis // Surveys in Geophysics. 2013. V.34. P. 463–489.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЯ В ГРАНИТОИДЕ

Н.И. Дьяур[1], А.В. Чистякова[2], Т.Э. Багдасарян[3], А.В. Пономарев[4], Н.А. Егоров[5]

[1] – ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; dyaur@ifz.ru

Формирование трещин в горных породах дает информацию о напряженных состояниях участков земной коры как в прошлом, так и в настоящем времени. Подобие процессов на разных масштабных уровнях позволяет исследовать в лабораторных условиях некоторые из них в контролируемых условиях напряженно-деформационного состояния. Трещинообразование в горных породах изучалось для разных пород магматического, метаморфического и осадочного генезиса, а также для разных материалов, в особенности с целью описания микротрещин. Микротрещины обычно изучаются по результатам деформирования до разрушения образцов горных пород на фрагментах в шлифах [Nasseri, Mohanty, 2008; Anders et al., 2014; Ahmadian et al., 2018] или в электронном сканирующем микроскопе (СЭМ).

Нами проведены эксперименты с циклами нагрузка-разгрузка при одноосном сжатии призматического образца гранитоида 20x20x60 мм с деформированием в конечном цикле до разрушения. В каждом цикле максимальная нагрузка повышалась. Скорость деформации сохранялась постоянной $2.5*10^{-6}$ в режиме strain-control при прямом и обратном ходе осевого напряжения. Между циклами деформирования, которое проводили на сервогидравлической установке GCTS RTR-4500, осуществляли сканирование двух граней на СЭМ TESCAN MIRA IV LMS [Veselovskiy et al. 2022]. Изображения были получены в режимах вторичных электронов (SE) и обратно-отраженных электронов (BSE) в режиме высокого вакуума (< 9×10-3 Па) при ускоряющем напряжении 20 кВ. Микроанализ проводился с помощью энергодисперсионного спектрометра (EDS) Oxford Instruments (Абингдон, Великобритания) с системой микроанализа на основе ПО Aztec. В последнем цикле образец гранитоида доводился до формирования магистрального разрыва, а в недавних экспериментах с гранитами [Дьяур и др., 2024] последний цикл завершался снижением осевого напряжения на стадии активного роста объемной деформации с микротрещинами, но без появления магистрального разрыва.

Результаты мониторинга СЭМ показали, что кроме межзеренных и трансгранулярных трещин, зафиксированных в результате формирования разрыва образца, важным фактом является и обнаружение сформированных микротрещин в отдельных минералах образца гранитоида, которые зависят от таких свойств минералов, как спайность, анизотропия. Наблюдения акустической эмиссии свидетельствуют о развитии трещинообразования в образце уже на начальных этапах упругого деформирования. Сканирование при дискретном мониторинге СЭМ возможно только на поверхности образца, а внутри образца такие процессы не могут прямо наблюдаться, за исключением косвенных методов (АЕ, рентгеновская томография). Преимущество нашего метода заключалось в возможности сравнения одних и тех же фрагментов поверхностей, выбранных на целой грани образца, после любой стадии деформирования. От величины объёмной деформации или дилатансии в эксперименте перед разрушением зависит изменения параметра Vp/Vs.

Термин «дилатансия» ввел Рейнольдс [Reynolds, 1885] для гранулированных сред вроде окатанных зерен песка, гранулированных горных пород. Для задач горных пород [Ставрогин, Протосеня, 1992] по данным экспериментов показали, что есть положительная дилатансия (уплотнение) и отрицательная (разрыхление) – и она связана с начальной эффективной пористостью. Так, при эффективной пористости 0.36-7.4% у горных пород в результате пластического деформирования наблюдается разрыхление, а при эффективной пористости 18-30% – уплотнение. Если для гранулированных горных пород и песков такие процессы как переупаковка и повороты зерен являются причиной дилатансии [Гольдин, 2002], то для малопористых кристаллических пород дилатансия – это проявление неупругого расширения в направлении перпендикулярном главному сжимающему напряжению σ_1 [Anders et al., 2014]. Погрешность в измерении объемной деформации в экспериментах при одноосном или трехосном напряжении может достигать 20% [Brace et al, 1966] за счет расширения зоны магистрального разрыва перед и во время разрушения. Эти авторы также приводят идеализированную кривую объемной деформации, которую они пытались связать с микроскопическими исследованиями развития трещин, но встретили трудности с распознаванием трещин, сформированных в результате деформирования и трещин, образованных при резке горной породы [Brace et al, 1966]. В дальнейшем они применяли исследования с помощью СЭМ, но для небольших зон, из-за увеличений до 3000 раз и с разрешением до 0.1 μm.

В наших экспериментах, после каждой стадии одноосного деформирования горных пород, проводились исследования СЭМ: для двух ортогональных граней призмы (каждая общей площадью 20 х 60 мм) проводилась съёмка панорамных карт в режимах SE и BSE, при этом поле обзора отдельных кадров составляло 1 500 μm, а разрешение изображений составило ~ 1.0 μm. Это позволило наблюдать и фиксировать развитие микротрещин на поверхности всего образца с высокой детальностью. Призматический образец гранитоида был разрушен в четвертом цикле. Вдоль одной грани проявились кулисообразные трещины вдоль оси образца с общим направлением зоны трещин под небольшим углом к оси сжатия. Другой разрыв представлен в виде ступенчатого магистрального разрыва (рис. 1).

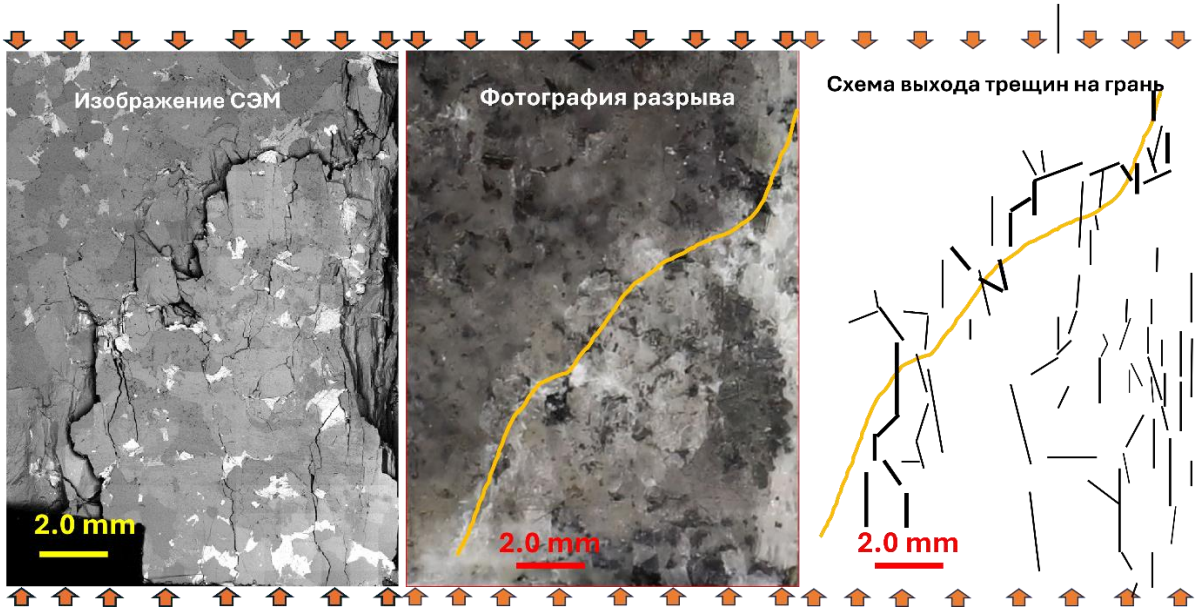


Рис. 1. Магистральный разрыв на фрагменте образца гранитоида, фотография и схема трещин и микротрещин этого же фрагмента. Более жирными черными линиями показаны разрывы с апертурой более 10 μm. Направление сжатия показано стрелками

В нижнем блоке образца трещиноватость развита больше, чем в верхнем после разрыва. Этот блок был более подвижным в момент разрыва. Большинство микротрещин ориентировано близко к оси напряжения сжатия с углами от 0 до ± 30 градусов к оси образца.

В образце гранитоида после цикла с разрывом образца на гранях было обнаружены случаи формирования микротрещин по спайности в зернах калиевого полевого шпата, биотита и плагиоклаза, имеющих совершенную спайность в одном или двух направлениях. Трещины спайности объясняются более слабыми связями между определенными плоскостями кристаллической решетки в некоторых направлениях минералов, поэтому в таких направлениях или плоскостях легче разъединить минерал при соответствующих напряжениях, чем в других направлениях. Мы предполагаем, что часть микротрещин в минералах с совершенной спайностью можно объяснить комплексным воздействием приложенного напряжения и деформационной волны от возникающих более крупных трещин в окрестностях таких минералов. Механизм возникновения микротрещин в экспериментах с гранитом, в зернах калиевого полевого шпата, как результат прохождения деформационной волны от удара описан в работе [Веттегрень и др., 2012], где появлялись микротрещины длиной от 8 до 30 μm. Судя по нашему мониторингу в нагруженном образце гранитоида или гранита возможны, как минимум, два одновременно работающие фактора влияющие на появление микротрещин – деформационные волны от новых трещин в ближней зоне и напряженно-деформационное состояние кристаллического зерна минерала с совершенной спайностью. Наиболее благоприятным условием должна быть ориентация плоскости совершенной спайности минерального зерна в направлении близкой к оси главного напряжения сжатия. В таком случае, первой появится более мелкая микротрещина согласно механизму, изложенному в работе [Веттегрень и др., 2012] и совпадающая с плоскостью спайности, которая затем прорастет благодаря энергии воздействия и напряженному состоянию образца. Примером такого проявления в гранитоиде является фрагмент исследуемой призмы (рис. 2), где внедрившаяся трещина способствовала появлению параллельных микротрещин по спайности в зерне калиевого полевого шпата.

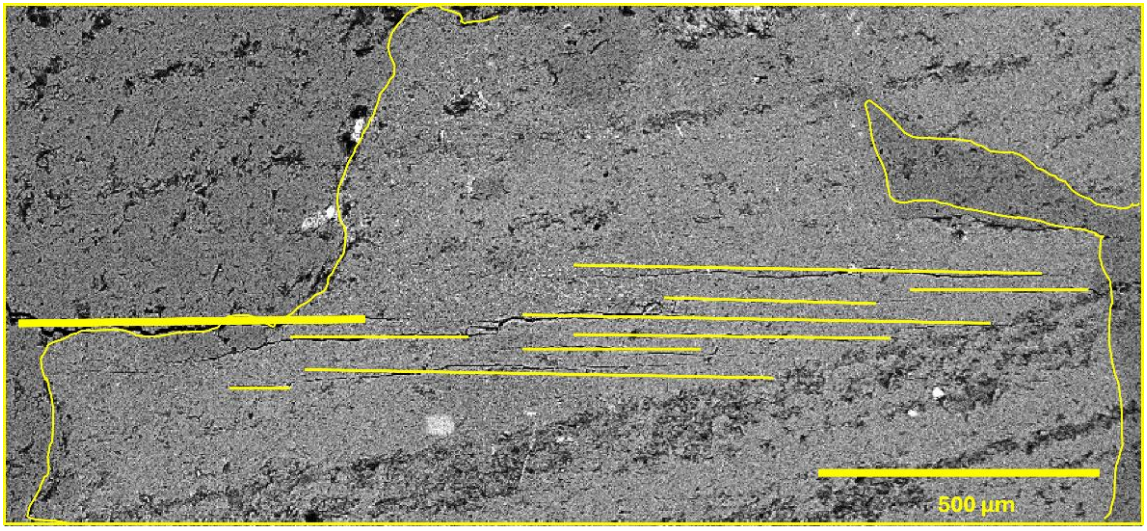


Рис. 2. Микротрещины по спайности (cleavage) в калиевом полевом шпате (подсвечены тонкими параллельными желтыми линиями) развились в пределах зерна после внедрения в него большой трещины слева

На BSE-изображениях до деформирования (рис. 3, слева) и после последнего цикла нагружения (рис. 3, справа) ещё одного характерного фрагмента хорошо прослеживаются особенности формирования разрыва. В данном случае мониторинг трех промежуточных изображений, после максимально достигнутых в цикле осевых напряжений 70 МПа, 100 МПа и 155 МПа, не выявил новых микротрещин и трещин. Этот фрагмент попал в зону ступенчатого разрыва. В эксперименте разрушение произошло при осевом напряжении ниже максимально достигнутого 155 МПа в предыдущем цикле. Вероятно, что в предпоследнем цикле нагружения гранитоида до поверхности не дошли наиболее деформированные зоны из внутренних частей.

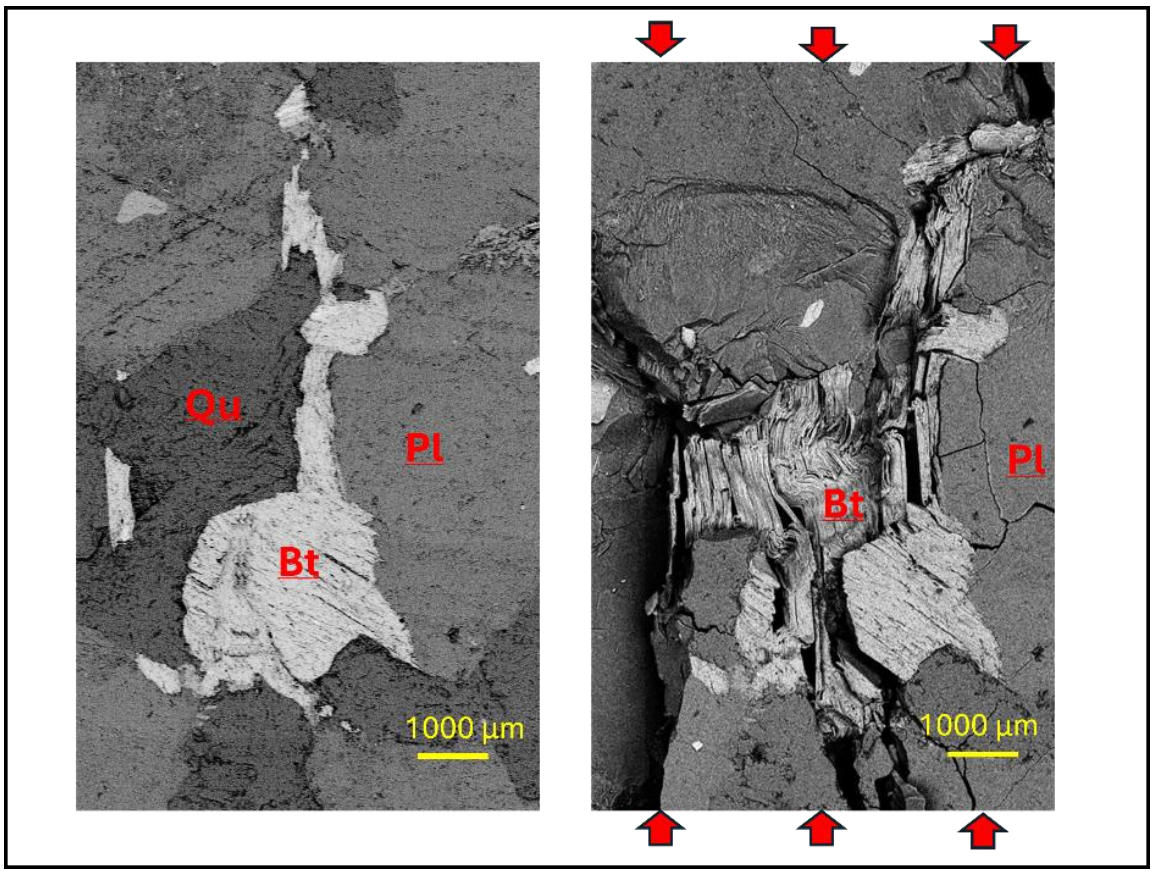


Рис. 3. Фрагмент трещинообразования в биотите из зоны разрыва. Недеформированный образец слева, а справа – после разрыва в последнем цикле нагружения. Ось сжатия ориентирована вертикально. На правом изображении видно расщепление биотита по спайности в направлении осевого сжатия и приращение пустотного пространства между пластинами биотита и в трещинах зоны разрыва. Qu – кварц, Pl – плагиоклаз, Bt – биотит

В лабораторных условиях при деформировании до разрушения в условиях внешнего давления заметно проявляется параметр Vp/Vs перед разрушением в области от начала дилатансии до разрушения, который часто значительно возрастает, но мало выражен для слоистого образца с углом слоистости 60 градусов к оси сжатия (рис. 5). Снижение пределов прочности от 470 МПа у гранитоида без ориентированной структуры (отсутствие прослоев) до 385 МПа для образца с тонким прослоем под острым углом (около 25-30 градусов) и 175 МПа при наличии прослоев ориентированных под большим (около 60 градусов) углом к оси сжатия. В этом случае менялся не только предел прочности, но и величина объёмной деформации после точки бифуркации (максимального уплотнения). На примере мониторинга растущей микротрещины после приложенных напряжений σ_1 (рис. 4) видно, что не только количество микротрещин, но и апертура влияет на рост дилатансии.

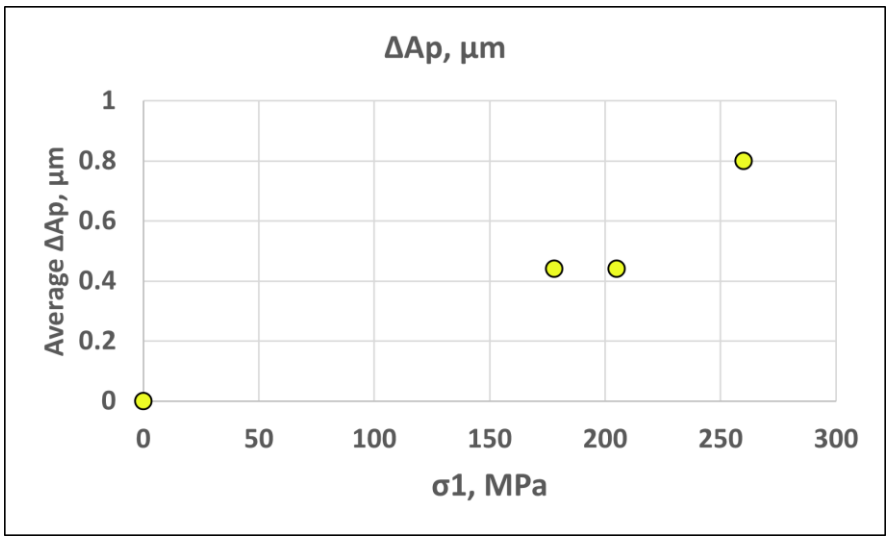


Рис. 4. Данные приращения средней апертуры одной микротрещины по 9-10 измерениям после каждого максимального напряжения в цикле нагрузка-разгрузка в граните. У исходной микротрещины апертура была 1 μm. Три точки после осевого напряжения 178 МПа находятся в области развития дилатансии (разрыхления), где появляются и много новых микротрещин

С дилатансией обычно связывают изменение физических свойств горных пород (скорости упругих волн, проницаемость, электрические свойства) перед разрушением. [Zobak, Byerlee, 1975]. В наших экспериментах по деформированию гранитоидов при внешнем давлении (рис. 5) 35 МПа были случаи, когда прослои или слойки в цилиндрическом образце находились под разными углами к оси сжатия σ_1 и образец деформировался до появления разрыва. Плоскость разрыва отличалась в зависимости от наличия прослоев (так наличие тонкого прослоя под углом 25-30 градусов к оси образца способствовало формированию разрыва в этом прослое). В области дилатансии происходят наибольшие изменения скоростей упругих волн. В данном случае при отсутствии прослоев наиболее заметно возрастал параметр Vp/Vs (от 1.80 до 2.03), а при наличии прослоев под углом около 60 градусов Vp/Vs возрастал относительно мало (от 1.74 до 1.78).

Чем меньше изменяется объемная деформация в области дилатансии (разрыхлении), тем меньше изменений в параметре Vp/Vs. Поскольку изменение физических свойств среды перед разрушением связано с дилатансией то такие параметры должны играть важную роль в мониторинге тектонических землетрясений.

Исследование физических свойств горных пород при возрастающем напряженном состоянии методом сканирования больших поверхностей с помощью электронной микроскопии необходимо для комплексного понимания процессов трещинообразования в различных геолого-геофизических условиях. Преимущество сканирующей электронной микроскопии заключается в уверенном выявлении микротрещин, а также возможности определения минерального состава in situ, благодаря рентгеноспектральному ЭДС-микроанализу.

Финансирование. Данная работа выполнена в рамках гос. задания ИФЗ РАН в Центре коллективного пользования «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» ИФЗ РАН. Авторы выражают благодарность сотрудникам ЦКП за их участие и активную помощь в проведении экспериментов и обработке результатов: Фокину И.В., Шарычеву И.В. и Меренковой С.И.

Литература

1. *Веттегрень В.И., В. С. Куксенко, И.П. Щербаков* Динамика микротрещин и временные зависимости деформации поверхности гетерогенного тела (гранита) при ударе // Физика твердого тела. 2012. Т.54. Вып.7. С. 1342–1346.
2. *Гольдин С.В*. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. №10. С. 37–54.
3. *Дьяур Н.И., Пономарев А. В, Чистякова А. В., Егоров Н. А., Фокин И. В., Багдасарян Т.Э., Шарычев И.В*. Рост микротрещин в граните в фокусе сканирующей электронной микроскопии. Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Материалы двадцать пятой международной конференции. – М.: ИГЕМ РАН. 2024. С. 68–71.
4. *Соболев Г.А., Пономарев А.В*. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука. 2003. 270 с.
5. *Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г.* Механика деформирования и разрушения горных пород. – М.: Недра. 1992. 224 с.
6. *Ahmadia, H., Hashemolhosseini H., Baghbanan A.* Effect of Microstructure Deficiency on Quasi-static and Dynamic Compressive Strength of Crystalline Rocks // Indian Geotech J. 2018.
7. *Anders M.H., Laubach S.E., Christopher H. Scholz* Microfractures: A review // Journal of Structural Geology. 2014. 69. P. 377–394.
8. *Atkinson B.K., Meredith P.G.* Experimental fracture mechanics data for rocks and minerals. Fracture mechanics of rock. 1987. 477 p.
9. *Brace W.F., Paulding B.W., Scholz Jr.C.* Dilatancy in the Fracture of Crystalline Rocks // Journal of Geophysical Research. 1966. 71. No.17. P. 3939–3953.
10. Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., Fokin I.V., Patonin A.V., Pasenko A.M., Fetisova A.M., Matveev M.A., Afinogenova N.A., Rud'ko D.V., Chistyakova A.V. Shared research facilities "Petrophysics, geomechanics and paleomagnetism" of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. 13 (2). P. 0579.
11. *Kranz R.L.* Microcracks in rocks: A review // Tectonophysics. 1983.100. P. 449–480.
12. *Nasseri M.H.B., Mohanty B.* Fracture toughness anisotropy in granitic rocks // International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences. 2008. 45. P. 167–193.
13. *Reynolds O.* On the Dilatancy of Media composed of Rigid Particles in Contact. The London, Edinburg, and Dublin Philosophical // Magazine and Journal of Science. 1885. s.5. V.20. No.127. P. 469–481
14. *Zobak M.D., Byerlee J.D.* The Effect of Microcrack Dilatancy on the Permeability of Westerly Granite // Journal of Geophysical Research. 1975. V.80. No.5. P. 752–755.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОДЕЛИ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДЛЯ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКИСТАНА

Р.С. Ибрагимов[1], Т.Л. Ибрагимова[1], М.А. Мирзаев[1], С.Х. Ашуров[1]

Институт сейсмологии им. Г. Мавлянова, Академия наук Республики Узбекистан, г. Ташкент, Узбекистан; ibrroma@yandex.ru

Для вероятностного анализа сейсмической опасности территории Узбекистана рассматривались три типа моделей сейсмических источников: площадные источники землетрясений, сейсмогенные зоны и активные разломы земной коры. Если две первые модели использовались нами ранее при разработке нормативной карты общего сейсмического районирования территории Узбекистана ОСР-2017 [Artikov et al., 2020], то модель активных разломов земной коры для оценки сейсмической опасности исследуемой территории применяется впервые. Для ее построения была привлечена база данных активных разломов Евразии (Active Fault Database of Eurasia – AFEAD) [Zelenin et al, 2022], в которой для каждого разлома имеются сведения о его морфологии, кинематике с количественными показателями позднечетвертичных смещений (три ранга). Разломы, присутствующие в базе данных AFEAD, дифференцированы на 4 класса (A, B, C, D) по степени выраженности (достоверности) проявления современной геодинамической активности – атрибут CONF. Таким образом, данная база активных разломов содержит в себе наиболее полные сведения, необходимые для проведения вероятностного анализа сейсмической опасности.

Для оценки сейсмического потенциала активных разломов, как правило, используются соотношения, основанные на корреляции величины M_{max} с геометрическими характеристиками тектонического нарушения (длина разлома L, длина максимального возможного на данном разломе поверхностного разрыва l, отвечающая этой длине ширина разрыва W, площадь максимального поверхностного разрыва $A = l*W$). В нашем исследовании расчетное значение величины M_{max} для каждого активного разлома земной коры находилось путем усреднения с равными весами оценок сейсмического потенциала по пяти различным зависимостям, полученным в [Wells, Coppersmith, 1994; Hanks, Bakun, 2008; Leonard, 2010; Leonard, 2014], в которых величина M_{max} выражается через длину и площадь разрыва. При этом полагалось, что ширина разрыва составляет половину от его длины $W = l/2$. Поскольку преобладающим кинематическим типом подвижки в очагах землетрясений территории Узбекистана является взброс [Ибрагимова и др., 2021; Rebetsky et al., 2020], оценки величины M_{max} о перечисленным выше зависимостям проводились для данного типа подвижки в очаге.

Следует сказать, что длина разрыва l, который может образоваться в случае возникновения землетрясения с максимальной магнитудой M_{max}, составляет лишь определенную долю от всей протяженности разлома L. Исследование отношения l /L можно найти в ряде работ [Nowroozi, 1985 и др.; Штейнберг, Пономарева, 1987]. Нами это отношение было принято, как в [Nowroozi, 1985].

Для оценки среднегодовой повторяемости землетрясений различных магнитуд $N(M)$ в модели активных разломов земной коры мы использовали три различных соотношения [Anderson, Luco, 1983], а также полученную несколько позже зависимость [Youngs, Coppersmith, 1985]. Программная реализация расчета сейсмической активности по каждому из этих соотношений описана в [Bungum, 2007]. Зависимости [Anderson, Luco, 1983; Youngs, Coppersmith, 1985] различаются между собой характером высвобождения сейсмического момента, логарифм которого связан с магнитудой землетрясений линейной зависимостью. Расчетное значение сейсмической активности $N(M)$, приведенное к магнитуде $M = 5.0$, находилось как среднее арифметическое по четырем перечисленным соотношениям.

С учетом классов достоверности проявления современной геодинамической активности (атрибут CONF в базе данных AFEAD), было рассмотрено три варианта моделей сейсмических источников в виде активных разломов. В первом варианте рассматривались разломы с классами достоверности A и B. Во втором – учитывались разломы классов A, B и C. Наконец, в третьем, наиболее консервативном варианте, рассматривались разломы с классами достоверности A, B, C и D. На рис. 1, для примера, показана конфигурация модели активных разломов земной коры исследуемой территории с классом достоверности проявления современной геодинамической активности A, B и C.

В виде простой дроби для каждого разлома приведено значение сейсмического потенциала M_{max} (в числителе) и среднегодовая частота возникновения землетрясений с магнитудой $M \geq 5.0$ (в знаменателе). В качестве параметра b (угловой коэффициент графика повторяемости землетрясений) принималось его региональное значение по каталогу землетрясений.

Текст материалов Шестой Всероссийской тектонофизической конференции, приуроченной к 300-летию Российской академии наук «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». Ссылки на рисунки в тексте в круглых скобках (рис. 1). Перед рисунком и после подписи к рисунку ставится «пустая строка».

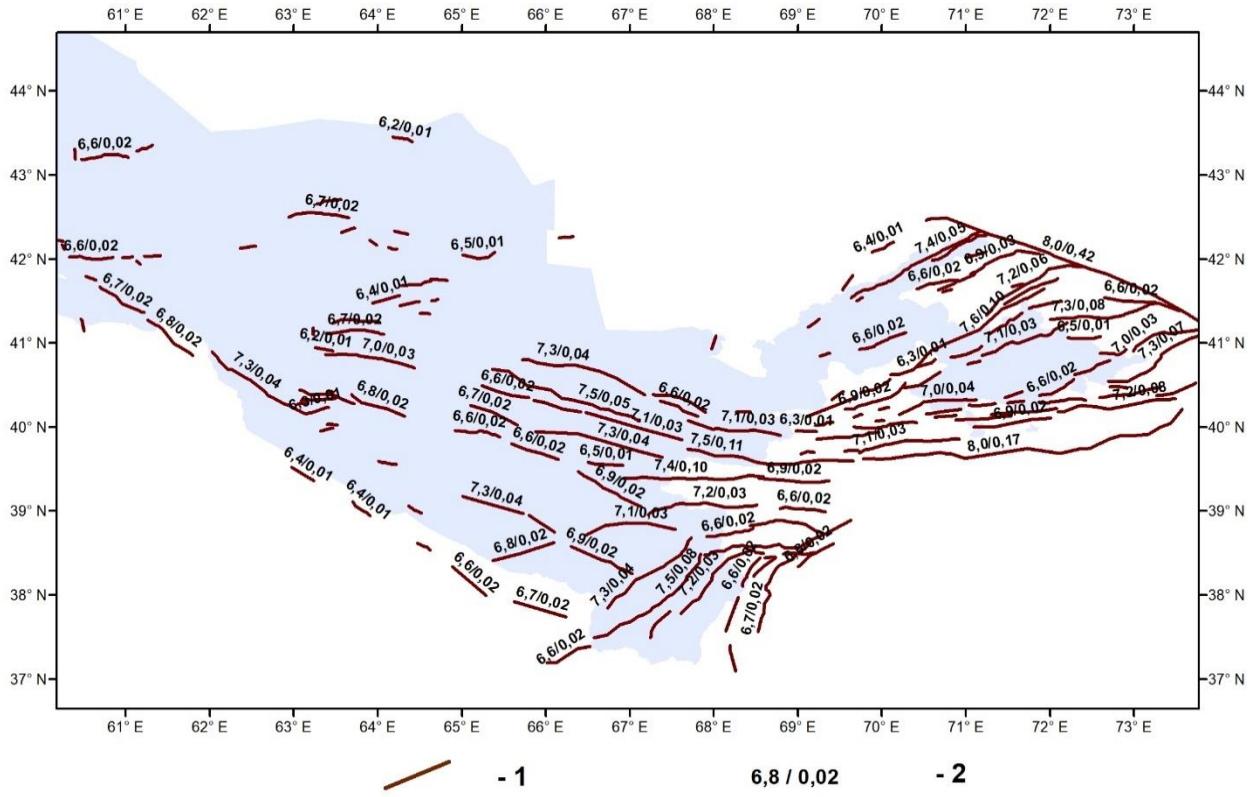


Рис. 1. Модель сейсмических источников в виде активных разломов земной коры с классом достоверности проявления современной геодинамической активности A+B+C.
1 – геометрия разлома; 2 – сейсмический потенциал (в числителе) и сейсмическая активность разлома, приведенная к магнитуде M = 5.0 (в знаменателе)

Модель разломов сама по себе недостаточно полна для характеризации площадного распределения сейсмической активности в области малых магнитуд. Чтобы дополнить возможные отсутствующие события, в модель разломов добавлен фоновый слой источников, лимитированный максимальной магнитудой M = 5.5. При этом полагалось, что землетрясения больших магнитуд приурочены к зонам активных разломов и должны фигурировать в базе данных активных разломов.

На основе сейсмотектонических и сейсмологических данных [Ибрагимов и др., 2002] на территории Узбекистана выделено порядка 30 сейсмогенерирующих зон с сейсмическим потенциалом $M_{max} \geq 5.5$ (рис. 2). Оценки величины максимального возможного землетрясения сейсмогенных зон были получены на основе сейсмологических и сейсмотектонических методов определения величины M_{max}, детально описанных в [Ибрагимов и др., 2002; Artikov et al., 2020]. Расчет сейсмической опасности проводился при наибольшем значении величины M_{max} в сейсмогенной зоне при сейсмологическом и сейсмотектоническом его определении. Для сейсмических источников, расположенных вне сейсмогенных зон, величина сейсмического потенциала получалась путем добавления к магнитуде максимального наблюденного землетрясения в этом источнике половины магнитудной единицы.

Определение параметров повторяемости для модели источников в виде сейсмогенных зон проводилось следующим образом. Для источников, в пределы которых попадало достаточное количество сейсмических событий для надежного построения графика повторяемости, сейсмическая активность, отнесенная к магнитуде M = 4.0 и угловой коэффициент прямой (параметр b) снимались непосредственно с этого графика. Для сейсмогенерирующих зон с малым числом сейсмических событий принималось региональное значение параметра b, а сейсмическая активность при данном значении угла наклона графика повторяемости рассчитывалась по выборке землетрясений, попадающих непосредственно в пределы сейсмического источника. При этом использовались

традиционные методы распределения и суммирования [Ризниченко, 1985] определения сейсмической активности. Значения сейсмического потенциала и параметров повторяемости землетрясений для каждого сейсмического источника в модели сейсмогенных зон приведены на рис. 2.

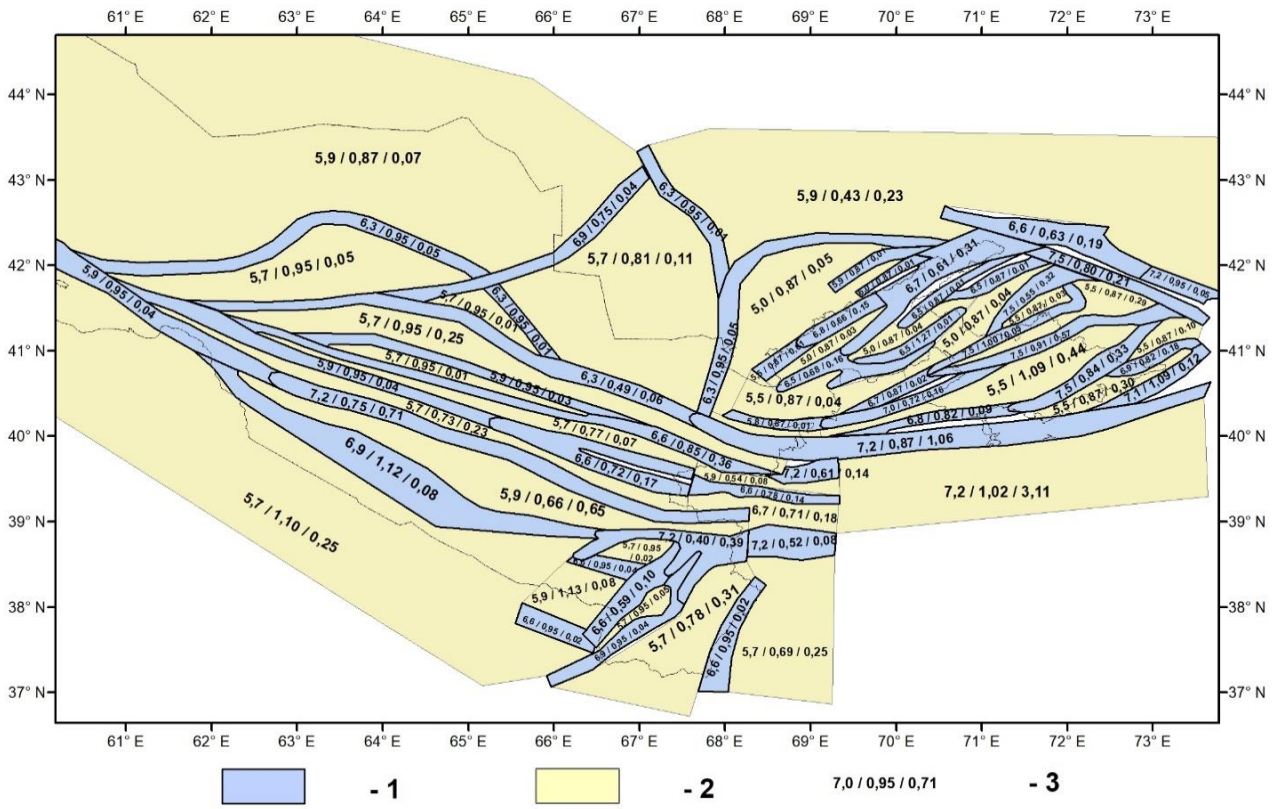


Рис. 2. Расчетная модель сейсмических источников в виде сейсмогенных зон.
1 – сейсмогенные зоны; 2 – источники, расположенные вне сейсмогенных зон; 3 – оценки сейсмического потенциала M_{max}, параметра b и сейсмической активности, приведенной к магнитуде M = 4.0

Контуры модели площадных источников были сформированы при разработке карт общего сейсмического районирования территории Узбекистана ОСР-2017 [Artikov et al., 2020]. В целом, данная модель достаточно отчетливо отражает блоковое строение земной коры и особенности распределения сейсмичности в пределах орогенической и платформенной части исследуемой территории, разграниченных Западно-Тянь-Шаньским линеаментом. В Восточном Узбекистане были выделены три мегазоны: Приташкентская; Таласо-Ферганская; Ферганская впадина и ее горное обрамление. В Южном Узбекистане мы рассматривали Южно-Узбекистанскую мегазону, включающую юго-западные отроги Гиссара. На территории Западного Узбекистана выделены Западная и Северо-Западная мегазоны. Отдельно, ввиду особых сейсмологических условий, рассматривался район Газли. В свою очередь, сами мегазоны также были поделены на подзоны – участки с различной сейсмической активностью. Для адекватной оценки сейсмической опасности приграничных районов мы включили в рассмотрение дополнительные площадные зоны, расположенные частично или полностью на территории соседних государств.

В качестве оценки сейсмического потенциала площадных источников использовалось значение, полученное добавлением к магнитуде максимального наблюденного землетрясения в этом источнике значения 0.3-0.5M магнитудных единиц. Правило нахождения параметров повторяемости для модели источников в виде площадных зон было такое же, как и для модели сейсмогенных зон. Конфигурация модели площадных источников с указанием их сейсмического потенциала и параметров повторяемости приведена на рис. 3.

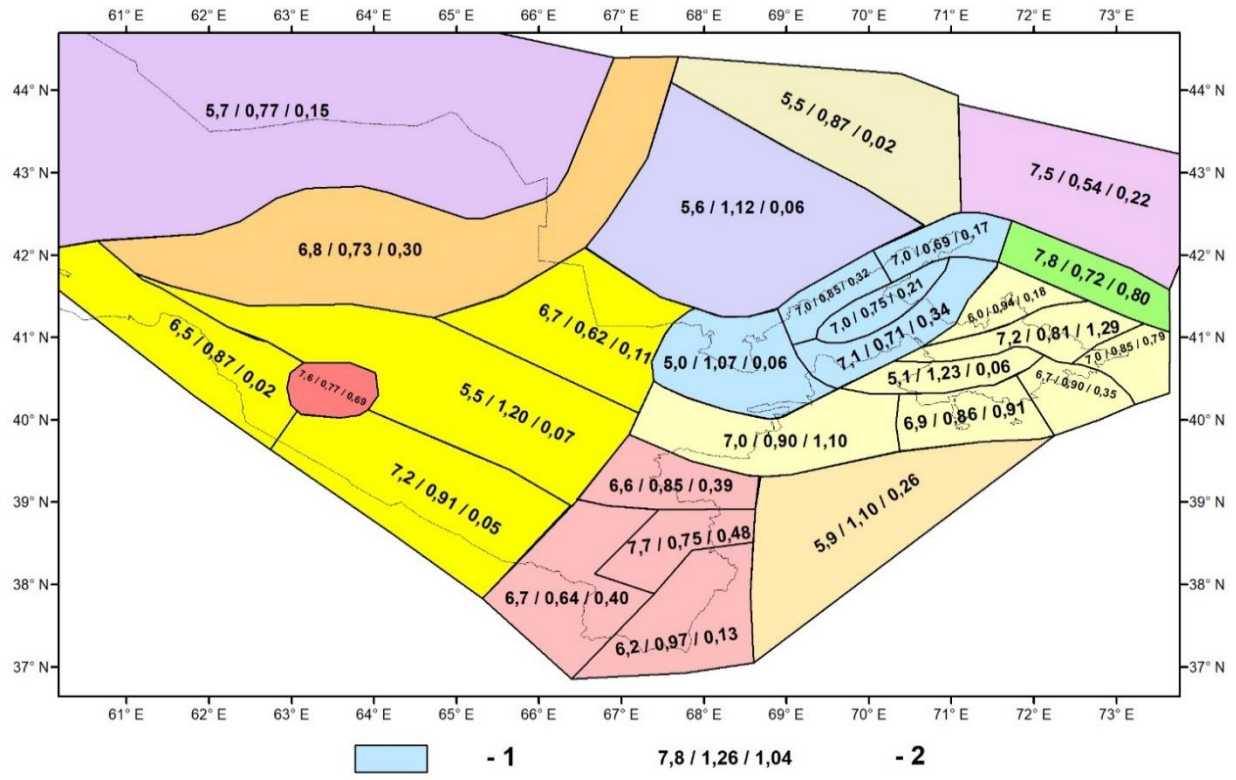


Рис. 3. Модель площадных источников.
1 – контуры источника; 2 – оценки сейсмического потенциала M_{max}, параметра b и сейсмической активности, приведенной к магнитуде M = 4.0

В качестве законов затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстоянием, наряду с зависимостью Н.В. Шебалина [Шебалин, 1971], полученной по мировым данным:

$$I=1.5M-3.5\ lgR+3, \quad (1)$$

рассматривались три зависимости, установленные нами на основе анализа схем изосейст сильных землетрясений, произошедших на территории Центральной Азии [Артиков и др., 2020]. Это следующие зависимости:

– зависимость типа Блейка-Шебалина:

$$I=1.32M-3.01\ lgR+3.55,\ \sigma=0.7; \quad (2)$$

– зависимость типа Ковеслигети:

$$I = 1.33M - 2.37lgR-0.00205\ R + 2.24,\ \sigma=0.73; \quad (3)$$

– зависимость, в которой коэффициент затухания является функцией глубины очага землетрясения [Артиков и др., 2020]:

$$I=1.475M-2.646lgH+1.905-0.498M\ lg(R/H)+1.159lgHlg(R/H)-1.401lg(R/H),\ \sigma=0.6. \quad (4)$$

К анализу также была привлечена полученная несколько ранее для этого же сейсмоактивного региона зависимость [Bindi et al., 2011]:

$$I=0.898M+1.215-1.809\ lg(R/H)-0.0034(R-H),\ \sigma=0.73. \quad (5)$$

Во всех приведенных выше зависимостях затухания, относящихся к макросейсмической интенсивности, в качестве расстояния R используется гипоцентральное расстояние R_{hyp}, а в качестве магнитуды M - магнитуда Ms.

В [Ibragimov et al., 2024] проведено ранжирование перечисленных выше моделей затухания двумя различными методами – LH [Scherbaum et al., 2004] и LLH [Scherbaum et al., 2009]. Результатом ранжирования модели методом LH является отнесение ее к одному из четырех классов A, B, C и D по мере ухудшения ее соответствия реальным данным. Метод LLH позволяет придать веса каждой из рассматриваемых моделей затухания. Результаты ранжирования моделей затухания (1) – (5) сведены в таблицу 1.

Таблица 1. Результаты ранжирования различных моделей затухания методами LH и LLH

	Номер зависимости				
	1	2	3	4	5
Класс зависимости по критерию LH	A	B	A	A	D
Веса к зависимостям по критерию LLH	0.200	0.200	0.213	0.221	0.166

Для построения обобщенной зависимости затухания модель (5) [Bindi et al., 2011] была отброшена, как худшая по результатам ранжирования двумя рассмотренными критериями, и по значениям параметра LLH для первых четырех моделей были переопределены веса к зависимостям (1) – (4): w_1=0.24, w_2=0.24, w_3=0.26, w_4=0.26.

При оценке сейсмической опасности исследуемой территории в инженерных характеристиках сейсмических воздействий важен выбор уравнений прогнозируемого движения грунта. Согласно исследованиям [Chen et al., 2018], на территории Узбекистана присутствуют в основном два типа коры:

– неглубокая активная кора (active shallow crust), которая распространена в восточной и центральной частях исследуемого региона;

– стабильная кора не кратонового типа (stable shallow crust), которая расположена на западе региона, в пределах Туранской платформы.

Для территорий, относящихся к активной неглубокой коре, с равными весами $w_i = 1/3$ использовались зависимости [Campbell, Bozorgnia, 2014; Abrahamson et al., 2014; Chiou и Youngs, 2014]. Они разработаны по базе данных PEER NGA-West2 для неглубоких коровых землетрясений и представляют уравнения для средней горизонтальной компоненты пиковых ускорений и спектральных ординат псевдо-ускорений с 5% затуханием в диапазоне периодов от 0.01 до 10 секунд. В качестве расстояния каждая из трех моделей затухания использует кратчайшее расстояние до плоскости разрыва Rrup. Модели справедливы для диапазона расстояний Rrup = 0-300 км и диапазона магнитуд Mw = 3.0-8.5. Грунтовые условия каждой из этих моделей описываются параметром V_{S30}, характеризующем скорость прохождения поперечных волн в верхнем 30-ти метровом слое грунтовой толщи.

Для территорий, расположенных на Туранской платформе, вес каждой из перечисленных зависимостей составлял $w_i = 1/6$ (суммарный вес $w = 0.5$). С таким же весом $w = 0.5$ для этих территорий вошла зависимость [Atkinson, Boore, 2006], разработанная на основе мировых данных для платформенных областей. Такое сочетание зависимостей позволило обеспечить плавность перехода оценок опасности при продвижении от орогенной части исследуемой территории к платформенной.

Действующие в Узбекистане строительные нормы подразделяют грунты верхней толщи на три категории в зависимости от их физико-механических свойств [КМК 2.01.03, 2019]. При оценке сейсмической опасности в инженерных характеристиках сейсмических воздействий дифференциация грунтовых условий проводилась нами через параметр V_{S30}. Для грунтов I, II, и III категории по сейсмическим свойствам, в уравнениях движения грунта мы присваивали значения V_{S30} =750 м/с, V_{S30} = 450 м/с и V_{S30} = 270 м/с соответственно.

Расчеты сейсмической опасности проводились с использованием программного комплекса CRISIS [Ordaz et al., 2007], который широко используется в мире для вероятностного анализа сейсмической опасности. Шаг сетки, по которой производился расчет, составлял 0.2^0x0.2^0.

Учет эпистемических неопределенностей в выборе сейсмических источников проводился путем построения логического дерева. При этом, каждой из рассмотренных моделей были приданы следующие веса (w):

- модель площадных источников – w = 1/3;
- модель сейсмогенных зон – w = 1/3;
- модель активных разломов с классом достоверности A и B – w = 1/12;
- модель активных разломов с классом достоверности A, B и C – w = 1/6;

– модель активных разломов с классом достоверности A, B, C и D – w = 1/12.

Таким образом, суммарный вес всех пяти моделей сейсмических источников равнялся $w_{\Sigma}=1$. При этом общий вес моделей активных разломов земной коры с различной группой достоверности составил $w_{fault} = 1/3$, т.е. являлся таким же, как и для моделей площадных источников и сейсмогенных зон. Центральной модели активных разломов (с классом достоверности A, B и C) был придан больший вес, нежели двум другим как в меру консервативной.

На рис. 4 приведена карта сейсмического районирования территории Узбекистана в баллах макросейсмической шкалы для вероятности P = 0.98 не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет. Поскольку законы затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстоянием разрабатываются для средних грунтовых условий, каковыми для территории Узбекистана являются грунты II категории по сейсмическим свойствам, то построенные карты относятся именно к этой грунтовой категории. Карта сейсмической опасности в значениях максимальных ускорений колебаний грунта для той же вероятности (P = 0.98) и для тех же грунтовых условий показана на рис. 5. Сейсмическая опасность в построенных картах несколько выше, нежели в нормативной карте общего сейсмического районирования территории Узбекистана ОСР-2017 [Artikov et al., 2020]. Это связано, в первую очередь с тем, что при их составлении использовались различные методологические подходы. При построении карт ОСР-2017 [Artikov et al., 2020] использовался вероятностно-детерминистический подход, основанный на теории макросейсмической и спектрально-временной сотрясаемости [Ризниченко, Сейдузова, 1984; Ризниченко, 1985], а в данном исследовании применялся классический вероятностный подход, опирающийся на теорему о полной вероятности [Cornell, 1968; McGuire, 2004 и др.].

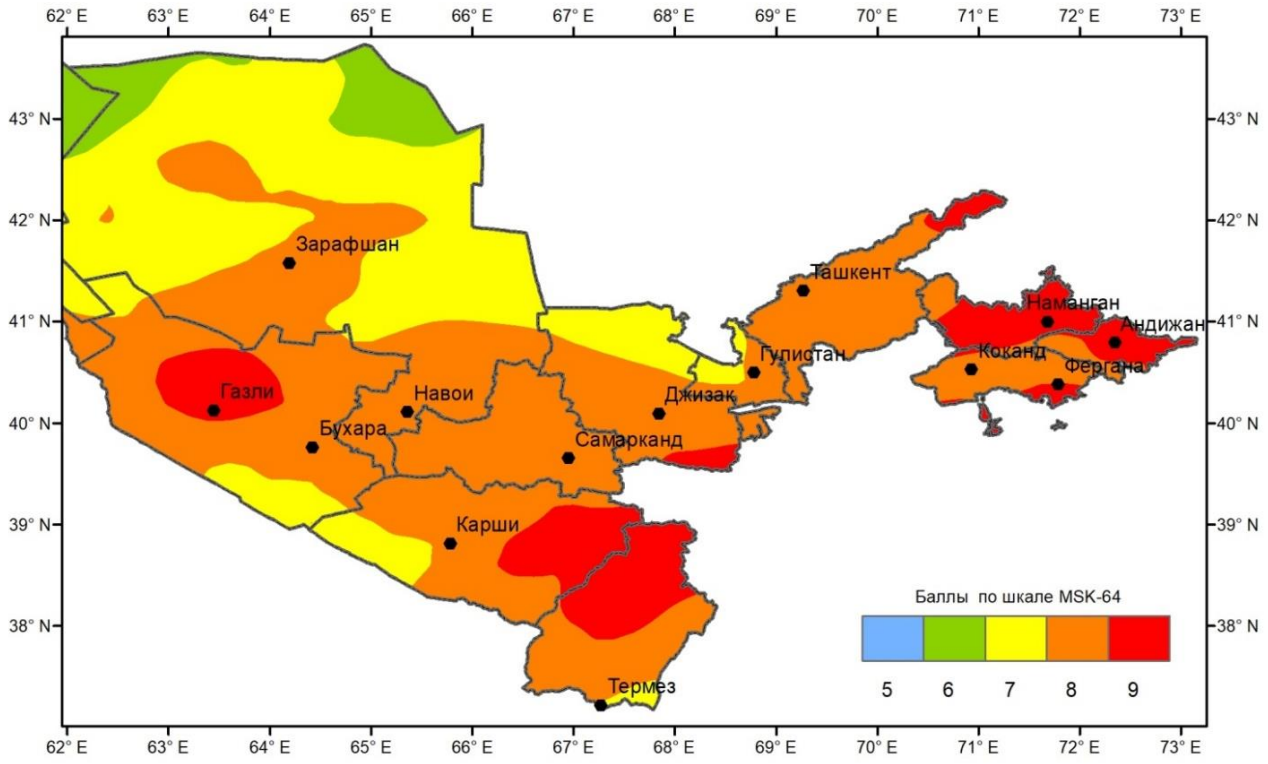


Рис. 4. Карта сейсмического районирования территории Узбекистана в баллах макросейсмической шкалы MSK-64 для вероятности P = 0.98 не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет

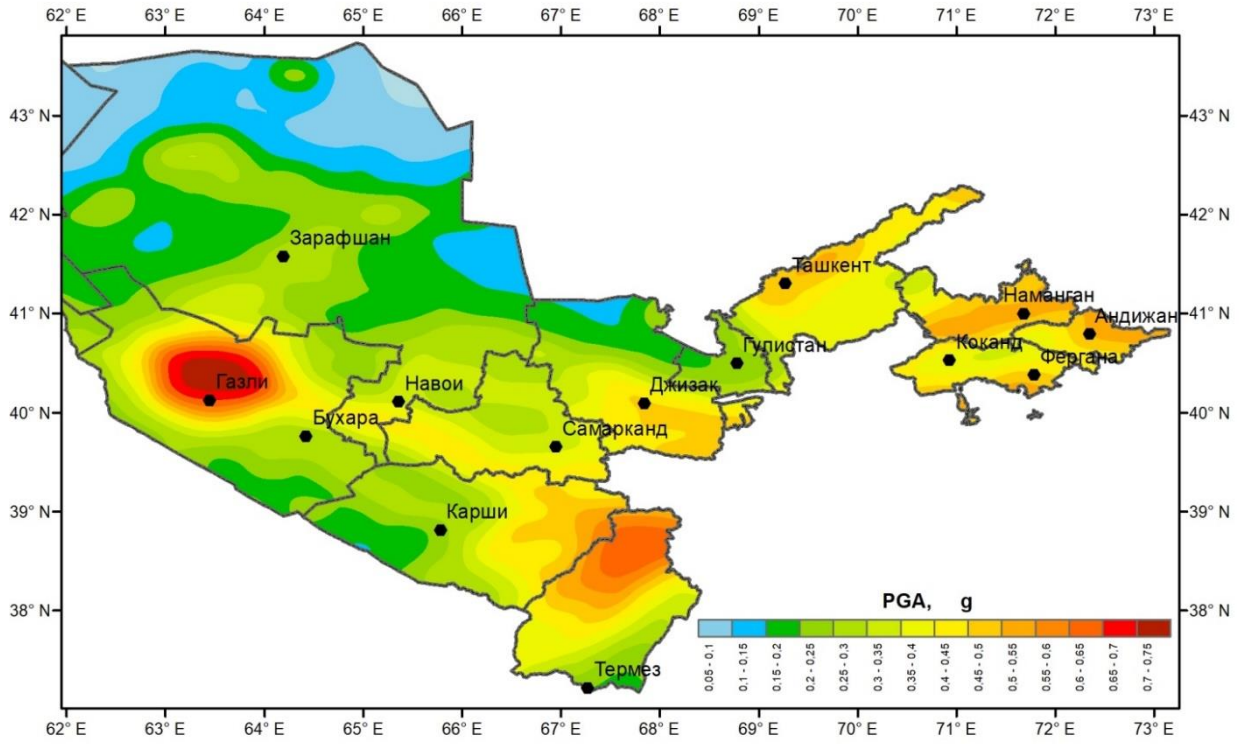


Рис. 5. Карта сейсмического районирования территории Узбекистана в значениях максимальных ускорений колебаний грунта для вероятности P = 0.98 не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет (V_{S30} = 450 м/с)

Литература

1. *Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А.* Модели макросейсмического поля землетрясений Центральной Азии и их влияние на результирующие оценки сейсмической опасности // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т.11. №3. С. 606–623.
2. *Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.О., Ибрагимов О.Р.* Сейсмотектонический метод оценки сейсмической опасности и вопросы сейсмического районирования. – В сб.: Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. / Отв. ред. К.Н.Абдуллабеков – Ташкент: ГП «Институт ГИДРОИНГЕО». 2002. С. 59–74.
3. *Ибрагимова Т.Л., Ибрагимов Р.С., Мирзаев М.А., Ребецкий Ю.Л.* Современное напряженное состояние земной коры территории Узбекистана по данным сборного каталога механизмов очагов землетрясений// Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т.12. №3. С. 435–454.
4. КМК 2.01.03-19 Строительство в сейсмических районах / Минстрой РУз. – Ташкент. 2019. 111 с.
5. *Ризниченко Ю.В*. Проблемы сейсмологии. – Избранные труды. / Отв. ред. С.Л. Соловьев – М.: АН СССР. 1985. 407 с.
6. *Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С.* Спектрально-временная характеристика сейсмической опасности. – М.: Наука. 1984. 182 с.
7. *Шебалин Н.В.* О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений // Физика Земли. 1971. №6. С. 12–20.
8. *Штейнберг В.В., Пономарева О.Н.* О размерах очагов сильных землетрясений // Вопросы инженерной сейсмологии. 1987. Вып.28. С. 63–72.
9. *Abrahamson N.A., Silva W.J., Kamai R.* Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions // Earthquake Spectra. 2014. V.30. No.3. P. 1025–1055.
10. *Anderson, J.G., Luco, J.E.* Consequences of slip rate constants on earthquake occurrence relations // Bull. Seism. Soc. Am. 1983. V.73. P. 471–496.
11. *Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L, Mirzaev M.A.* Complex of general seismic zoning maps OSR-2017 of Uzbekistan // Geodes. Geodynam. 2020. V.11. Is.4. P. 273–294.
12. *Atkinson G.M., Boore D.M.* Earthquake ground-motion prediction equations for Eastern North America // Bulletin of the Seismological Society of America. 2006. V.96. No.6. PP. 2181–2205.

13. *Bindi D., Parolai S., Oth A., Abdrahmatov K., Muraliev A., Zschau J.* Intensity prediction equations for Central Asia // Geophys. J. Int. 2011. V.187. P. 327–337.
14. *Bungum H.* Numerical modelling of fault activities // Comp. Geosci. 2007. V.33. Is.6. P. 808–820.
15. *Campbell K.W., Bozorgnia Y.* NGA-West2 Ground Motion Model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5 % damped linear acceleration response spectra // Earthquake Spectra. 2014. V.30. No.3. P. 1087–1115.
16. *Chen Y-S., Weatherill G., Pagani M., Cotton F.* A transparent and data-driven global tectonic regionalization model for seismic hazard assessment // Geophys. J. Int. 2018. V.0213. Is.2. P. 1263–1280.
17. *Chiou B. S., Youngs R. R.* Update of the Chiou and Youngs NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra // Earthquake Spectra. 2014. V.30. No.3. P. 1117–1153.
18. *Cornell C.A.* Engineering seismic risk analysis // Bull. Seism. Soc. Am. 1968. V.58. P. 1583–1606.
19. *Hanks T. C., Bakun W. H.* M-logA observations for recent large earthquakes // Bull. Seism. Soc. Am. 2008. V.98. No.1. P. 490–494.
20. *Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A., Ashurov S.H.* Ranking of Seismic Intensity Attenuation Laws and Modeling of Seismic Seismic Sources for Seismic Hazard Assessment in Uzbekistan // Geodynamics & Tectonophysics. 2024. 15 (4). 0770.
21. *Leonard M.* Earthquake Fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release // Bull. Seism. Soc. Am. 2010. V.100. Is.5A. P. 1971–1988.
22. *Leonard M.* Self-consistent earthquake fault-scaling relations: update and extension to stable conti- nental strike-slip faults // Bull. Seism. Soc. Am. 2014. V.104. Is.6. P. 2953–2965.
23. *McGuire R.K.* Seismic Hazard and Risk Analysis. – Ed.by M/S/ Agbabian, (EERI Publ., Earthquake Engineer. Res. Inst., Oakland, California, USA. 2004). 240 p.
24. *Nowroozi A.* Empirical relations between magnitude and fault parameters for earthquake in Iran // Bull. Seism. Soc. Am. 1985. V.75. No.5. P. 1327–1338.
25. *Ordaz M., Aguilar A., Arboleda J.* CRISIS2007. – Program for Computing Seismic Hazard. –Institute of Engineering UNAM, Mexico, 2007. URL: www.iingen.unam.mx [Access date: March 2016].
26. *Rebetsky Yu.L., Ibragimova T.L., Ibragimov R.S., Mirzaev M.A.* Stress state of Uzbekistan's seismically active areas // Seism. Instruments. 2020. V.56. P. 679–700.
27. *Scherbaum F., Cotton F., Smit P.* On the use of response spectral-reference data for the selection of ground-motion models for seismic hazard analysis: The case of rock motion // Bull. Seism. Soc. Am. 2004. V.94. No.6. P. 341–348.
28. *Scherbaum F., Delavaud E., Riggelsen C.* Model selection in seismic hazard analysis: An information-theoretic perspective // Bull. Seism. Soc. Am. 2009. V.99. P. 3234–3247.
29. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // Bull. Seism. Soc. Am. 1994. V.84. No.4. P. 974–1002.
30. *Youngs R.R., Coppersmith K.J.* Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates // Bull. Seism. Soc. Am. 1985. V.75. P. 939–964.
31. *Zelenin E., Bachmanov D., Garipova S., Trifonov V., Kozhurin A.* The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. 14 (10). P. 4489–4503.

МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНОВ КЛЮЧЕВСКОЙ И БЕЗЫМЯННЫЙ, ПРЕДШЕСТВУЮЩАЯ ИХ ИЗВЕРЖЕНИЯМ И МЕХАНИЗМЫ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А.В. Кирюхин[1], М.В. Лемзиков[1], О.В. Бергаль-Кувикас[1, 2]

[1] – Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
[2] – Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский, Россия; AVKiryukhin2@mail.ru

Введение. Ключевская группа вулканов (КГВ) включает действующие вулканы Ключевской, Крестовский, Ушковский, Безымянный и Плоский Толбачик (рис. 1), в 80 км к северо-востоку от Ключевского вулкана находится действующий вулкан Шивелуч. Гигантский стратовулкан Ключевской (возраст менее 7 тыс. лет) является самым продуктивным. Он извергает в среднем 60 млн. тонн базальтов в год, или 1/4 от общего годового объема магмы всех 70 вулканов Курило-Камчатского вулканического пояса [Федотов, 2006]. Стратовулкан Безымянный расположен всего в 10 км к югу от Ключевского вулкана. Вулкан Безымянный стал известен с 1956 года, когда после 2.5 тысяч лет относительного покоя он внезапно обрушился и выбросил 3 км^3 пирокластических потоков [Брайцева и др., 1990, Girina, 2013]. С тех пор продолжается бурная деятельность Безымянного в виде частых эпизодических пирокластических извержений (не менее 44 значительных извержений с 1955 года) и куполообразования [Girina, 2013].

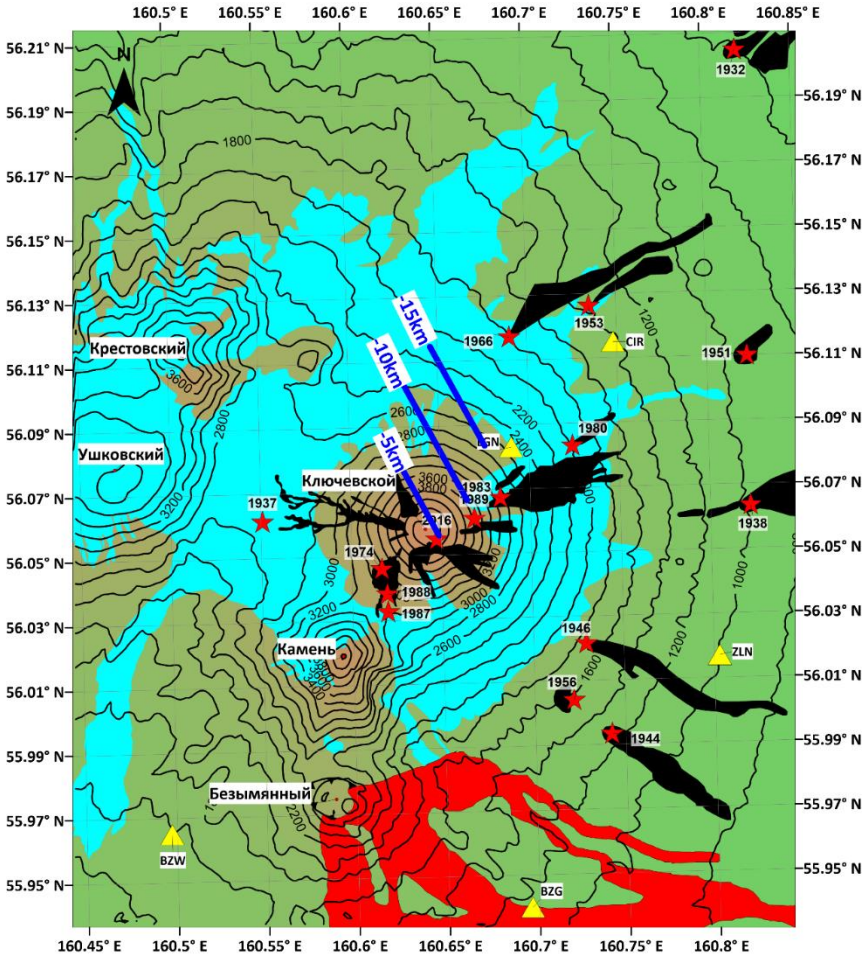


Рис. 1. Геологическая схема Ключевской группы вулканов.
Легенда: красная закрашенная область – отложения извержения вулкана Безымянный 1956 года; черная закрашенная область - лавовые потоки (1938-2021); синие линии с подписями -5 км, -10 км, -15 км – изолинии глубин плоскости разлома (разлом ВТЗ), включающей гипоцентры 18-ти вулкано-тектонических землетрясений (таблица 1); светло-синяя закрашенная область - ледники; желтые звездочки – побочные шлаковые конусы с номерами, соответствующими году образования; желтые треугольники - сейсмические станции. Карта составлена на основе данных (Bergal-Kuvikas et al, 2017)

Теория проточных магматических камер для КГВ представлена в [Федотов, 2006]. Она предполагает наличие нескольких магматических камер, размеры которых меняются в зависимости от температуры поступающей и выходящей магмы, возраста существования и интенсивности теплообмена с вмещающими породами. Предполагается стабильное существование под действующими вулканами однородных магматических камер эллипсоидной формы. Эта концепция согласуется с геофизическими моделями системы магматического питания КГВ [Федотов и др., 2010], где предполагается наличие стабильных коровых магматических камер под Ключевским вулканом на глубинах от 0 км до 3 км и от 33 км до 25 км (общий объем 750 км^3) и под Безымянным вулканом на глубинах от 7 км до 20 км (объем 100 км^3).

В последние годы проблемы динамики магматических систем Ключевского вулкана были исследованы с помощью методов сейсмической томографии [Koulakov et.al., 2013; Koulakov et. al., 2017]. В работе [Гордеев, 2020] метод сейсмотомографии применяется с расстановкой большого количества сейсмоприемников. В результате в диапазоне глубин до 150 км под КГВ выявлены зоны насыщения земной коры магматическим расплавом.

В обобщающей работе [Ozerov et al., 2020] отмечается в некоторых случаях синхронизация извержений Северной группы вулканов (Шивелуча, Ключевского, Безымянного): «Три вулкана часто работали в сближенных временных интервалах в течение одного года. Например, высокая активность вулканов Шивелуч, Ключевской и Безымянный регистрировалась в 2005, 2010 и 2017 гг. В 2005 г. 11 января наблюдалось извержение Безымянного, 15 января началось извержение Ключевского, продолжавшееся в течение трех месяцев, 30 ноября были отмечены извержения Безымянного. В 2010 г. на фоне извергавшегося с 16 сентября 2009 г. по 12 декабря 2010 г. Ключевского, произошло два мощных извержения – Безымянного 31 мая и Шивелуча 27 октября. В июне 2017 г. на фоне эруптивной деятельности вулкана Ключевской произошло пароксизмальное извержение Безымянного 16 июня».

Статистический анализ извержений вулкана Безымянный в 2015-2020 гг. позволил предложить методику краткосрочного прогноза его извержений по сейсмическим данным (функция сейсмической энергии, выделившейся за 5 суток) [Салтыков, 2022].

Применение геохимических методов для магматических систем Ключевского и Безымянного вулканов позволило выявить концентрацию H_2O в родительских магмах Ключевского вулкана на уровне 3.5 мас. %, диапазон измеренных содержаний CO_2 варьирует от 0.01 до 0.13 мас. % [Mironov, Portnyagin, 2011]. Продукты извержения Ключевского вулкана характеризуются значительным разнообразием состава (52.0-55.5 мас. % SiO_2) и подразделяются на высокомагнезиальные базальтовые андезиты и глиноземистые андезиты. Высокомагнезиальные базальтовые андезиты с более низким содержанием K и более высоким содержанием Mg (>9 масс. % MgO) имеют петрологические характеристики, указывающие на то, что они могут быть первичными или близкими к первичным мантийными магмам [Bergal-Kuvikas et. al., 2017]. Для определения времени пребывания свежих порций магмы, поступающих в неглубокую магматическую камеру вулкана Безымянный, была использована диффузионная хронометрия. Для шести извержений 2006-2012 гг. диапазон времени пребывания в камере составил от 2 месяцев до 3 лет до извержения [Davydova et.al., 2017].

В данной работе для выявления инжекций даек и силлов под вулканом Ключевской по сейсмическим данным применяется Frac-Digger метод [Кирюхин и др., 2016]. Суть этого метода заключается в выявлении плоско-ориентированных кластеров гипоцентров землетрясений в заданном интервале времени. Выявленные объекты рассматриваются как инжекции магмы в форме даек или силлов. Описание и обоснование применимости метода изложено в монографии [Кирюхин, 2020], а также в публикациях по его практическому применению для изучения вулканов Ключевской, Безымянный, Плоский Толбачик, Мутновский, Корякский и Авачинский [Кирюхин и др., 2016; Kiryukhin et. al., 2017; Кирюхин и др., 2018; Kiryukhin et. al., 2020; Кирюхин и др., 2023; Kiryukhin et. al., 2023, Kiryukhin et. al., 2023]. Полученная с использованием Frac-Digger метода динамическая 3D картина магматической деятельности позволяет ясно представить пути транспорта и аккумуляции магмы в фундаменте вулканов. Задачей данного исследования является выявление гидродинамического взаимодействия близрасположенных вулканов Ключевской и Безымянный, с учетом данных об общности их магматического питания [Гордеев, 2020].

Полученные результаты. Выявлена магматическая активность под Ключевским и Безымянным вулканами в период с 2000 по 2020 гг. по сейсмогенным инжекциям магмы в виде даек и силлов. 3D анализ последовательностей даек и силлов, предшествующих 17 извержениям вулкана Безымянный, показывает, что большинство извержений (10 из 17) инициированы дайками, инжектированными из глубинной магматической камеры Ключевского вулкана (К2, расположенной на интервале глубин от –31 до –27 км) в малоглубинную магматическую камеру Безымянного вулкана (В1, в интервале глубин от –3 до +2 км). В некоторых случаях извержениям вулкана Безымянный предшествовали дайки (4 из 17) или силлы (3 из 17), инжектированные из малоглубинной магматической камеры Ключевского вулкана (К1, расположенной на глубине от –1 до +2 км) (рис. 1).

Двумерные численные модели распределения напряжений в условиях наклонного залегания слоев [Gudmundsson, 2006] указывают на возможность питания вулкана Безымянный за счет крутопадающих даек из глубинного магматического резервуара Ключевского вулкана К2, а также механизма дебондинга Кука-Гордона [Gudmundson, 2011], открывающего слабый контакт на небольшой глубине для формирования силлов между малоглубинными магматическими резервуарами Ключевского К1 и Безымянного В1 вулканов.

Для определения параметров очаговых механизмов вулкано-тектонических землетрясений вулкана Ключевской использовались волновые сигналы, зарегистрированные 19 радиотелеметрическими сейсмическими станциями Ключевского и Козыревского кластеров. Станции были установлены вблизи на конусах Ключевской группы вулканов, а также вулкана Шивелуч, в Ключах, Козыревске и на восточном побережье Камчатки. Механизмы очагов вулкано-тектонических землетрясений вулкана Ключевской определялись по полярностям первых вступлений Р-волн. Для определения механизма очага использовались только волновые сигналы с четкими первыми вступлениями Р-волн. Диапазон глубин очага выбранных землетрясений составлял от 0 до 25 км. Энергетический класс Ks выше 7. Таким образом, волновые сигналы таких вулкано-тектонических землетрясений вулкана Ключевской были зарегистрированы на большом количестве станций и, следовательно, точность определения механизма очага была высокой.

Определение механизмов очагов землетрясений проводилось по готовому алгоритму программы FPFIT. Для этого необходимы: 1) полярности первых вступлений продольных волн; 2) географические координаты станций и очага; 3) эпицентральные расстояния и азимуты от очага до станции; 4) углы выхода сейсмических волн на станциях. Все эти измерения влияют на класс точности обнаружения фокального механизма (чем больше станций, тем выше класс точности). В нашем случае имеется более 15 станций. Расчеты углов выхода сейсмических волн на станциях проводились по линейной скоростной модели среды [Senyukov, 2013], которая используется на Камчатке для определения географических координат очагов землетрясений, горизонтальные особенности скоростной модели учитывались для конкретного положения очага землетрясения и станции путем разбиения среды на небольшие горизонтальные блоки с определенными значениями скоростей сейсмических волн.

В результате были получены параметры механизмов очагов вулкано-тектонических землетрясений (ВТЗ) вулкана Ключевской. В таблице 1 представлены параметры вулкано-тектонических землетрясений и их очаговых механизмов на двух нодальных плоскостях: (1) азимут простирания узловых плоскостей (STR); (2) угол наклона плоскости (DIP); (3) азимут падения Dip Az; (4) угол скольжения плоскости (RAKE).

Анализ доминирующей ориентации гипоцентров ВТЗ с применением Frac-Digger2 метода (δZ = 1 km (σ), δR = 50 km, N = 5) показывает, что 18 из 22 гипоцентров ВТЗ формируют плоский разлом (угол падения 74 град., азимут падения 61 град.). Изолинии плоскости этого разлома (разлом ВТЗ) на глубинах -5 км, -10 км и -15 км показаны на рис. 1. Разлом ВТЗ имеет сдвиговую ориентацию по отношению к магистральной зоне горизонтального растяжения, проходящей через вулканы Ключевской, Безымянный (Аз. простирания 29 град. ССВ). Что в целом позволяет предположить региональные геомеханические условия NF+SS (SHmax = Sv > Shmin) [Zoback, 2010].

Исходя из геомеханического состояния, наиболее вероятные механизмы предполагаются близкими по ориентации к двум группам разломов: (1) простирание (60 град. СВВ, 0 град. С), крутопадающие; (2) Азимут простирания 30 град. NNE-SSW, угол падения 60 град. (таблица1, рис. 2).

Таблица 1. Механизмы очагов вулкано-тектонических землетрясений вулкана Ключевской. Примечания: Принятые механизмы выделены желтым цветом, Ks – энергетический класс (M = 0.5·Ks-0.75)

MEQ ##	Date	N	E	Ks	STR1	DIP1	Dip Az	RAKE1	STR2	DIP2	Dip Az	RAKE2	
1	19.04.2008	56.06	160.74	7	53	73	143	136	158	49	248	24	
2	08.05.2008	56.05	160.66	7	62	67	152	129	178	45	268	34	
3	04.07.2008	56.09	160.64	7	74	73	164	-109	303	26	33	43	
4	30.07.2008	56.07	160.65	7	32	63	122	-115	257	38	347	52	
5	10.08.2008	56.07	160.65	8	334	48	64	-134	210	59	300	53	
6	29.08.2008	56.06	160.65	8	265	61	355	-143	155	59	245	35	
7	30.11.2009	56.11	160.6	7	10	58	100	-167	274	79	4	34	
8	22.02.2011	56.09	160.64	8	337	53	67	-172	242	85	332	37	
9	04.08.2012	56.13	160.71	7	60	63	150	-154	318	67	48	30	
10	03.12.2012	56.11	160.63	7	231	51	321	166	330	80	60	40	
11	06.12.2012	56.07	160.63	7	290	57	20	-176	198	86	288	33	
12	27.02.2013	56.07	160.64	7	85	55	175	176	177	88	267	36	
13	10.03.2013	56.08	160.63	7	80	59	170	-170	344	82	74	31	
14	12.03.2013	56.08	160.63	7	10	51	100	-179	280	89	10	39	
15	29.03.2013	56.07	160.66	7	126	72	216	-118	7	34	97	35	
16	05.04.2013	56.07	160.63	8	337	59	67	-150	231	66	321	36	
17	15.09.2020	56.07	160.64	8	47	61	137	-117	273	39	3	52	
18	15.09.2020	56.07	160.64	7	124	48	214	-108	330	45	60	72	
19	16.01.2020	56.07	160.64	8	11	54	101	-125	240	48	330	52	
20	11.11.2020	56.12	160.68	8	55	60	145	-136	299	53	29	40	
21	09.02.2021	56.09	160.68	8	16	59	106	-179	286	90	16	31	
22	02.09.2021	56.09	160.61	7	75	61	165	-141	324	56	54	36	

Геохимические характеристики продуктов извержений вулканов Безымянный и Ключевской свидетельствуют об общем источнике магм. Химическая история продуктов извержений Ключевского и Безымянного вулканов показывает родительские свойства Ключевской магмы для продуктов Безымянного с некоторыми отклонениями в макрокомпонентах, которые могут быть объяснены с точки зрения химико-механических взаимодействий в магмоводах.

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (https://ckp-rf.ru/usu/507436/) [Чеброва и др., 2020].

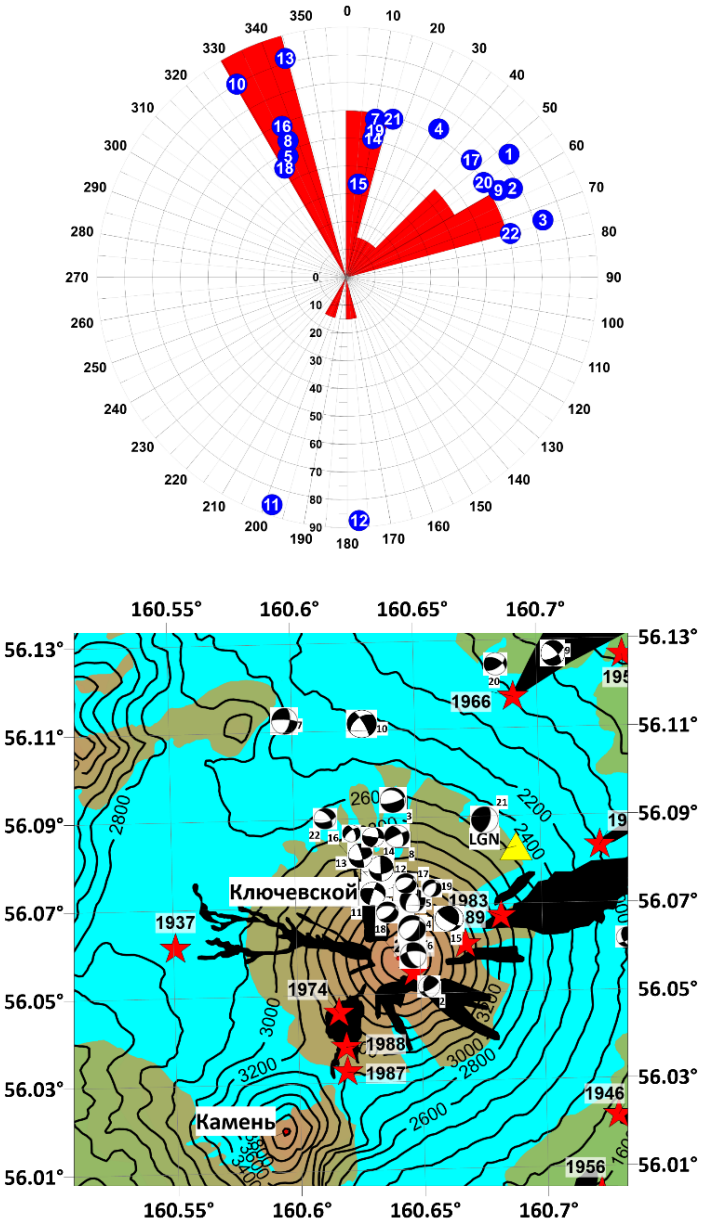


Рис. 2. Сверху: стереограмма (азимут простирания, угол падения) с выбранными механизмами ВТЗ в районе Ключевского вулкана (выделены желтым в таблице 1).
Снизу: распределение эпицентров вулкано-тектонических землетрясений (номера соответствуют таблице 1) в районе Ключевского вулкана с графическим изображением соответствующих нодальных плоскостей

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда «Исследования магмо-газо-водопроводящих систем активных вулканов» № 23-27-00127 (https://rscf.ru/project/23-27-00127/).

Литература

1. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Богоявленская Г.Е., Максимов А.П.* Вулкан Безымянный: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология. 1990. №2. С. 3–22.
2. *Гордеев Е.И., Кулаков И.Ю., Шапиро Н.М.* Система магматического питания Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т.493. №2. С. 68–73.
3. *Кирюхин А.В.* Геотермофлюидомеханика гидротермальных, вулканических и углеводородных систем. – Санкт-Петербург: Эко-Вектор Ай-Пи. 2020. 431 с.
4. *Кирюхин А.В., Бергаль-Кувикас О.В., Лемзиков М.В., Журавлев Н.Б.* Магматическая система Ключевского вулкана по сейсмическим данным и их геомеханической интерпретации // Записки Горного института. 2023. №263. С. 698–714.

5. *Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А.* Геомеханическая интерпретация локальной сейсмичности, связанной с извержениями и активизацией вулканов Толбачик, Корякский и Авачинский, Камчатка, 2008-2012 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. №5. С. 3–20.
6. *Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А.* Магматические системы и условия глубинной гидротермальной циркуляции Ключевской группы вулканов по данным локальной сейсмичности и термогидродинамического моделирования // Вулканология и сейсмология. 2018. №4. С. 3–14.
7. *Кирюхин П.А., Кирюхин А.В.* Frac-Digger. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016612168 от 21.06.2016.
8. *Салтыков В.А.* Прогнозирование извержений вулкана Безымянный (Камчатка) 2015–2020 гг.: результаты использования методики на основе СОУС'09, верификация параметров // Вулканология и сейсмология. 2022. №6. С. 76–86.
9. *Федотов С.А.* Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. – М.: Наука. 2006. 456 с.
10. *Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И.* Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. №1. С. 3–35.
11. *Чеброва А.Ю., Чемарев А.С., Матвеенко Е.А. и др.* Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. Т.21. №3. С. 66–91.
12. *Bergal-Kuvikas O., Nakagawa M., Kuritani T. et al.* A petrological and geochemical study on time-series samples from Klyuchevskoy volcano, Kamchatka arc // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2017. V.172. №5. P. 1–16.
13. *Davydova V.O., Shcherbakov V.D., Plechov P.Y., Perepelov A.B.* Petrology of mafic enclaves in the 2006–2012 eruptive products of Bezymianny Volcano, Kamchatka // Petrology. 2017. V.25. №6. P. 592–614.
14. *Girina O.A.* Chronology of Bezymianny Volcano activity, 1956-2010 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. №263. P. 22–41.
15. *Gudmundsson A.* Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation // Tectonophysics. 2011. №500. P. 50–64.
16. *Gudmundsson A.* How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes // Earth-Sci. Reviews. 2006. №79. P. 1–31.
17. *Kiryukhin A.V., Bergal-Kuvikas O.V., Lemzikov M.V.* Magmatic activity of Klyuchevskoy volcano triggering eruptions of Bezymianny volcano based on seismological and petrological data // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2023. V.442. Art.107892.
18. *Kiryukhin A., Chernykh E., Polyakov A., Solomatin A.* Magma Fracking Beneath Active Volcanoes Based on Seismic Data and Hydrothermal Activity Observations // Geosciences. 2020. V.10. P. 52.
19. *Kiryukhin A., Lavrushin V., Kiryukhin P., Voronin P.* Geofluid Systems of Koryaksky-Avachinsky Volcanoes (Kamchatka, Russia) // Geofluids. 2017. Art. 4279652.
20. *Kiryukhin A.V., Polyakov A.Y., Voronin P.O. et al.* Magma Fracking and Production Reservoirs Beneath and Adjacent to Mutnovsky Volcano Based on Seismic Data and Hydrothermal Activity // Geothermics. 2022. V.105. Art.102474.
21. *Koulakov I., Abkadyrov I., Al Arifi N. et al.* Three different types of plumbing system beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny, and Klyuchevskoy in Kamchatka // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2017. V.122. P. 3852–3874.
22. *Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L. et al.* Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time–dependent seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V.263. P. 75–91.
23. *Mironov N.L., Portnyagin M.V.* The content of H2O and CO2 in the Klyuchevskiy volcano source magmas according to the data of studies of melt and fluid inclusions in the olivine Geology and Geophysics. 2011. V.52. No.11. PP. 1718–1735.
24. *Ozerov A.Yu., Girina, O.A., Zharinov, N.A.* Eruptions in the Northern Group of Volcanoes, in Kamchatka, during the Early 21st Century. Journal of Volcanology and Seismology. 2020. 14. P. 1–17.
25. *Senyukov S.L.* Prediction of eruptions of volcanoes Klyuchevskoy and Bezymianny in Kamchatka. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2013. 144 p.
26. *Zoback M.D.* Reservoir Geomechanics. Cambridge University Press. 2010. P. 448.

ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ ДЕТАЧМЕНТЫ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА (АДЫГЕЙСКИЙ СЕКТОР)

С.Ю. Колодяжный[1], Н.Б. Кузнецов[1], Е.И. Махиня[1], Е.А. Шалаева[1], К.И. Данцова1

[1] – Геологический Институт (ГИН РАН), г. Москва, Россия; kolod63@mail.ru

Современный ороген Большого Кавказа (БК) представляет собой асимметричный антиклинорий с пологим и слабо деформированным северным крылом (мегазона Северного склона БК) и интенсивно дислоцированным южным крылом, образованным пакетом пластин и складчато-надвиговых чешуй южной вергентности (мегазона Южного склона). В ядре антиклинория экспонированы преимущественно палеозойские гранитно-метаморфические комплексы, составляющие фундамент краевой части эпигерцинской Скифской плиты, переработанной в процессе альпийского тектогенеза [Милановский, Хаин, 1963; Большой Кавказ …, 2007].

В пределах Адыгейского сектора, расположенном на северном склоне орогена в области сочленения Центрального и Западного сегментов БК (западная часть Лабино-Малкинской зоны), происходит периклинальное погружение комплексов палеозойского ядра под складчатые толщи мезозоя и кайнозоя Западного Кавказа (рис. 1). Северная часть Адыгейского сектора охватывает части Западно-Кубанского и Восточно-Кубанского прогибов, разделенных Адыгейским выступом. Согласно существующим представлениям, эти прогибы входят в состав Западно-Предкавказского краевого прогиба и заполнены молассовыми отложениями кайнозоя (олигоцен – квартер) – продуктами разрушения Кавказского орогена [Милановский, Хаин, 1963; Большой Кавказ …, 2007].

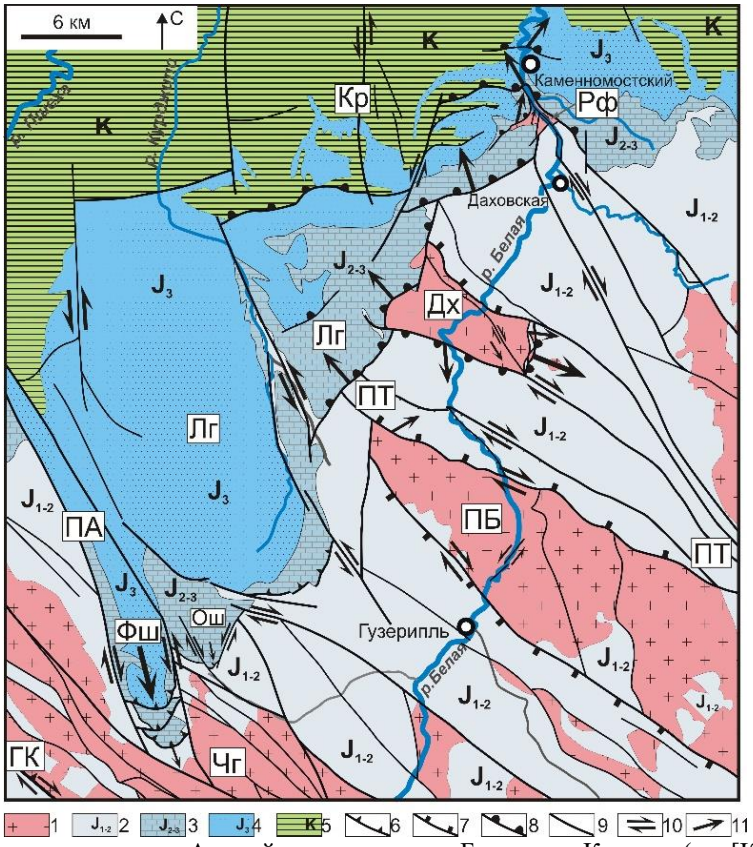


Рис. 1. Ло Геолого-структурная схема Адыгейского сегмента Большого Кавказа (по [Корсаков и др., 2004] с дополнениями).

Тектонические зоны: ПА – Пшехско-Адлерская, ПТ – Пшекиш-Тырныаузская, Кр – Курджипская; горные массивы: Фш – Фиштинский, Ош – Оштенский; Лг – плато Лагонаки. 1 – выступы комплексов герцинского и индосинийского структурных этажей (Рф – Руфабго, Дх – Даховский, ПБ – Пшекиш-Бамбакский, Чг – Чугушский); 2–5 – комплексы верхних структурных этажей: 2 – киммерийского (нижняя – средняя юра), 3–5 – альпийского (средняя – верхняя юра (3), верхняя юра (4), мел (5)); 6–9 – разрывные нарушения: 6 – надвиги и взбросы, 7 – сбросы, 8 – пологие сбросы и детачменты, 9 – различной/неопределенной кинематики; 10–11 – направления перемещений: 10 – сдвиговых, 11 – горизонтальных (тангенциальных)

В строении Адыгейского сектора участвуют четыре структурных этажа [Корсаков и др., 2004]: 1) герцинский (позднепротерозойские и палеозойские гранитно-метаморфические комплексы, перекрытые молассой позднего палеозоя); 2) индосинийский (карбонатные и терригенные толщи триаса); 3) киммерийский (глинистые и песчано-глинистые породы нижней – средней юры); 4) альпийский (карбонатнатные и карбонатно-терригенные толщи верхней юры – кайнозоя, образующие полого залегающий чехол). Начина с олигоцена и до квартера в западной части Предкавказского прогиба развиты терригенные образования (верхнеальпийский подэтаж), которые рассматривают как нижнюю и верхнюю молассу [Большой Кавказ…, 2007].

В переделах Адыгейского сектора комплексы структурного основания экспонированы в тектоно-эрозионном окне Руфабго, а также в виде серии антиформных поднятий и горстов, образующих Даховский, Пшекиш-Бамбакский и Чугушский массивы (рис. 1). Эти массивы обрамлены полого складчатыми терригенными толщами нижней и средней юры киммерийского структурного этажа.

Залегающие выше со структурным несогласием в основании карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенные тощи средней юры – эоцена (нижнеальпийский этаж) относительно слабо деформированы, полого (3-5^{o}) погружается в северном направлении и образуют моноклинально залегающий чехол северного склона БК [Корсаков и др., 2004]. Клиновидный выступ пород альпийского чехла достигает осевой части Главного Кавказского хребта и образует здесь обширное Лагонакское плато (рис. 1).

В районе Адыгейского сегмента БК нами проведено геолого-структурное изучение толщ нижней части разреза альпийского чехла (средняя – верхняя юра), а также выполнен анализ и дешифрирование сейсмических разрезов, характеризующих строение мезозойско-кайнозойских толщ, развитых в прогибах Западного Предкавказья.

Анализ сейсмических разрезов, пересекающих прогибы Западного Предкавказья, показал широкое развитие клиноформ, представляющих собой палеодельты выноса терригенного материала со стороны Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы. Распределение клиноформ в разрезах кайнозойских толщ позволяет полагать, что юго-направленные седиментационные потоки существовали, начиная с палеоцена вплоть до позднего плиоцена. Из этого следует, что прогибы Предкавказья являются окраинно-континентальными палеобассейнами, которые существовали вплоть до начала плейстоцена и до появления Кавказского орогена. Формирование современного орогена БК и грубых молассовых отложений, связанных с разрушением этого поднятия, началось, вероятно, в эоплейстоцене. Эти сведения согласуются с результатами, представленными в [Кузнецов и др., 2023, 2024]. Таким образом: 1) ороген БК начал воздымание не ранее конца плиоцена, возможно, и позже; 2) продукты разрушения орогена БК в Предкавказском прогибе составляют чрезвычайно малые объемы. Большие скорости роста орогена БК и малые объемы продуктов его эрозии позволяют полагать, что при эксгумации комплексов гранитно-метаморфического основания БК в процессе новейшей орогении, помимо эрозионных факторов, важную роль имели тектонические явления.

В районе п. Каменномостский и каньона Руфабго в основании и нижней части разреза альпийского чехла нами установлены многочисленные признаки постседиментационного срыва этих осадочных толщ с подстилающих комплексов киммерийского и индосинийского структурных этажей (рис. 2). Эти явления представлены субслойными срывами и зонами хрупко-пластической деформации (пологие сбросы – детачменты). Вдоль детачментов развиты оперяющие сколы Риделя, милониты, асимметричные складки и будинаж-структуры, а также разнообразные микроструктуры (сланцеватость, сигмоидальные нодули, борозды скольжения, C-S-структуры и др.). Кинематические индикаторы указывают на перемещения сорванных пластин к северу в соответствии с наклоном северного склона БК (рис. 2).

Выполненные нами тектонофизические исследования показали, что развитие детачментов происходило в условиях взброс-сбросового режима деформаций при наклонном положении осей сжатия и растяжения, расположенных приблизительно в одной плоскости с векторами перемещений (рис. 2, министереограммы группы 2). Оси сжатия ориентированы под большими углами (60^{o}-70^{o}), а оси растяжения образуют малые углы (20^{o}-30^{o}) с горизонтальной плоскостью (рис. 3, стереограммы группы 2). Такие кинематические и динамические параметры свидетельствуют об условиях вертикально-косого сжатия и преобладающего субгоризонтального растяжения.

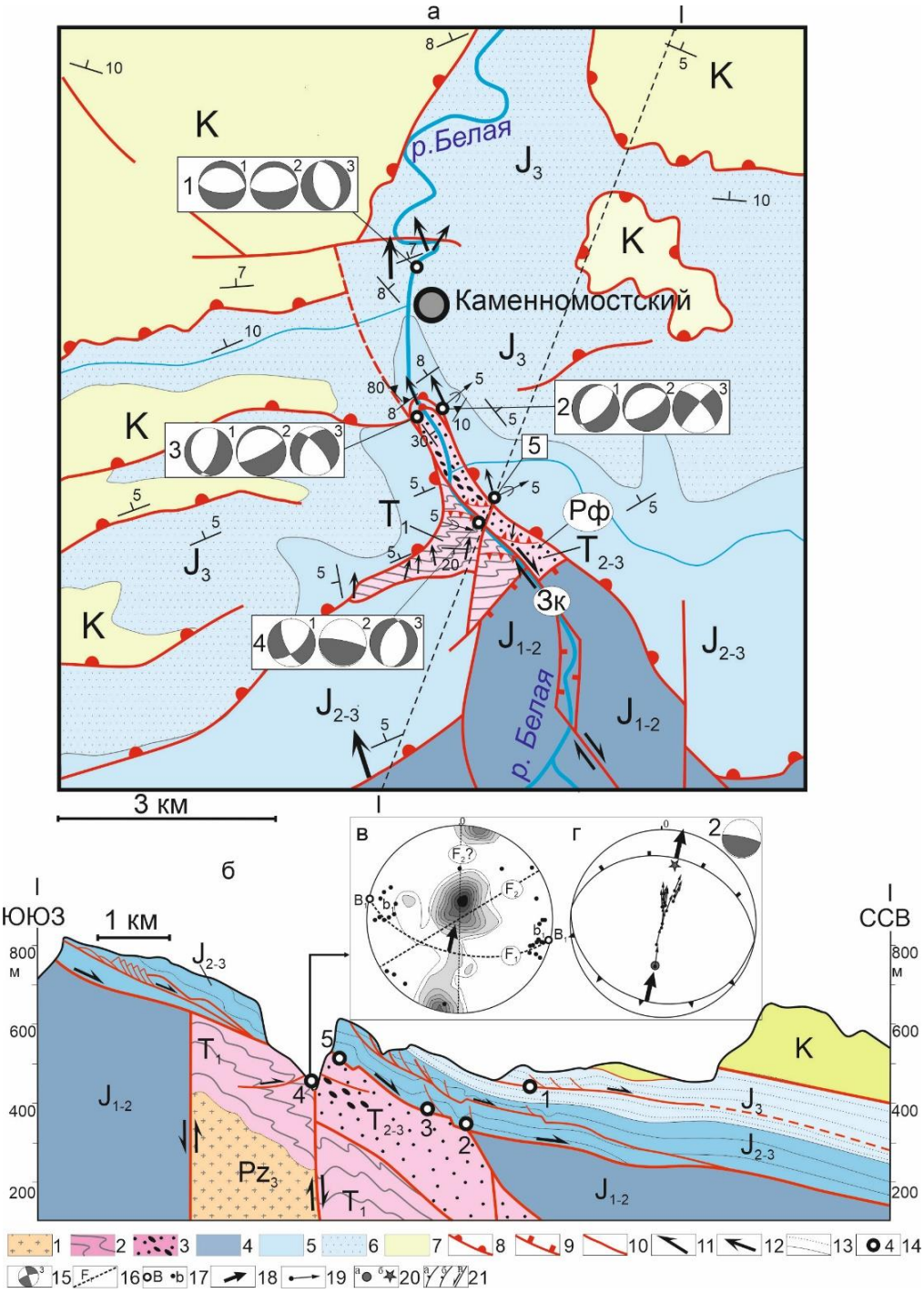


Рис. 2. Геолого-структурные схемы, характеризующие строение выступа Руфабго и смежных территорий: (а) геолого-структурная схема участка работ; (б) разрез по линии I-I; (в) равноплощадная стереографическая проекция ориентировки полюсов слоистости и шарниров складок в карбонатной толще нижнего триаса (нижняя проекция, 155 замеров, изолинии 1.5, 3, 4.5, 6, 7.5, 9, 10.5, 12, 13.5 %); (г) равноплощадная стереографическая проекция (нижняя полусфера) ориентировки полюсов нарушений с векторами перемещений висячего крыла. Рф – выступ Руфабго, Зк – Заканская зона нарушений.

1 – позднепалеозойские гранитоиды (на разрезе), 2 – карбонатные породы нижнего триаса; 3 – терригенные породы среднего-верхнего триаса; 4 – песчано-сланцевые толщи нижней-средней юры; 5 – преимущественно карбонатные породы средней-верхней юры; 6 – терригенные породы верхней юры, 7 – карбонатные и терригенные породы мела, 8-10 – разрывные нарушения: 8 – детачменты, 9 – сбросы, 10 – прочие; 13 – слоистость (на разрезах); 14 – пикеты тектонофизических наблюдений и их номера; 15 – министереограммы ориентировки палеонапряжений структурных групп 1, 2, 3 (сегмент растяжения (серый), сегмент сжатия (белый); 16-18 – структурные элементы на стереограмме В: 16 – осевые плоскости складок первой (F1) и второй (F2) генераций, 17 – шарниры складок, найденные геометрически (В) и путем замеров в обнажениях (b1), 18 – направление вергентности структур; 19-21 – структурные элементы на стереограмме Г: 19 – полюса нарушений с векторами перемещений висячего крыла, 20 – оси растяжения (а) и сжатия (б), 21 – плоскости взбросов и надвигов (а), сбросов (в), сдвигов (г)

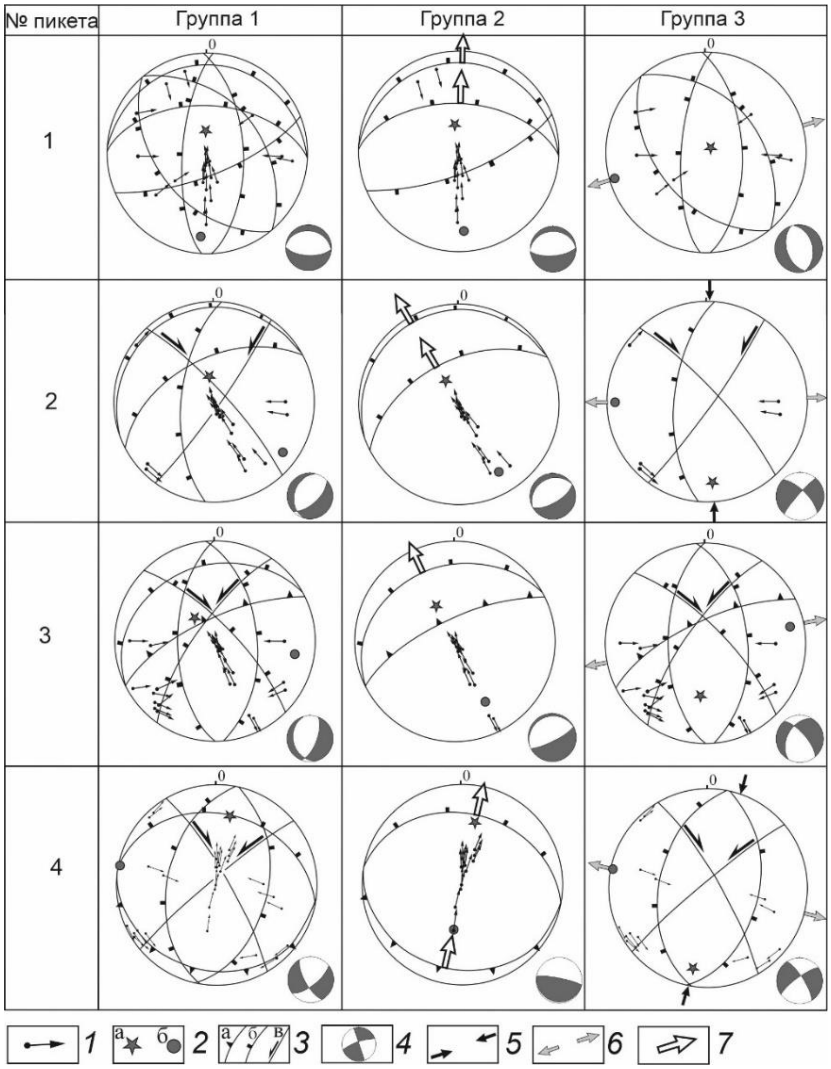


Рис. 3. Равноплощадные стереографические проекции (нижняя полусфера) полюсов нарушений с векторами перемещения висячего крыла для структур различных групп: группа 1 – все замеры; группа 2 – парагенез структур, связанных с детачментами; группа 3 – парагенез нарушений преимущественно со сдвиговой, сбросовой и комбинированной кинематикой.

1 – полюса плоскостей разрывов и векторы перемещения висячего крыла; 2 – главные оси палеонапряжений: а – сжатия, б – растяжения; 3 – усредненные позиции плоскостей нарушений: а – взбросов и надвигов, б – сбросов, в – сдвигов; 4 – министереограммы ориентировки палеонапряжений (сегмент растяжения (серый), сегмент сжатия (белый)); 5-6 – проекции главных осей деформации на горизонтальную плоскость: 5 – оси сжатия, 6 – оси растяжения; 7 – направления горизонтальных (тангенциальных) перемещений

Помимо структур, сопряженных с развитием детачментов, в рассматриваемой краевой части орогена БК широко развиты системы нарушений (разрывы, трещиноватость), связанные с поперечным (субмеридиональным) сжатием и продольным (субширотным) растяжением (рис. 3, стереограммы группы 3). При этом большое значение имели перемещения вдоль сдвиговых нарушений транскавказского (ЗСЗ, ВСВ, СВ) направления. Эти сведения согласуются с сейсмологическими и тектонофизическими данными, которые показывают, что главное позднеальпийское и современное поля напряжений Центрального и Западного Кавказа характеризуются преимущественно условиями субмеридионального сжатия и субширотного растяжения [Ребецкий, 2020; Тверитинова и др., 2024].

При анализе сейсмических разрезов в строении прогибов западного Предкавказья установлены многочисленные детачменты [Колодяжный и др., 2024]. Признаками их развития являются приуроченные к различным стратифицируемым горизонтам сейсмокомплексы, интерпретируемые нами, как зоны разлинзования, структуры домино, асимметричные складчато-надвиговые структуры. Соскальзывание пластин чехла с северного склона БК было динамически скомпенсировано структурами скучивания и нагнетания в пределах Предкавказского прогиба. При этом на участках выполаживания и ступенчатых изгибов поверхностей скольжения были сформированы погребенные чешуйчато-надвиговые структуры, надвиговые дуплексы и рамповые складки (рис. 4).

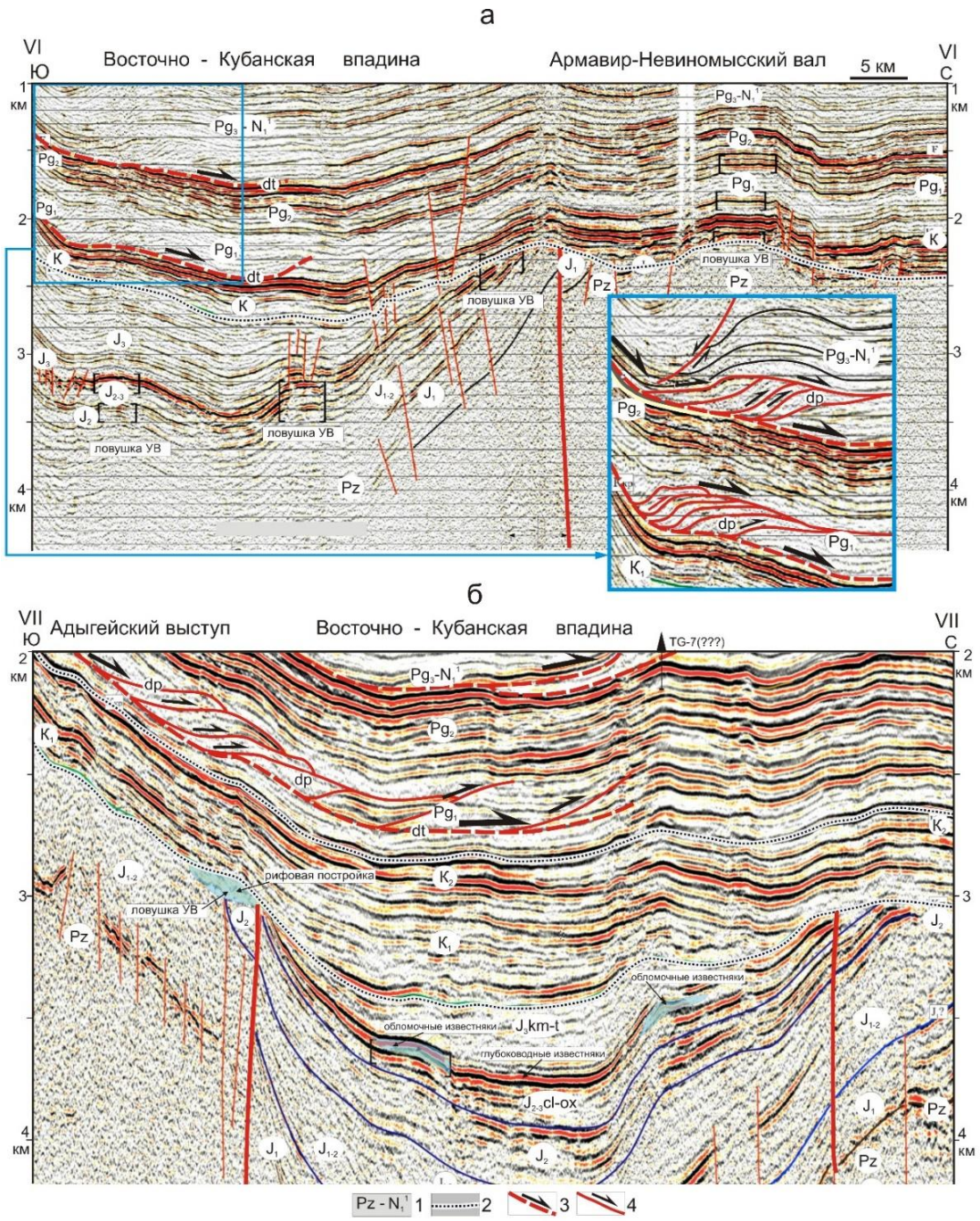


Рис. 3. Сейсмостратиграфические разрезы Восточно-Кубанской впадины.
Буквы на схеме: dt – детачменты, dp – дуплексы. 1 – возрастные индексы; 2 – границы несогласного залегания; 3 – детачменты; 4 – разломы

При изучении Даховского массива, сложенного позднепалеозойскими гранодиоритами и неопротерозойскими гнейсами, а также обрамляющих массив толщ киммерийского структурного этажа установлено: сложная и многоплановая сдвиговая, взбросо- и сбросо-сдвиговая кинематика разрывных нарушений внутри массива и по его периферии; существенная тектоническая субгоризонтальная расслоенность массива; признаки соскальзывания киммерийских толщ обрамления с бортов и периклиналей кристаллического выступа (рис. 1). Вдоль северного обрамления массива и на восточном фланге его замыкания развита зона полигенного меланжа. В строении этой зоны и в самом Даховском массиве установлены кинематические индикаторы, указывающие на многоплановые перемещения, суммарным эффектом которых явилась тектоническая эксгумация пород фундамента.

В строении карбонатных толщ средней – верхней юры северо-восточной части плато Лагонаки установлены зоны субслойного разлинзования и срыва (детачменты), вдоль которых происходило гравитационное соскальзывание толщ альпийского чехла в СЗ направлении с периклинали растущего орогена БК (рис. 1).

На южном окончании клиновидного выступа плато Лагонаки, в области динамического влияния Главного Кавказского разлома, обособлен Фишт-Оштенский горный массив, сложенный рифовыми известняками верхней юры. Массив образован системой надвиговых чешуй, которые в плане имеют дугообразную конфигурацию и телескопически вложены друг в друга. На склонах г. Фишт экспонированы рамповые принадвиговые складки, связанные со ступенчатыми (рамповыми) изгибами пологих зон тектонического срыва и надвигания. Надвиговые структуры Фишт-Оштенского массива ограничены правосторонним (с запада) и левосторонним (с востока) сдвигами транскавказской Пшехско-Адлерской зоны. Сопряженное развитие этих сдвигов в условиях взбросо-сдвигового режима деформаций обусловило формирование Фишт-Оштенской латеральной экструзии. Развитие этой структуры привело к выдвиганию толщ альпийского чехла в южном направлении с амплитудой порядка 5 км (рис. 1).

Рассмотренные материалы показывают, что при формировании Адыгейского сектора новейшего орогена БК важное значение имели процессы, связанные с развитием субслойных детачментов, обусловленных тектоно-гравитационным соскальзыванием толщ альпийского чехла со склонов и периклиналей растущего орогена БК. Тектоно-гравитационные детачменты сформированы при взаимодействии двух факторов: вертикального поднятия орогена БК, обусловленного эндогенными (тектоническими) причинами, и гравитационного соскальзывания геомасс со склонов этого горного сооружения. В совокупности эти факторы обусловили постколлизионные процессы растяжения и коллапс орогенного поднятия.

Также есть основания полагать, что комплексы альпийского чехла, которые вплоть до конца неогена перекрывали область, соответствующую современному горному сооружению БК, в четвертичное время испытали не только денудацию, но и тектоническую эрозию за счет гравитационного соскальзывания со склонов растущего орогена. Эти процессы, очевидно, являются одной из форм проявления новейшей орогении БК и, возможно, совместно с гипергенными факторами привели к эрозионно-тектонической эксгумации нижних членов разреза и комплексов гранитно-метаморфического основания Кавказского орогена.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00252, https://rscf.ru/project/24-27-00252/.

Литература

1. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. – М.: ГЕОС. 2007. 368 с.
2. *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И., Шалаева Е.А., Данцова К.И., Романюк Т.В., Антипов М.П., Хафизов С.Ф., Парфенов Г.Е.* Тектоно-гравитационные детачменты южного борта Западно-Предкавказского прогиба, установленные по результатам сейсмостратиграфического анализа // Нефтяное хозяйство. 2024. №5. С. 54–61.
3. *Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской федерации м-ба 1:200 000. Изд. второе. Серия Кавказская Лист L–37–XXXV. Майкоп. Объяснительная записка. 2004.
4. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И., Федюкин И.В., Латышева И.В., Шацилло А.В., Маслова О.А., Полина С.Д.* К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. №9. С. 78-84.
5. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Латышева И.В., Федюкин И.В., Новикова А.С., Маслова О.А., Данцова К.И., Драздова А.В., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С.* Возрасты детритового циркона из песков белореченской свиты (западное Предкавказье): предварительные выводы о ее возрасте и о времени начала образования новейшего орогена Большого Кавказа // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. - М.: ГЕОС. 2024. Т.1. С. 244–249.
6. *Милановский Е.Е., Хайн В.Е.* Геологическое строение Кавказа. – Под ред. А.А. Богданова, М.В. Муратова, Н.С. Шатского – М.: МГУ. 1963. 357 с.
7. *Ребецкий Ю.Л.* Современное напряженное состояние коры Кавказа по данным 507 объединенного каталога механизмов очагов землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2020. 11 (1). С. 17–29.
8. *Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Бондарь И.В*. Особенности строения Пшехско-Адлерской флексурно-разрывной зоны Большого Кавказа по данным структурных исследований // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2024. №2. С. 32–44.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ПОСТРОЙКАХ ГЕНУЭЗСКОЙ КРЕПОСТИ ФЕОДОСИИ, КРЫМ

А.М. Корженков[1], А.С. Ларьков[1], Д.А. Моисеев[2], А.Н. Овсюченко[1]

[1] – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; korzhenkov@ifz.ru
[2] – Научно-исследовательский центр истории и археологии Крыма Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского, г. Симферополь, Россия

Введение. В XIII-XV веках Черное море было охвачено кольцом генуэзских колоний. В Крыму им принадлежала береговая полоса длиною около 400 километров. А крупнейшее поселение генуэзцев располагалось на территории нынешней Феодосии. В то время город назывался Кафа (Каффа), позже, во времена правления Турции - Кефе. Крепость стояла на скрещениях путей, где происходили встречи купцов и велась оживленная торговля. Для управления городом назначали консула. Строили дома, склады, церкви, хлебные печи, бани. Такие небольшие колонии имели громадное значение в качестве опорных пунктов и станций.

Фортификация Кафы состояла из трех частей:

– цитадель, длинной 1 км., состояла из 16 башен, 6 ворот, 2 калитки и 15 куртин. На данный момент сохранились: 2 башни, остатки ворот;

– наружная двойная стена, состояла из 34 башни, 5 ворот и 34 куртин (стены между башнями), длиной 5240 м. Средняя высота крепостных стен – 10 м., средняя высота башен – 17.5 м. Сохранились: развалины круглой башни 1342 года и башни св. Фомы;

– береговая стена длинной 3.2 км, состоявшая 24 барбаканов, 4 ворот и 27 куртин. На сегодня сохранились: башня св. Константина, башня Giust и доковая. Строительство начато в 1385 году и к 20-м годам XV века оно, по-видимому, было закончено. Эта линия обороны построена в 3-7 метрах от наружной стены. Средняя высота стен – 5 метров, средняя высота барбаканов – 5.5 метров.

При всех этих оборонительных сооружениях, в 1475 году, Каффа была захвачена турецкими войсками. Нами были исследованы сохранившиеся стены крепости близ цитадели (рис. 1) в поисках следов их разрушений и повреждений и для определения генезиса этих деформаций.

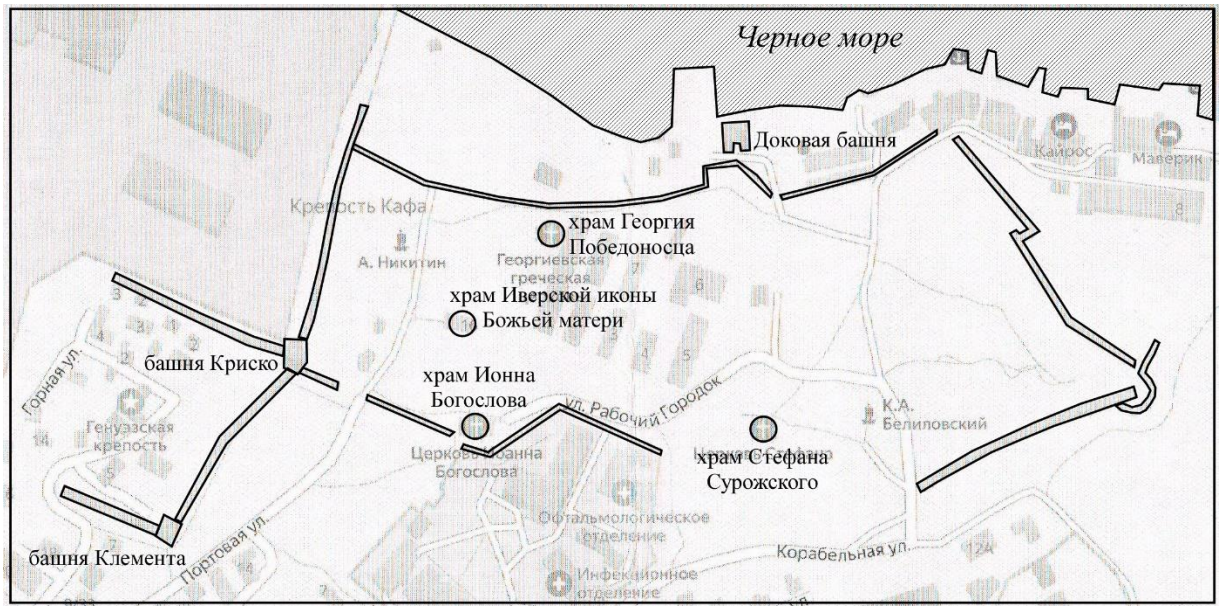


Рис. 1. Схематический план сохранившихся стен и построек генуэзской крепости в Феодосии на основе фрагмента Яндекс-карты

Башня Климента. Название башне дано в честь Папы римского Климента VI, проповедовавшего крестовый поход для защиты Каффы от нашествия кипчакского хана Джанибека. В феодосийском Музее древностей сейчас находится мраморная плита, которая была вмурована в нишу западной стены башни при её строительстве. Башня выступала вперёд за линию стен, чтобы защитники крепости могли посылать ядра во всех направлениях. Такая возможность делала неприступным прилегающий к башне участок стены. Прямоугольная в плане, башня имеет три яруса, угол внутрь

цитадели открыт. В стенах нижнего яруса не было входа с земли – здесь находились шесть бойниц, выходящих на четыре стороны. В верхнем ярусе расположены окна-амбразуры. Сохранились гнёзда для деревянных балок, на которых крепились плоские деревянные перекрытия. Зубцы-мерлоны ограждали верхнюю боевую площадку.

Башня имеет ряд деформаций. Сразу бросается в глаза переложенный каменный обклад большого арочного окна на южной стене башни и заполнение оконного пространства каменной кладкой (рис. 2а, б). Заметные деформации находятся также в ЮВ углу фортификационного сооружения: это сквозные трещины, пробивающие два больших каменных блока насквозь и пакет камней в нижних рядах кладки южной стены, выдвинувшийся на юг на расстояние до 25 см (рис. 2а, в). По всей видимости, этот пакет также развернулся вокруг вертикальной оси по часовой стрелке на величину в первые градусы. Также бросается в глаза наклон всей северной части башни на восток (рис. 2г). Отклонение наклонного фрагмента от вертикали достигает 1.5 м.



Рис. 2. Деформации в башне Клемента (фотография 2015 г., вид на север): (а) общий вид башни, (б) деталь снимка «а» - заложенное окно (стрелки показывают вторичные блоки, использованные позднее для ремонта), (в) деталь снимка «а» – северная угловая часть башни (наклонные стрелки показывают сквозные трещины, горизонтальная – выдвижение и вращение по часовой стрелке пакета каменных блоков), (г) разворот СВ части башни Климента по часовой стрелке и наклон этого фрагмента на восток

Башня Криско. Башня Христа, известная под искаженным на итальянский манер названием Башня Криско, являлась укреплением средней части восточной стены цитадели. Это двухъярусное сооружение, которое принадлежит к башням открытого типа, т.е., имеет лишь три стены. На первом ярусе располагались бойницы, второй отличали окна-амбразуры. Верхнюю часть башни, а именно ее боевую площадку, защищали зубцы-мерлоны. С северной и южной стороны башню продолжали крепостные стены.

Башня Криско получила аналогичные повреждения, напоминающие описанные ранее для Башни Клемента. Это деформации в верхней оконной конструкции на северной стене башни: провисание отдельных камней западной части арки и растрескивание балки-перекладины. Имеется тут и сквозная трещина: она пробивает два блока каменного обклада нижнего окна.

Доковая башня. Согласно морской терминологии итальянского средневековья название башни – ворота Арсенала. В башне находились складские помещения и арсенал. Архитектурными особенностями башни являются: 1) коробовый свод (крестовый свод), который образован пересекающимися коробами на подпружных арках, поддерживаемых пилястрами и 2) двойной вход. Со стороны города арка имела полуциркульный вход. В данный момент один вход, со стороны моря, засыпан грунтом.

Среди деформаций башни можно отметить обрушение каменного свода фортификационного сооружения, выпадение каменного блока из подоконника над южным порталом, а также сквозную трещину в СЗ углу Доковой башни.

Стены. Генуэзская крепость первоначально была построена из дерева. Но впоследствии ограждения были заменены на каменные стены высотой 12 м и шириной в 2 м. На их вершинах был обустроен брустверг, где находились отряды арбалетчиков и лучников в круглых бойницах, они несли дозор ежедневно, ночью и днем.

Длинные стены подвергаются значительным деформациям во время сильных землетрясений. Длинные пролеты стен дают возможность развиться большой амплитуде колебаний, что приводит к серьезным повреждениям и обрушениям строительных конструкций. Так, длинный пролет южной стены крепости (азимут простирания 63^0) при сильных сейсмических колебаниях претерпел разрыв в своей центральной части (рис. 3а). Восточный фрагмент стены в месте излома наклонился на север под углом 80^0 и повернулся вокруг вертикальной оси по часовой стрелке на угол в 5^0.

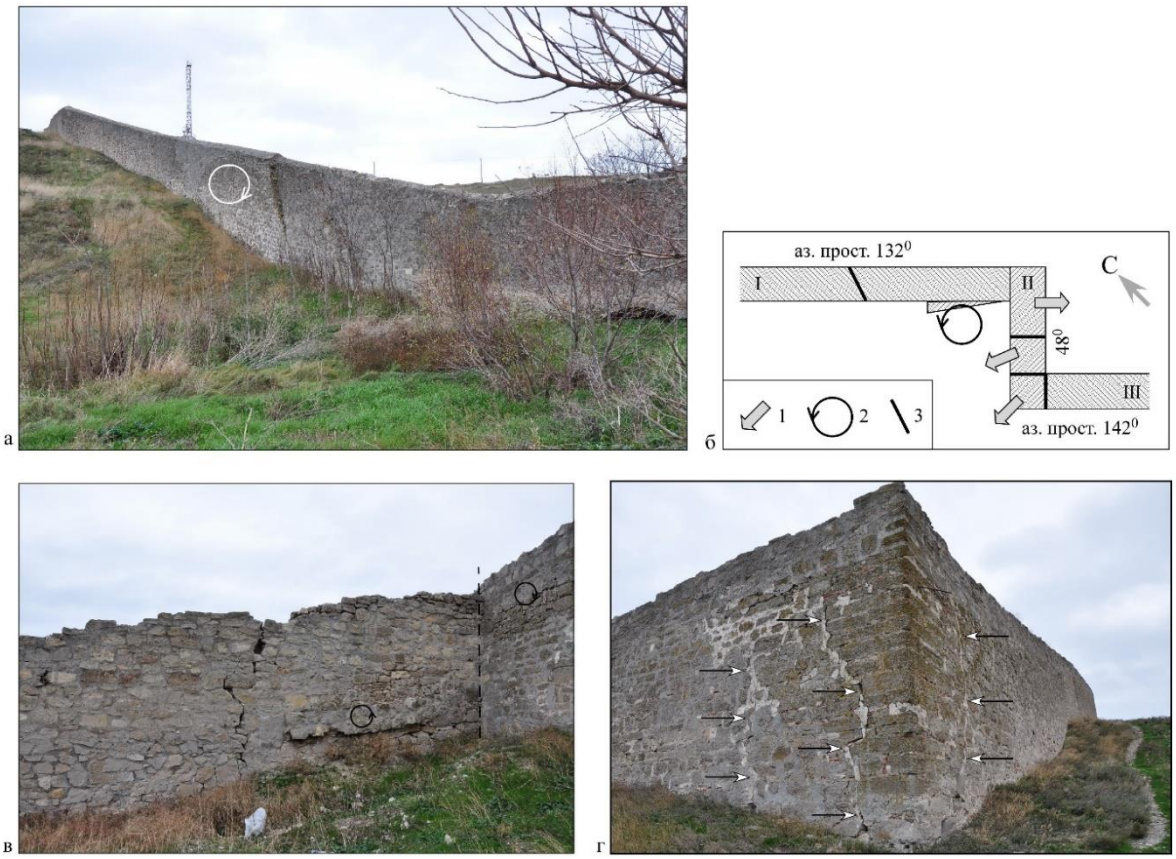


Рис. 3. Деформации в стенах крепости: (а) наклон на север и небольшой поворот по часовой стрелке одного из фрагментов южной стены крепости, (б) комплекс деформаций в зигзагообразном участке восточной стены крепости (схематическая внемасштабная зарисовка: план. 1 – направление выдвижения и наклона фрагмента стены, 2 – поворот фрагмента стены, 3 – межблоковые трещины на всю стену; I, II, III – произвольная нумерация стен), (в) фотография 2015 г. приугловой части стен I (западный фас) и II (северный фас), (вид на СВ), (г) субвертикальные межблоковые трещины в угловой части стен II и III (фотография 2015 г., вид на ЮВ)

В облицовке внутреннего – северного фаса южной крепостной стены (азимут простирание 115^0) имеются субвертикальные зоны с выпавшим цементом. Некоторые камни внизу стены выдвинулись наружу – на север (по азимуту 25^0) на величину до 10 см.

Зигзагообразный выступ в восточной стене крепости с GPS-координатами: h = 12 м, N 45.02305^0, E 35.40542^0 (точность определения координат ± 5 м) демонстрирует комплекс деформаций (рис. 3б-г). Прежде всего бросаются в глаза, протяженные межблоковые трещины, секущие стены на всю их высоту. Не случайно их местонахождение в угловых частях строительных конструкций, так как стены разных простираний подвергаются разнонаправленным колебаниям при сильных землетрясениях, а также латеральном воздействии – толкании смежных стен. И действительно, западный угол зигзагообразной конструкции был выколот по системе двух перпендикулярных трещин и слегка наклонился, и выдвинулся на запад (рис. 3б).

Скорее всего, направление максимальных сейсмических колебаний было направленно субпараллельно стенам I и III. Именно поэтому стена II в СВ своей части наклонилась на ЮВ и слегка повернулась по часовой стрелке, ЮЗ же часть стены выдвинулась слегка к западу. Однако поворот против часовой стрелки части стены I и по часовой стрелки части стены II (рис. 3б, в) означает, что направление максимальных сейсмических колебаний, приведших к образованию этого сложного комплекса деформаций, было под углом к стенам обоих простираний. Похоже вдоль оси ЗСЗ-ВЮВ. Угол между стенами II и III весь разбит субвертикальными межблоковыми трещинами, развитыми во всю высоту стены (рис. 3г). Подобные деформации в углах строительных конструкций, как мы уже указывали выше, возникают при разнонаправленных колебаниях смежных стен.

Аналогичный поворот фрагмента стены наблюдался нами в точке наблюдения с GPS-координатами: h = 16 м, N 45.02277^0, E 35.40552^0, точность определения координат ± 6 м. Общее простирание описываемой стены 142^0. На 3^0 против часовой стрелки повернулся ее фрагмент на всю высоту строительной конструкции. В связи с эти м поворотом в стене образовался выступ до 5 см.

Один разворот фрагмента в стене может быть случайностью. Два поворота частей строительных конструкций одинакового направления уже не могут быть случайностью. Три поворота фрагментов стен одного и того же направления в стене одного простирания – это систематическое проявление однонаправленных сейсмогенных колебаний. Третий пример разворота части стены против часовой стрелки наблюдался нами в восточной стене крепости в точке наблюдения с координатами: h = 5 м, N 45.02332^0, E 35.40513^0, точность определения координат ± 5 м. Развернулся фрагмент стены длиной в 5 м, вследствии чего в ней образовался выступ до 25 см. Общий азимут простирания стены в этом месте – 142^0, азимут простирания ее повернутой части – 131^0, таким образом имел место поворот на 11^0. Разворот начинается от излома в стене, маркируемого межблоковой трещины во всю стену. Эти систематические развороты фрагментов стены одного направления подразумевают механическое воздействие сейсмических колебаний вдоль оси ЗСЗ-ВЮВ.

Арки. Арки и своды являются очень чувствительными строительными конструкциями. Именно на них сосредотачиваются нагрузочные напряжения прилегающих частей здания. Поэтому деформации арок и сводов или их обрушения могут быть кинематическими индикаторами сейсмических воздействий, по ним можно приблизительно определить направление максимальных сейсмических колебаний, приведших к повреждениям или падению арочной конструкции.

Так, например, подарочное пространство над входом в крепость заложено каменными блоками. Возможно, это было сделано специально: сама арка имеет перекос на юг. В южной части арки, слагающие ее камни "расшевелены", цемент между камнями выпал. Выше входа имеется выдвижение пакетов каменных блоков на запад на расстояние до 20 см. Заполнение пространства предохранило арку и верхнюю часть стены от обрушения. Подобная деформация подразумевает действие максимальных сейсмических колебаний субпараллельно простиранию стены и арки в ней (30^0). Однако выдвижение пакетов камней в западном направлении (по азимуту 300^0), подразумевает, что источник колебаний, скорее всего, располагался к ЗЮЗ от поврежденной конструкции – в акватории Черного моря.

Арочные мосты деформируются так же, как и дверные и оконные арки, а также потолочные своды. Если сильные сейсмические колебания направлены субпараллельно простиранию арочного пролета моста, то в нем могут возникнуть провисания замковых камней или целого пакета арочной конструкции. Так в небольшом арочном мосту на территории Генуэзской крепости в Феодосии имело место провисание целого пакета арочных камней. Азимут простирания моста 115^0.

В южной стене Феодосийской Генуэзской крепости имеются значительные въездные ворота, обрамлявшиеся когда-то сверху арочными конструкциями. В настоящее время от этих арок остались

лишь нижние части, верхние были утрачены. Трудно предположить причину обрушения: это могут быть неоднократные военные действия, а также геологические катаклизмы. Описываемые разрушенные въездные порталы располагаются на северном окончании улицы Горной (рис. 4а) и к северу от Корабельной улицы (рис. 4б). Простирание западной арки 115^0 (рис. 4а) и 65^0 – простирание восточной (рис. 4б). Любопытно отметить, что восточный пролет восточной арки упирается в заложенную часть старого (также арочного рис. 4б) портала, что говорит о ремонтах и перестройках въездных ворот.



Рис. 4. Разрушение въездных арок в южной стене крепости (фотографии 2015 г.): (а) западные ворота на северном окончании улицы Горной (вид на ЮЗ), (б) восточные ворота к северу от улицы Корабельной (вид на юг)

Выкалывание углов зданий. Мы уже описывали ранее выкалывание угла в крепостной стене, связав деформации с разнонаправленными колебаниями перпендикулярных стен во время сильных землетрясений. Подобное отделение угловой части также наблюдалось нами в старинном строении к ЮВ от храма Иоанна Богослова. В западной стене этого здания имеется межблоковая трещина на всю высоту строительной конструкции. По это трещине произошел разворот в первые градусы основной части стены против часовой стрелки. В результате поворота в стене образовался выступ величиной до 5 см.

Ремонт и перестройка, антисейсмический дизайн. Ремонт или перестройка зданий в исторических памятниках явление повсеместное. Градоначальнику или военному коменданту могла прийти в голову идея об улучшении внешнего вида сооружения или его укрепления. Необходимо было заделывать бреши, возникшие из-за действия таранов или артиллерийских снарядов. Рыхлые или насыпные подстилающие грунты или долговременная статическая нагрузка от сооружения могут привести к обрушениям строительных конструкций. Нельзя, однако, забывать и о сейсмических колебаниях, которые тоже повреждают и разрушают даже очень прочные – крепостные стены. Сейсмический генезис разрушения стен значительным образом поддерживается выявлением рядом систематических разворотов стен или провисшими замковыми камнями в арочных конструкциях.

Так, например, в восточной стене крепости с азимутом простирания 120^0 видны три вида разновременной кладки. Кладка I – самая древняя, относящаяся к времени строительства крепостной стены. Кладка II - достройка, ремонт старой кладки. Кладка III – еще более поздняя заделка бреши в ЮЗ фасе стены. Любопытно отметить местонахождение внутри стены деревянной балки, которая служила укрепляющим крепостную стену элементом. Древние - итальянские строители знали о сильных землетрясениях в Крыму и владели приемами антисейсмического дизайна, пришедшего из Италии – страны не понаслышке знакомой с сильными сейсмическими катастрофами. GPS координаты точки наблюдения: h = 24 м, N 45.02247^0, E 35.40583^0, точность определения координат ± 5 м.

Храм Иоанна Богослова. Храм Иоанна Богослова был сооружен в XIV-XV веках. Храм является армянским культовым строением и создан в духе аналогичных церквей на территории Армении и Крыма. Церковь Иоанна Богослова не отличается значительным количеством декоративных элементов – они сохранились лишь над дверью внутреннего дворика (орнамент, кресты). Благодаря своеобразной архитектуре, храм Иоанна Богослова обладает очень хорошей акустикой. К церкви Иоанна Богослова примыкают остатки еще более древнего храма, а также небольшой внутренний дворик, в котором располагаются полуразрушенные колонны. Во внутренний дворик, выложенный каменными плитами, с западной стороны выходят двери. По бокам они украшены изящной орнаментированной резьбой-плетенкой, над дверьми вырезан ряд процветших крестов.

Храм представляет собой сооружение зального типа, прямоугольное в плане с полукруглой апсидой, перекрыто полуциркульным сводом на подпружных арках, опирающихся на пилястры. Стены сложены из бутового камня; своды, арки, пилястры, наличники окон и дверей — из тесаных плит известняка; швы тщательно затерты. Продольные стены скреплены двумя поперечными стальными стяжками. Проемы дверей обрамлены профилированными наличниками с резьбой. Покрыто каменными плитами по сводам. Алтарная абсида построена в виде ниши со стрельчатым входом. На стенах ее видны следы углублений-розеток. Вдоль всех стен идет каменная скамья. В восточной стене имеется еще одна входная дверь, а левее от нее видны остатки алтарной абсиды более древнего храма. С западной стороны к сооружению примыкает притвор, перекрытия которого не сохранились. В 1977 году проведены реставрационные работы: восстановлены утраченная кладка стен памятника, каменные скамьи, покрытие, устроена отмостка.

Храм Иоанна Богослова имеет заметные повреждения. Так в восточной части северной стены (азимут простирания 92^0) имеется зона трещиноватости, образовавшаяся по-видимому из-за разнонаправленности колебаний стен различной ориентировки. В этой же части стены имеется портал, выполненный из светлого обработанного песчаника. Верхний блок-балка перекрытия, видимо, вставлена сюда позже: ее декоративный характер напоминает фрагмент армянского хачкара. Арка над этим порталом древняя: хотя она также сложена из песчаниковых камней, но уже потемневших от времени. Арка заложена каменной кладкой. Ее замковый камень был «расшевелен» из-за колебаний, направленных субпараллельно простиранию строительной конструкции. От арки вверх к западу идут трещины. Северная и южная стены храма скреплены друг с другом стягивающими тросами.

В западной части храмового комплекса имеется придел – огороженный прихрамовый двор. Именно там находится главный вход в строение. Каменный обклад портал также сложен из блоков светлого песчаника. Некоторые декоративные блоки использованы вторично: балка-перекрытие и камень вверху северного обклада. Балка-перекрытие разбита наклонной трещиной. Арка над порталом также сложена из светлого песчаника, но заложена каменной кладкой.

Южная стена храма в приделе также была повреждена. Именно этим можно объяснить закладывание каменной кладкой портала и окна. Оконная рама имеет явный перекос на запад.

Меридиональные стены храмового комплекса имеют значительное количество трещин. Так, над главным входом в храм расположено окно с большим камнем перекрытием. Эта каменная балка расколота и от нее вверх идет зона трещиноватости. Межблоковая трещина на всю высоту стены

имеется в северной части западной стены придела. Эта трещина находится на границе упомянутой стены с перпендикулярной – северной стеной. По всей видимости, она возникла при разнонаправленных колебаниях смежных стен различной ориентировки. Обрушение верхней части западной стены придела возможно связано с максимальной амплитудой колебаний в верхних частях строительных конструкций («эффект небоскреба»).

Южная стена храма имеет два портала, заложенных каменной кладкой. Нарядный восточный вход имеет арочное навершие, замковые камни которого были «расшевелены и выдвинулись наружу (на юг) на первые сантиметры. В связи с такой деформацией арочное пространство также было заложено каменной кладкой.

Храм Святого Дмитрия Солунского. Храм Святого Димитрия Солунского (другое название – Святого Стефана) построен в XIV веке греческим обществом на территории городской цитадели. Возможно, позже он принадлежал армянской церкви. Храм был отреставрирован в 1955-1956 годах.

Храм Святого Дмитрия Солунского представляет собой одноапсидную прямоугольную в плане базилику, перекрытую коробовым сводом на подпружных арках. Он отличается строгой архитектурой, простотой форм и скромными размерами (7 х 8 метров). Храм был возведен из бутового камня, внешне не облицован. Вход находится с западной стороны. Портал входа профилирован тесаными камнями, над ним расположена стрельчатая ниша. Двускатная крыша храма покрыта черепицей.

Храм Дмитрия Солунского находится к востоку от храмового комплекса Иоанна Богослова. Здесь также имеются следы ремонтов и перестроек. Так, в дверном и оконном обкладах западной стены храма имеются блоки песчаника свежего облика. Арочное пространство над порталом, сложенная из «старых» песчаниковых блоков, заложена каменной кладкой. Так же заблокировано и окно. Обе стены: северная и южная имеют 4 стягивающих троса. В восточной части южной стены проступает межблоковая трещина, заделанная при последующем ремонте. Она расположена на границе со смежной (восточной) стеной. Образование этой трещины, по-видимому, связано с тем обстоятельством, что при землетрясении стены колебались в разные стороны, перпендикулярно их простиранию. В западной части северной стены видны следы значительной перестройки. Когда-то там находился вход в храм, однако он по какой-то причине был аккуратно заложен и сейчас от него видны лишь правый и левый косяки.

Храм Святого Георгия Победоносца. Храм Святого Георгия был построен в XIV веке и принадлежал греческой православной церкви в Феодосии. Он представляет собой прямоугольное в плане строение, перекрытое полукруглыми сводами на подпружных арках. Храм относится к зданиям зального типа и сложена из бута (некоторые части облицованы тесанным известняком). Черепичная кровля двухскатная.

В западной стене храма Св. Георгия Победоносца видны следы ремонта и перестроек портала. Дверной обклад выполнен из пиленного песчаника. Тем не менее, балка над входом треснула, и трещина косо пошла на юг через кладку, выполняющую подарочное пространство. Также веден ремонт обоих углов здания.

Обсуждение полученных результатов и заключение. В эпицентральных зонах сильных землетрясений сразу же бросаются в глаза значительные бреши в стенах, вызванных их систематическим обрушением в определенном направлении. Однако, если после сейсмического события жизнь в городе продолжается, завалы разбираются и через годы трудно судить о направлении падения строительных конструкций.

В некоторых случаях остаются неразобранными наклонившиеся стены, к ним иногда пристраиваются стены-контрфорсы для предотвращения падения строительных конструкций. В Феодосийской крепости нами были отмечены 3 явных случая наклона стен (рис. 5б): 1) восточной стены башни Клемента на ВЮВ (азимут простирания стены 34^0, азимут наклонения (declination azimuth) – 124^0); 2) южной стены крепости на ССЗ (азимут простирания стены 63^0, азимут наклонения – 333^0) и 3) короткого среднего отрезка зигзагообразной части крепостной стены на ЮВ (азимут простирания стены 48^0, азимут наклонения 138^0). Эти три случая свидетельствуют о направлении максимальных сейсмических колебаний вдоль оси СЗ-ЮВ.

Аналогичный механизм расшифровки направлений распространения максимальных сейсмических колебаний может быть применен и для выдвижения отдельных каменных блоков, а также их пакетов. В случае Феодоссийской крепости нам не удалось подметить систематическую картину выдвижений для стен различных простираний. Так, отдельные блоки северного фаса южной

стены крепости и пакет камней южной же стены башни Клемента выдвинулись в разных направлениях.

В стенах СВ простирания нами были зафиксированы систематические повороты частей стен по часовой стрелке (3 случая), в перпендикулярных стенах – против часовой стрелки (4 случая), как это показано на рис. 5а.

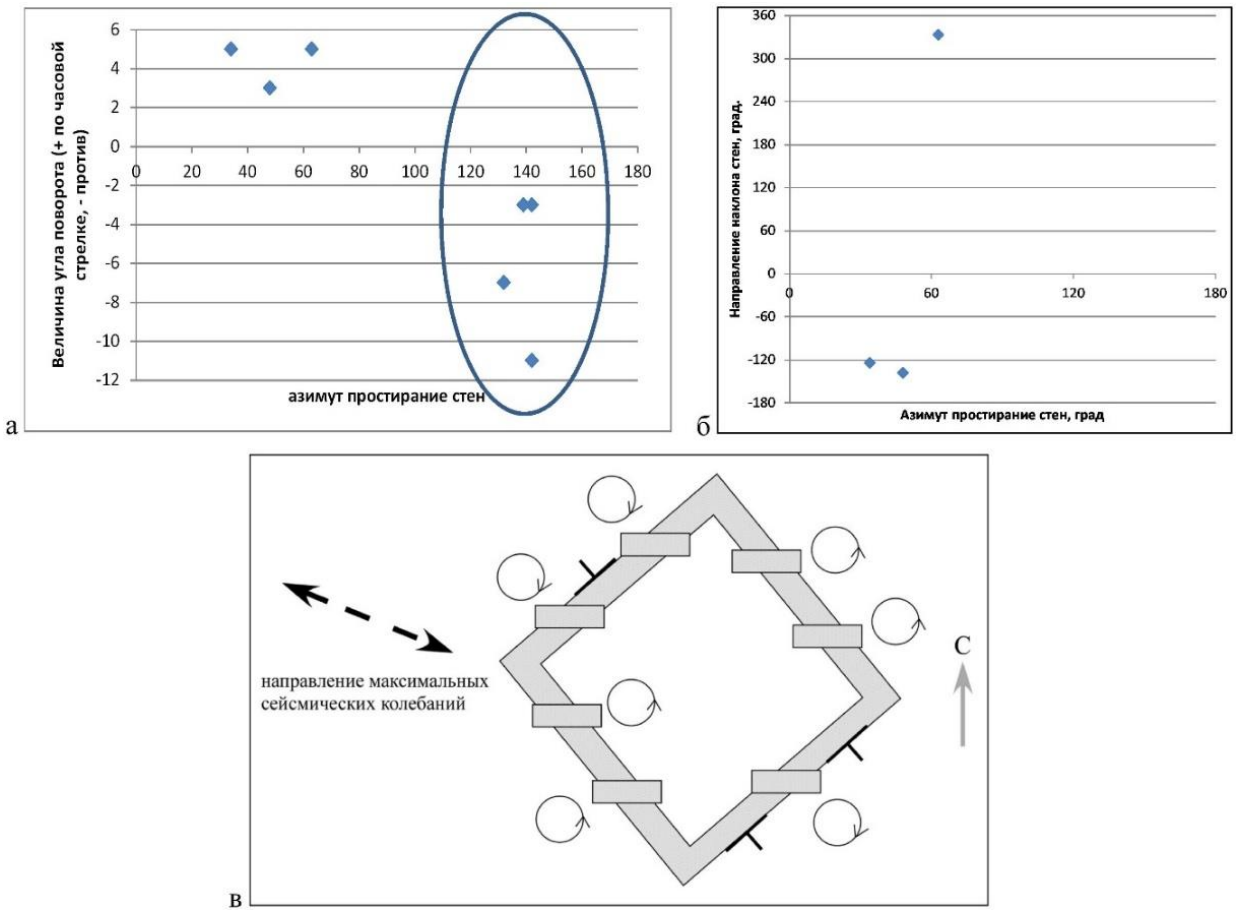


Рис. 5. Деформации в стенах крепости: (а) график с поворотами стен; (б) график с наклонами стен; (в) модель крепости с деформациями

Итак, нами были исследованы сохранившиеся стены крепости близ цитадели в поисках следов их разрушений и повреждений и для определения генезиса этих деформаций, а также параметризации сильного исторического события. Были выявлены наклоны и обрушения стен, горизонтальные выдвижения и повороты строительных элементов вокруг вертикальной оси, деформации арочных и купольных конструкций, значительные субвертикальные межблоковые трещины, сквозные трещины, пробивающие несколько каменных блоков насквозь, стены-контрфорсы, следы последующих ремонтов и перестроек. В Феодосийской крепости нами были отмечены 3 явных случая наклона стен: 1) восточной стены башни Клемента на ВЮВ (азимут простирания стены 34^0, азимут наклонения (declination azimuth) – 124^0); 2) южной стены крепости на ССЗ (азимут простирания стены 63^0, азимут наклонения – 333^0) и 3) короткого среднего отрезка зигзагообразной части крепостной стены на ЮВ (азимут простирания стены 48^0, азимут наклонения 138^0). В стенах СВ простирания нами были зафиксированы систематические повороты частей стен по часовой стрелке (3 случая), в перпендикулярных стенах – против часовой стрелки (4 случая). Построенная нами кинематическая модель (рис. 5в) свидетельствует о направлении распространения сейсмических колебаний вдоль оси ЗСЗ-ВЮВ. Тем не менее, еще предстоит определить направление распространения сейсмических колебаний возраст сейсмического события(й). Полученные материалы могут послужить целям уточнения сейсмической опасности восточного Крыма.

Финансирование. Полевые и камеральные исследования в генуэзской Крепости Феодосии проводились в рамках выполнения государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

ОБЛАСТИ ВТОРЖЕНИЯ МАНТИЙНОГО ФЛЮИДА В ЗЕМНУЮ КОРУ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

А.М. Кузин

Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), г. Москва, Россия; amkouzin@ya.ru

Миграция флюида в земную кору происходит в виде «горячей» и «холодной» ветвей дегазации. Она достаточно давно и успешно изучается геохимическими и петрологическими методами. В сейсмических и электрических методах исследований тема флюидов консолидированной коры стала развиваться только в последние четверть века. Ранее особенности отображение зон вторжения мантийных флюидных потоков по данным МОГТ-ГСЗ не рассматривалось.

На сейсмических разрезах ГСЗ неоднородности геологического строения разделяются по скорости продольных (Vp) и поперечных волн (Vs). Различие физических принципов распространения сейсмических волн проводит к различию реакции на упругие свойства среды. Для поперечных волн, это, прежде всего, жесткость матрицы породы и фазовый состав флюида, заполняющего трещинно-пористое пространство.

Основным глубинным признаком повышенного содержания газа в тектонических блоках пород или доменах выступает параметр Vp/Vs, когда низким значениям Vp отвечают повышенные или средние значения Vs. В этом случае низкие значения Vp/Vs для геосреды могут быть интерпретированы жестким и пористым телом, с возможным содержанием газа. Относительно повышенные значения Vp и Vp/Vs при пониженных значениях Vs могут быть связаны с повышенным содержанием воды. Подробно эти закономерности описаны в [Кузин, 2011, 2015]. Другим признаком газонасыщенности геосреды являются области повышенного рассеяния, которые на временном разрезе представлены малоинтенсивной сейсмической записью, области водонасыщенности динамически интенсивной записью. Природа образования зон интенсивной и бледной записи подробно изложена в [Кузин, 2019]. Сейсмические границы в консолидированной коре по сейсмическим свойствам отличаются от границ в осадочном чехле меньшими интенсивностью, регулярностью, наличием «мерцающих» границ (изменение простирания границы и/или резкое изменение упругих моделей) [Кузин, 2015, 2022].

Электропроводность земной коры делится на два типа проводимости: флюидная и электронная (рис. 1а). Флюидный тип связан с водными растворами солей (1-2 % от общего объема), которые образуют связную структуру и, являясь значительно более проводящим компонентом, понижают сопротивление горных пород на 2-3 порядка. Образование жидкой фазы флюида на глубине связано с дегидратацией. Дегидратация может происходить в условиях тектонически активных зон. С флюидной проводимостью связано региональное понижение сопротивления в верхней мантии, на глубинах 110-140 км в Восточно-Сибирской платформе. В тектонически-стабильных регионах вода в глубоких горизонтах находится преимущественно в кристаллизационно-связанном состоянии [Жамалетдинов, 2009].

Образование электронно-проводящих сульфидно-графитистых толщ объясняется глубоким метаморфизмом, который приводил к удалению летучих компонентов. Электронно-проводящие сульфидно-графитистые толщи пород всегда наблюдаются в составе древних вулканогенно-осадочных толщ. Электронные аномалии делятся на два типа. Первый тип – узкие вытянутые зоны (полосы) высокой продольной проводимости в тысячи сименсов и более. Второй тип аномалий представлен широкими областями пониженного сопротивления кристаллического фундамента, с проводимостью от единиц до десятков сименсов. Они не фиксируются под осадочным чехлом. Коровые аномалии интерпретируются крутозалегающими или пологонаклонными зонами, либо системами зон проводимости, выходящими под осадочный чехол, под трапповые поля или под более молодые эффузивно-осадочные комплексы [Жамалетдинов, 2009].

Перед изложением результатов исследований необходимо дать следующие пояснения. На монтажах представлены разрезы значительно отличающиеся по масштабам. Согласование масштабов привело к тому, что подписи на отдельных разрезах стали неразборчивыми. Однако это не мешает пониманию, полученных результатов.

Вторжение флюида преимущественно в газовой фазе отчетливо видно на временном разрезе МОГТ геотраверса «Татсейс» (рис. 2а). На временном разрезе вертикальные зоны интенсивной сейсмической записи прослеживаются в кристаллическом фундаменте на различную глубину от 5 км до 20 км. Больше всего вертикальных зон в северо-западной части профиля, в пределах интервала

Московская синеклиза – Кировско-Кажимский авлакоген (рис. 2а). Образование этих динамически интенсивных зон обусловлено нисходящей фильтрацией воды и её растворов [Кузин, 2019].

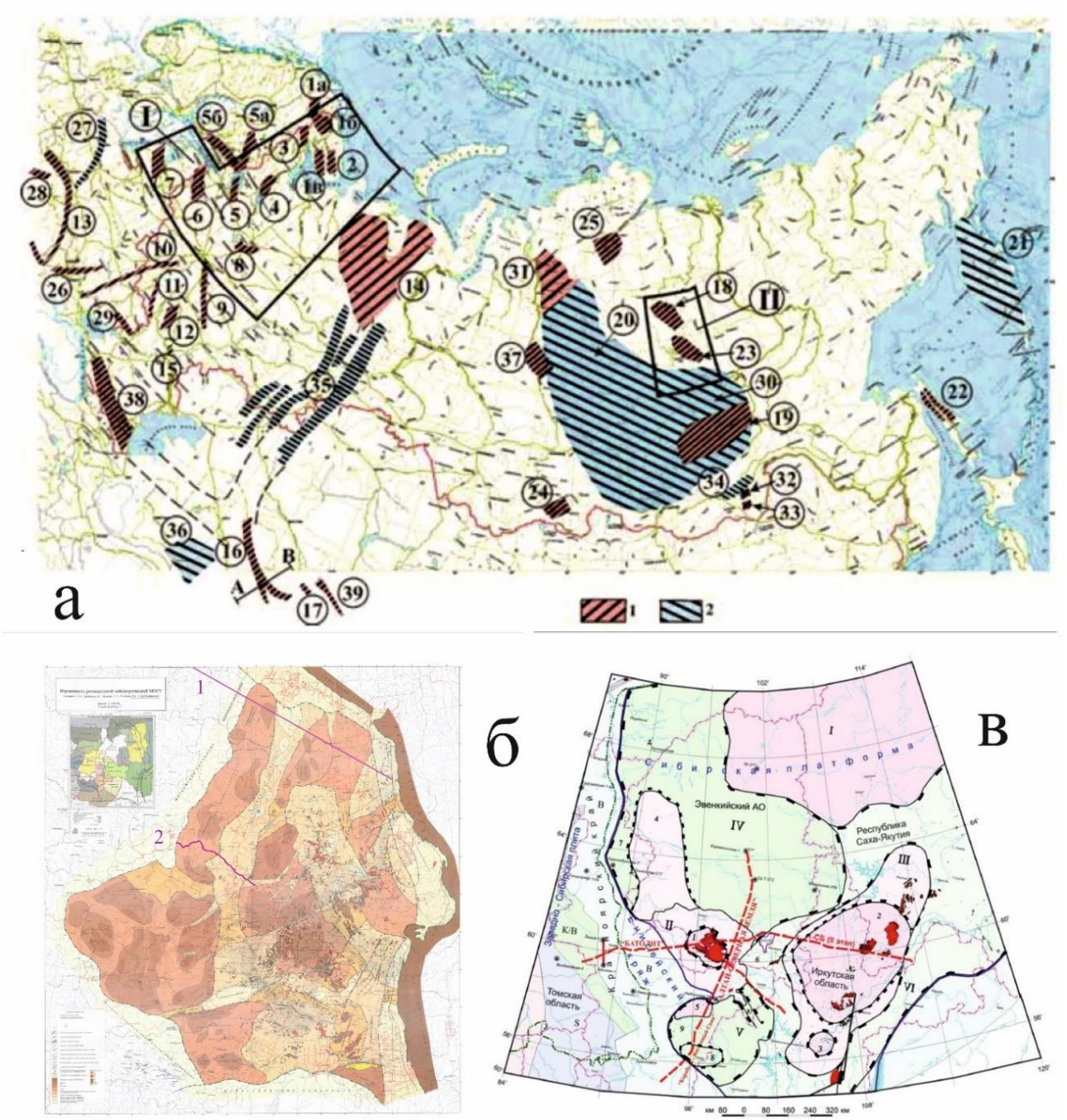


Рис. 1. (а) Схема расположения аномалий электропроводности в земной коре на территории России и в прилегающих районах [Жамалетдинов, 2007] (с сокращениями). Римскими цифрами I, II (в кружках) и профилем АВ обозначены участки детального анализа; (б) Карта изученности Волго-Уральской нефтегазоносной провинции [Трофимов, 2014]; (в) Схема расположения опорных профилей [Детков и др., 2007]

а: 1 – аномалии электронно-проводящей природы; 2 – аномалии флюидной природы. Названия коровых аномалий (арабские цифры в кружках): 1 – Печенгско-Варзугская; 1а – Лапландская; 2 – Кейвская; 3 – Тикшеозерская; 4 – Онежская; 5 – Ладожская; 5а – Ботническая; 5 – Южнофинляндская; 6 – Чудская; 7 – Прибалтийская; 8 – Вологодская; 9 – Тамбовская; 10 – Кировоградская; 11 – Курская; 12 – Воронцовская; 13 – Карпатская; 14 – Тимано-Печорская; 15 – Фроловская; 16 – Тянь-Шаньская; 17 – Ферганская; 18 – Анабарская; 19 – Бодайбинская (Байкальская рифтовая зона); 20 – Восточно-Сибирская; 21 – Камчатская; 22 – Сахалинская; 23 – Вилюйская; 24 – Минусинская; 25 – Хатангская; 26 – Измаил-Полтавская; 27 – Северо-Германская; 28 – Паннонская; 29 – Донбасская; 30 – Восточно-Сибирская; 31 – Норильская; 32 – Ундино-Балейская; 33 – Курунзулайская; 34 – Монголо-Охотская; 35 – Уральская; 36 – Копет-Дагская; 37 – Тунгусская; 38 – Северо-Кавказская; 39 – Таласо-Ферганская.

б: 1 – геотраверс ГСЗ «Костамукша – Семипалатинск»; 2 – геотраверс МОГТ «Татсейс»

Ниже по разрезу находится гетерогенная горизонтальная зона интенсивной сейсмической записи, по глубине соответствующая глубинам нижней и средней частей консолидированной коры. Основной вклад в интенсивность помимо горизонтальных отражений вносят наклонные отражения от боковых границ, как правило, лежащие вне вертикальной плоскости разреза [Кузин, 2022]. На разрезе граница Мохоровичича уверенно прослеживается по резкому изменению интенсивности амплитуды отраженных волн в интервале 13-17 сек.

На интервале Московская синеклиза – Котельнический свод – Кировско-Кажимский авлакоген фиксируется значительная по размерам (более 200 км) область динамически слабо интенсивной записи, отображающая картину вторжения мантийного флюида в земную кору. С севера на юг она прослеживается в средней и верхней частях консолидированной коры вплоть до склона Южно-Татарского свода. На времени 8–10 сек, начиная с центральной части Котельнического свода и до границы с Кировско-Кажимским авлакогеном, фиксируются динамически интенсивные аномалии сложной формы, образующие купол. Возможно, его возникновение обусловлено внедрением интрузии. На разрезе граница Мохоровичича уверенно прослеживается по резкому изменению интенсивности амплитуды отраженных волн в интервале 13-17 сек.

Северо-западный фрагмент геотраверса Татсейс на интервале Котельнический свод – Кировско-Кажимский авлакоген почти параллелен фрагменту геотраверса «Костамукша – Семипалатинск» (рис. 1б) и проходит примерно на 400 км южнее между 58° и 57° с.ш. Область вторжения хорошо коррелируется с доменом (блоком) низкой скорости (рис. 2а, б) и пониженными значениями Vp на границе Мохоровичича на интервале Сысольское поднятие – Кажимский прогиб (авлакоген). Присутствие на кровле границы Мохоровичича, под Сысольским поднятием домена с низкой скоростью подтверждает вывод о вторжении мантийного флюида и образование Котельнического свода (включая Сысольское поднятие). На схеме аномалий электропроводности геотраверс «Татсейс» проходит в 80 км северо-восточнее Йошкар-Олы (48°-50° восточной долготы, 60°-57° северной широты). Полосовые аномалии электропроводности (рис. 1а) на этой области вторжения не зафиксированы.

Следовательно, области вторжения мантийного флюида могут характеризоваться незначительными аномалиями электропроводимости. Возможно, что внедрение коромантийной смеси происходит при относительно низких температурах и сверхвысоких давлениях флюида, и судя по временному разрезу - преимущественно в газовой фазе.

Вторжение флюидных потоков из мантии в земную кору происходит на границах различных тектонических структур. Южнее г. Петрозаводска в районе 61° с. ш. (включая Онежское озеро) на разрезе опорного профиля 1-ЕВ наблюдается структура вторжения, её протяженность по границе Мохоровичича составляет около 120 км (рис. 2в). По размерам она уступает области флюидного вторжения на геотраверсе Татсейс, которая также находится на 61° с. ш. (рис. 2а). Через весь разрез фрагмента профиля 1-ЕВ в интервале глубин 10-20 км выделяется полоса слабоинтенсивной записи, причем в южной части разреза она более контрастна (рис. 2в). Обе эти области вторжения входят в трансконтинентальный линеамент 60° с. ш-61° с. ш. (Северный Евразийский).

В целом северная и южная части разреза профиля 1–ЕВ различаются интенсивностью отражающих границ. В северной части разреза волновая картина менее контрастна по сравнению с южной частью (рис. 2в). В южной половине разреза в подошве коры с небольшим наклоном на север прослеживается слой слабоинтенсивной записи. Он отличается от слоя, фиксируемого на глубине 10-20 км, четкими границами. Вероятно, он является каналом миграции мантийных флюидов. В этом проявляется ещё одно сходство между разрезом по «Татсейс» и разрезом по 1-ЕВ: на обоих разрезах южная часть более контрастная. Возможно, это вызвано более значительным насыщением разреза водой и присутствием контрастных (жестких) геологических структур (включая осадочный чехол). В верхней части коры в центре разреза профиля 1-ЕВ между пикетами 1100-1150 в Ладожской области вторжения ($H \approx 10$ км) фиксируется сетка взаимно пересекающихся наклонных отражающих границ, образующих подобие купола (рис. 2в). На разрезе электросопротивления (электропроводности) этому куполу отвечает область высокого сопротивления (рис. 2г). Сопоставление геоэлектрического разреза с сейсмическими данными показывает, что кровля и подошва проводящей области соответствуют областям повышенных значений относительно расслоенных пакетов отражающих горизонтов.

Онежская область вторжения полностью лежит на оси полосовой аномалии электропроводности. Возможно, на временном разрезе к полосовым аномалиям электропроводности относятся интенсивные наклонные отражения.

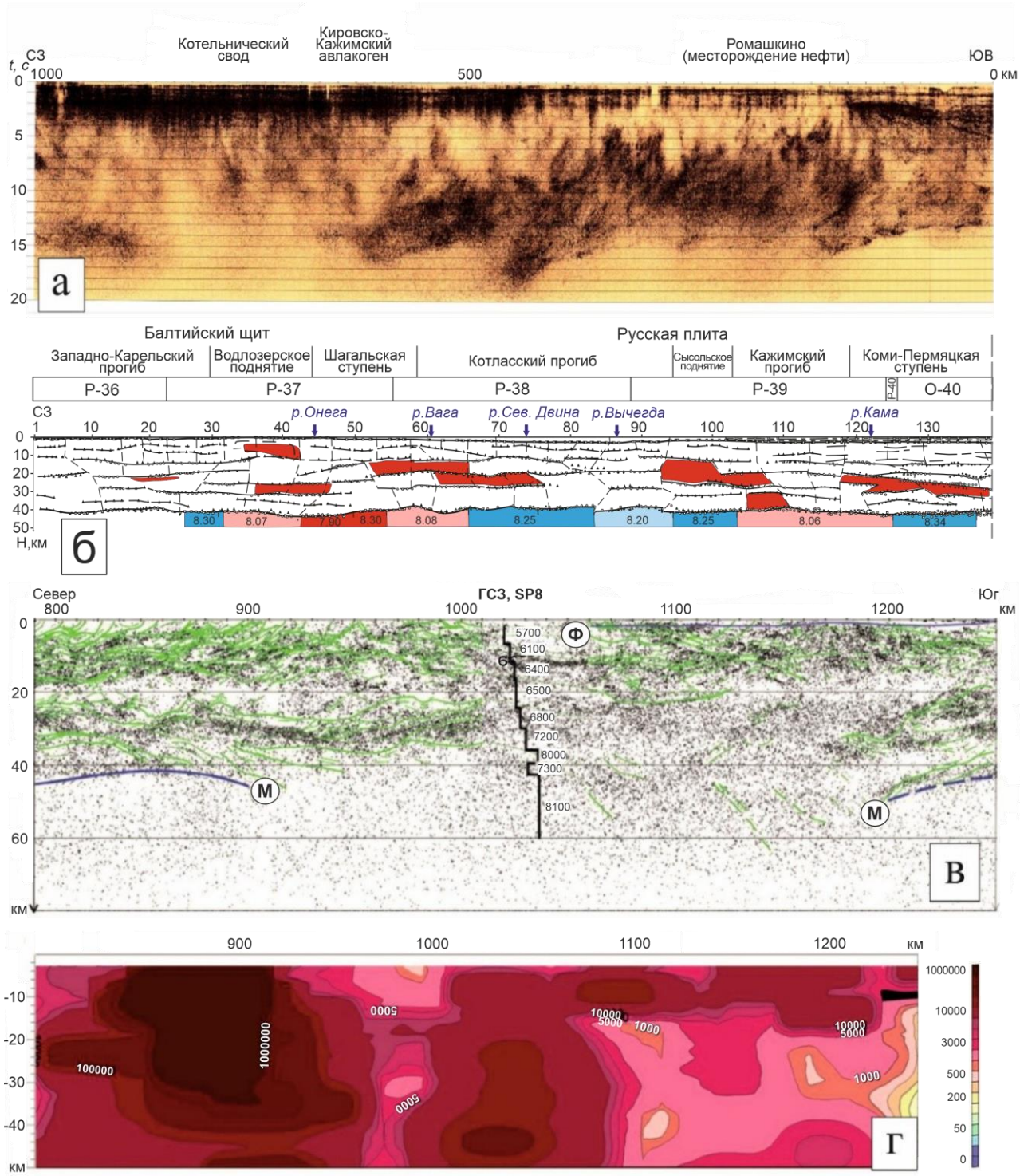


Рис. 2. (а) Временной мигрированный разрез по геотраверсу МОГТ «Татсейс» [Трофимов, 2014]; (б) Глубинный сейсмический разрез ГСЗ по геотраверсу «Костомукша – Семипалатинск» с упрощениями [Проект Рубин, 2013]; (в) Опорный профиль 1–ЕВ, мигрированный разрез МОГТ Восточная часть Фенноскандинавского щита в интервале 800–1270 км; (г) Геоэлектрический разрез [Сулейманов и др., 2007].
Красным и розовым цветом в разрезе консолидированной коры выделены домены с пониженными значениями скорости продольных волн (Vp). На границе Мохоровичича синим и красным цветом выделены блоки с повышенной и пониженной скоростью Vp

Эти отражения, как правило, являются разрывными нарушениями согласно залегающие с напластованием углеродистых (графитизированных) и сульфидно-графитовых сланцев. Онежская и Ладожская области вторжения очень контрастно выделяются в породах консолидированной коры аномально высокими значениями проводимости (рис. 2г). Эти области вторжения находятся под одноименными озерами, но на границе разделены зоной высокого сопротивления. Онежская область вторжения отличается меньшей интенсивностью сейсмической записи, чем Ладожская (рис. 2в).

Ладожская область находится несколько в стороне от линии профиля 1-ЕВ, возможно, это сказывается на картине интенсивности волнового поля (боковые отражения).

Онежская и Ладожская области вторжения могут быть представлены следующей моделью: в центре области вторжения (между Онежской и Ладожской) находится интрузивное тело с относительно высоким сопротивлением, по обе стороны от него лежат области слабоинтенсивной записи (области повышенного содержания газа).

Схожая модель наблюдается в Тульско-Тамбовской структуре на профиле 1-ЕВ [Сулейманов и др., 2007]: область вторжения флюида прослеживается от границы Мохоровичича и до границы фундамента. На границе Мохоровичича область вторжения флюида совпадает с массивом коромантийной смеси. Аномалия электронной проводимости, вероятно, связана с региональной зоной разломов, секущей ВЕП с северо-запада на юго-запад.

Главный Уральский разлом на временном разрезе разделяет область слабоинтенсивной записи между Центрально-Уральским поднятием и Тагильско-Магнитогорским прогибом (рис. 3а, б). Над ней в средней-верхней частях консолидированной коры выделяется область интенсивной записи в обрамлении зон слабоинтенсивной сейсмической записи. На разрезе Vp (рис. 3в) область слабоинтенсивной записи на границе Мохоровичича представлена контактом доменов с повышенной (Vp = 8.16 км/с) и «стандартной» (Vp = 8.00 км/с) значениями скорости. С этим контактом коррелируется зона Главного Уральского разлома. Над границей Мохоровичича находятся два домена с пониженной (слева) и низкой (справа) скоростью. Контакт этих доменов совпадает с Центральным Уральским поднятием. Залегающий выше в средней части коры домен с низкой скоростью совпадает с Тагильско-Магнитогорской мегазоной. В целом домены пониженной скорости на разрезе образуют овоид, характерный для картины отражающих границ по МОГТ.

Совсем другая картина распределения параметра Vp/Vs представлена на рис. 3г. На разрезе голубым и синим цветом выделены значения Vp/Vs меньше 1.74, розовым и красным больше 1.75. Минимальное значение Vp/Vs = 1.60, максимальное 1.90, шаг по шкале 0.05. Под Тагильско-Магнитогорским прогибом и до самой границы Мохоровичича находятся домены с пониженными значениями Vp/Vs. Зона Главного Уральского разлома совпадает с контактами доменов с низкими значениями Vp/Vs. Область преимущественно пониженных значений Vp/Vs (по форме она также схожа с овоидом) простирается от Предуральского краевого прогиба до Восточно-Уральского прогиба. Большая часть доменов с пониженными значениями Vp/Vs и Vp находится на подошве коры (H ≈ 30 км), в границах Уральской складчатой области (рис. 3в, г). Отдельный домен такого типа находится под Предуральским краевым прогибом на глубине 10-15 км. Следовательно, область слабоинтенсивной сейсмической записи на интервале «подошва коры – граница Мохоровичича» может быть интерпретирована как область повышенного содержания флюида в газовой фазе.

Предположение о взаимосвязи флюидных аномалий и угольных бассейнов, а также месторождений углеводородов согласуется с наличием огромной площадной флюидной аномалии на Восточно-Сибирской платформе (рис. 1а), а также крупной аномалии на северо-востоке Восточно-Европейской платформы. Была установлена четкая корреляция угольных бассейнов с волноводами в консолидированной коре. Флюидная аномалия на Восточно-Сибирской платформе охватывает районы с самыми разными тектоническими структурами (рис. 1а, в). На региональном профиле «Батолит» (МОГТ) на всех тектонических структурах (рис. 1в) в консолидированной коре наблюдаются динамические аномалии флюидной природы (рис. 3е). Антиклинальные поднятия на поверхности Мохоровичича служат самыми интенсивными источниками газонасыщения консолидированной коры (рис. 3е). На разрезе ГСЗ в средней части коры конфигурация изолиний скорости продольных волн (рис. 3д) хорошо коррелируется с областями контрастного распределения динамических аномалий на разрезе МОГТ. Наиболее четко эта связь видна в областях малоинтенсивной сейсмической записи.

На разрезе мгновенных частот (рис. 3ж) отчетливо проступает горизонтальная флюидная зональность консолидированной коры [Кузин, 2019], которая согласуется со скоростной зональностью на разрезе ГСЗ (рис. 3д). Помимо этого, значительно контрастнее, чем на временном разрезе, в центральной части Курейской синеклизы фиксируется интрузивное тело, которое сопровождается фронтом интенсивной записи (повышенное водонасыщение), поднявшегося вплоть до верхней части консолидированной коры. На разрезе мгновенных амплитуд (рис. 3з) это интрузивное тело практически не видно. Консолидированная кора Курейской синеклизы в целом представляется квазиоднородной толщей. Весь разрез по интенсивности делится на области с низкой и высокой интенсивностью: осадочный чехол с высокой интенсивностью, верхняя и средняя часть консолидированной коры с низкой интенсивностью, нижняя часть коры с более высокой интенсивностью (в особенности на её подошве) и низкой интенсивности в верхней мантии.

Из анализа можно сделать следующие выводы относительно областей вторжения мантийного флюида в земную кору. Внедрению магмы предшествовало внедрение газовой фазы флюида. Волновая картина на профиле Татсейс показывает огромное пространство рассеяния упругой энергии. Возможным объяснением её образования является вторжение смеси газов, в которой основной объем составляют водород и гелий. Такие их свойства в преобразовании горных пород как аморфитизация, «фоновое» разрушение и взрывное выделение при насыщении, перенос других более тяжелых газов, восстановление структуры кристаллической решетки после диффузии, образование OH и H_2O. Последнее (OH и H_2O) позволяет объяснить увеличение водонасыщенности (влажности) нижней части коры. Как следствие, моделирование образования интрузий должно учитывать существенное изменение всех параметров вмещающей среды перед её внедрением.

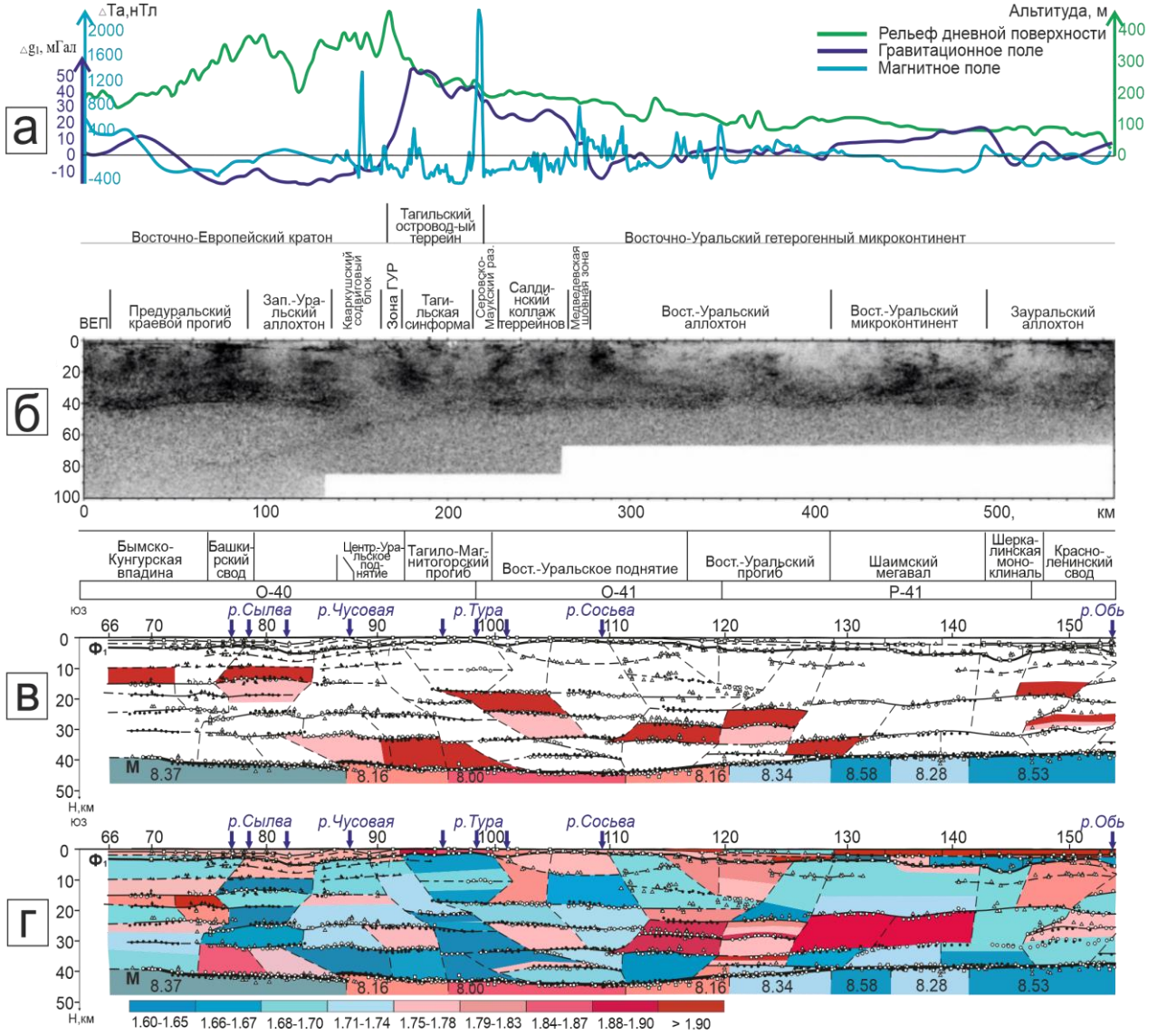


Рис. 3. (а) Графики рельефа дневной поверхности, гравитационного и магнитного поля; (б) Глубинный разрез МОВ-ОГТ в мгновенных амплитудах после углубленной обработки [Рыбалка и др., 2008]; (в) Сейсмический разрез ГСЗ «Нижний Тагил – Уренгой» [Проект Рубин, 2013] с доменами пониженной скорости продольных волн. На рисунке они выделены красным цветом; (г) Сейсмический разрез ГСЗ «Нижний Тагил – Уренгой» [Проект Рубин, 2013], отношения скорости продольных волн к скорости поперечных волн (Vp/Vs)

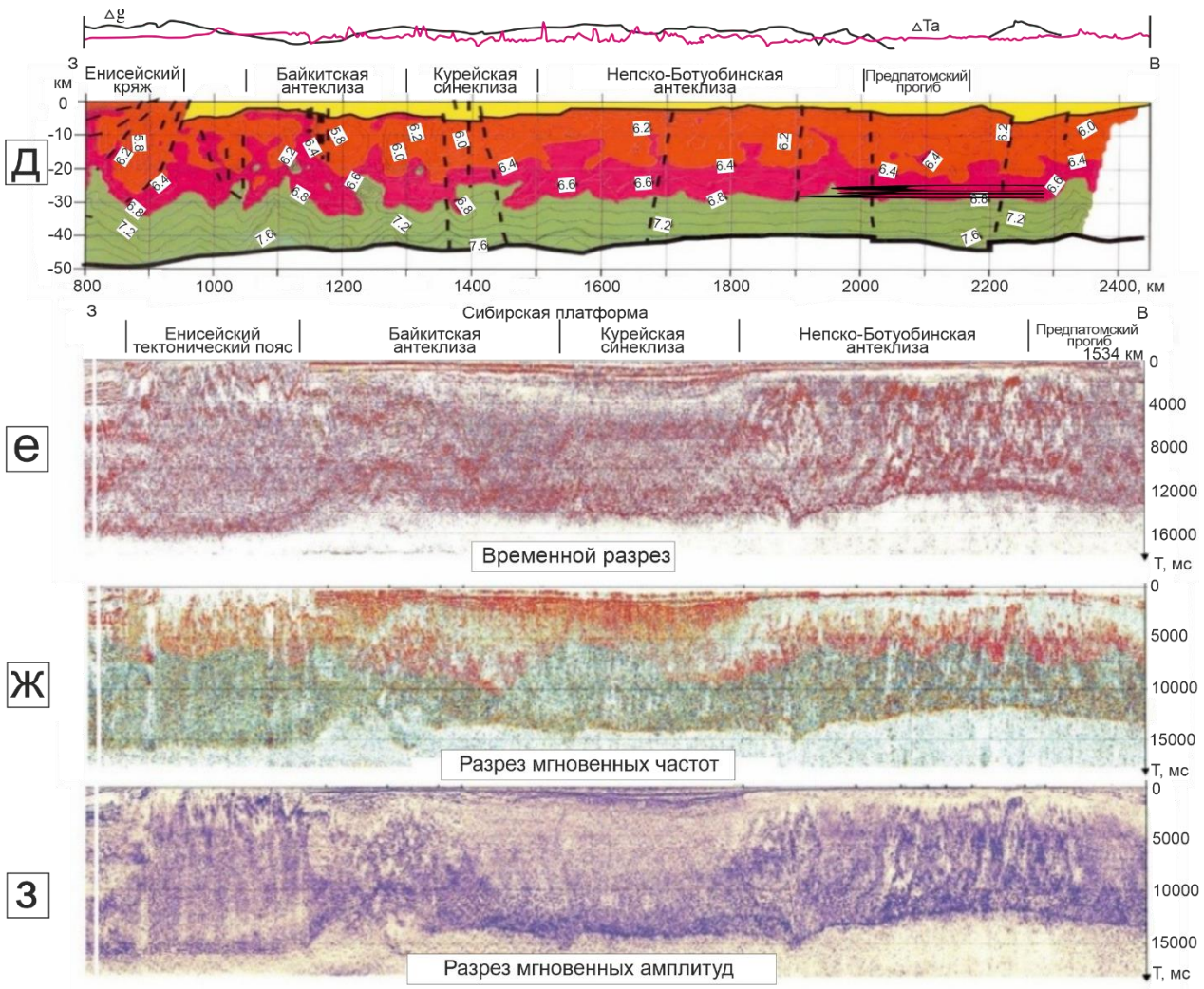


Рис. 3. (д) Сейсмотомографический разрез по профилю ГСЗ «Батолит» [Сурков и др., 2003]; (е) Строение земной коры и верхней мантии по опорному маршруту Батолит-1 – СБ [Детков и др., 2007]. Временной разрез; (ж) Строение земной коры и верхней мантии по опорному маршруту Батолит-1 – СБ. Разрез мгновенных частот; (з) Строение земной коры и верхней мантии по опорному маршруту Батолит-1 – СБ. Разрез мгновенных амплитуд

Выводы. 1. Области вторжения могут быть разделены на два типа: преимущественно с газонасыщенным флюидом и преимущественно со смешанным газово-водным составом.

2. По возрасту газонасыщенные области более молодые, чем области смешанного состава.

3. Наиболее молодые области могут не находить отображения в аномалиях электропроводности. Аномалии с электронной проводимостью коррелируются с древними областями вторжения.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзаказа. Рег. номер Минобрнауки России - FMME-2022-0004. Номер гос. НИОКТР в РОСРИД - 122022800270-0

Литература

1. *Жамалетдинов А.А.* Электронно-проводящие структуры континентальной литосферы // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов. Труды Всероссийской (с международным участием) конференции – Апатиты: Изд. Геологического института КНЦ РАН. 2009. С. 71–77.
2. *Детков В.А., Вальчак В.И., Горюнов Н.А., Евграфов А.А.* Особенности строения земной коры и верхней мантии юга Сибирской платформы в сечении опорных маршрутов Батолит и Алтай-Северная Земля // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. Мат. Международного научно-практического семинара. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2007. С. 26–31.

3. *Кузин А.М.* Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в геологической среде по сейсмическим данным // Сборник трудов «Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений». К 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина. – М.: ГЕОС. 2011. С. 276–301.
4. *Кузин А.М.* О некоторых общих свойствах флюида в геологических процессах, явлениях и закономерностях (к обоснованию единой системы геолого-геофизического изучения недр). Часть 1, 2 // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2015. Вып.2 (12).
5. *Кузин А.М.* О флюидной зональности консолидированной земной коры по данным наблюдений МОГТ-ГСЗ. Часть 1, 2. // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып.1 (24).
6. *Кузин А.М.* О методологии геологической интерпретации // Проблемы минерагении, экономической геологии и минеральных ресурсов: Часть I. Основные проблемы геологии и рудообразования, кластерная эволюционная минерагения и минеральные ресурсы. Часть II. Воспоминания, научно-популярные и литературные произведения: Науч.-лит. альманах / Гл. ред. В.И. Старостин; Фонд имени академика В.И. Смирнова. – М.: МАКС Пресс. 2022. С. 100–135.
7. Проект Рубин – 1990. Профиль ГСЗ «Костамукша – Семипалатинск», «Нижний Тагил – Уренгой» // Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. – СПб.: ВСЕГЕИ. 2013. С. 48–50.
8. *Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубин С.Н. Юхлин К.* Среднеуральский трансект ESRU // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2006. С. 390–401.
9. *Сулейманов А.К., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. Липилин А.В.* Результаты комплексных глубинных геолого-геофизических исследований Восточноевропейского кратона (опорный геофизический профиль 1-ЕВ) // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. Мат. Межд. науч.-практ. сем. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2007. С. 224–228.
10. *Сурков В.С., Кузнецов В.Л., Лотышев В.И.* Глубинное строение земной коры нефтегазоносных провинций Сибири // Разведка и охрана недр. 2003. №11-12. С. 6–8.
11. *Трофимов В.А.* Глубинные региональные сейсморазведочные исследования МОГТ нефтегазоносных территорий. – М.: ГЕОС. 2014. 202 с.

ВОЛНОВОДЫ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ И ДЕГАЗАЦИЯ ЗЕМЛИ

А.М. Кузин

Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), г. Москва, Россия; amkouzin@ya.ru

Волноводы (пласты или горизонты с относительно низкими значениями скорости и/или электрического сопротивления) являются одними из интересных геологических образований. С волноводами связывают образование месторождений углеводородов и рудной минерализации. Обобщение данных по изучению волноводов [Кузин, 2014] позволило выделить закономерности в их залегании и свойствах (ссылки на источники в [Кузин, 2014, 2022]).

Сейсмические волноводы. 1 – Присутствуют в различных по геологическому строению и истории развития районах. На всех континентах слои с пониженной скоростью зафиксированы в платформенных и складчатых областях. Мощность волновода и величина снижения в нем скорости увеличиваются от древних структур к молодым. 2 – Секут различные литологические комплексы пород и складчатость. 3 – По глубине встречаются, начиная с несколько сотен метров. Отсутствует какая-либо принадлежность волноводов к определенным глубинам. 4 – В океанической коре выделены на всех глубинных уровнях верхней литосферы. Мощность волноводов варьирует от 0.5 м до 15-30 м на глубинах 25-70 км. Самые неглубокие слои низкой скорости мощностью до первых метров были выделены в интервале 160-370 метров ниже дна. 5 – Нет различий в распространенности и глубине залегания в континентальной и океанической коре. 6 – По сейсмическим свойствам подобны другим типам разрывных нарушений и делятся на преимущественно газонасыщенные и водонасыщенные.

Электрические волноводы. 7 – Они выделены в верхней, средней и нижней частях консолидированной коры. Слои повышенной электропроводимости зафиксированы на глубине в пределах первой сотни метров. 8 – По типу проводимости подразделяются на волноводы с электронной и флюидной проводимостью.

К возможным механизмам образования сейсмических волноводов относятся следующие (ссылки на источники в [Кузин, 2014]): 1. Волновод как линия пересечения (узел) поверхностей разрывных нарушений. 2. Развитие лежачих складок с образованием в них субгоризонтальных поверхностей. 3. Волноводы как границы перехода от одного типа разрушения к другому. 4. Границы изменения напряженного состояния в консолидированной коре. 5. Интерференция падающих и отраженных тектонических волн от поверхности земли. 6. Гидрогенно-химическое разуплотнение пород.

Последующее изучение волноводов было обусловлено проблемой образование залежей угля и аномального в ряде случаев выделение из них метана. До настоящего времени для угля оставались не выясненными два основных вопроса [Происхож. Угля …, 2020]. 1. Невозможность реконструкции уплотнения торфа до плотности угля с вмещающими его породами. Плотность вмещающих пород меньше, чем угля («загадочный парадокс» по академику Д.В. Наливкину). 2. Пик образования угля приходится на пермский период с аридным климатом, а не каменноугольный период с колоссальным развитием растительного покрова на планете. К тому же, в пермский период произошло накопление каменной соли. Несмотря на то, что для углерода углей статистически достоверно установлены биогенные и эндогенные изотопно-различные формы нахождения в углях высоких степеней метаморфизма [Войтов, 1988], анализ глубинного строения земной коры и верхней мантии на основе интерпретации сейсмических данных в угольных бассейнах по данным не проводился. Автором впервые был выполнен совместный анализ сейсмических и электрических волноводов консолидированной коры, пересекающих угольные бассейны (районов, площадей) на территории России.

Сейсмические и электрические волноводы коррелируются между собой, но контуры сейсмических и электрических волноводов часто не совпадают, что объясняется различием физических основ методов. Нужно отметить, что низкие значения скорости сейсмических волн и плотности, а также резкая акустическая граница с вмещающими породами определяют угольный пласт как типичный волновод [Азаров, Яковлев, 1988]. При сопоставлении контуров угленосных бассейнов и районов наблюдается хорошее их совпадение с проекциями сейсмических волноводов на дневную поверхность (рис. 1а). Проекции волноводов на поверхности наблюдений можно подразделить на два типа: площадные и полосовые. Для электрических волноводов, также как для сейсмических

наблюдаются площадные и линейные (полосовые) аномалии электропроводности (рис. 1б). По характеру проводимости выделяют два типа волновода: с флюидной и с электронной проводимостью [Жамалетдинов, 2009]. Мощные коровые электронно-проводящие волноводы выделены в палеозойском фундаменте Сибири (рис. 1б). Волноводы с графитистыми отложениями установлены по результатам бурения. С некоторыми из этих аномалий коррелируются месторождения рудной минерализации и углеводородов [Жамалетдинов, 2009].

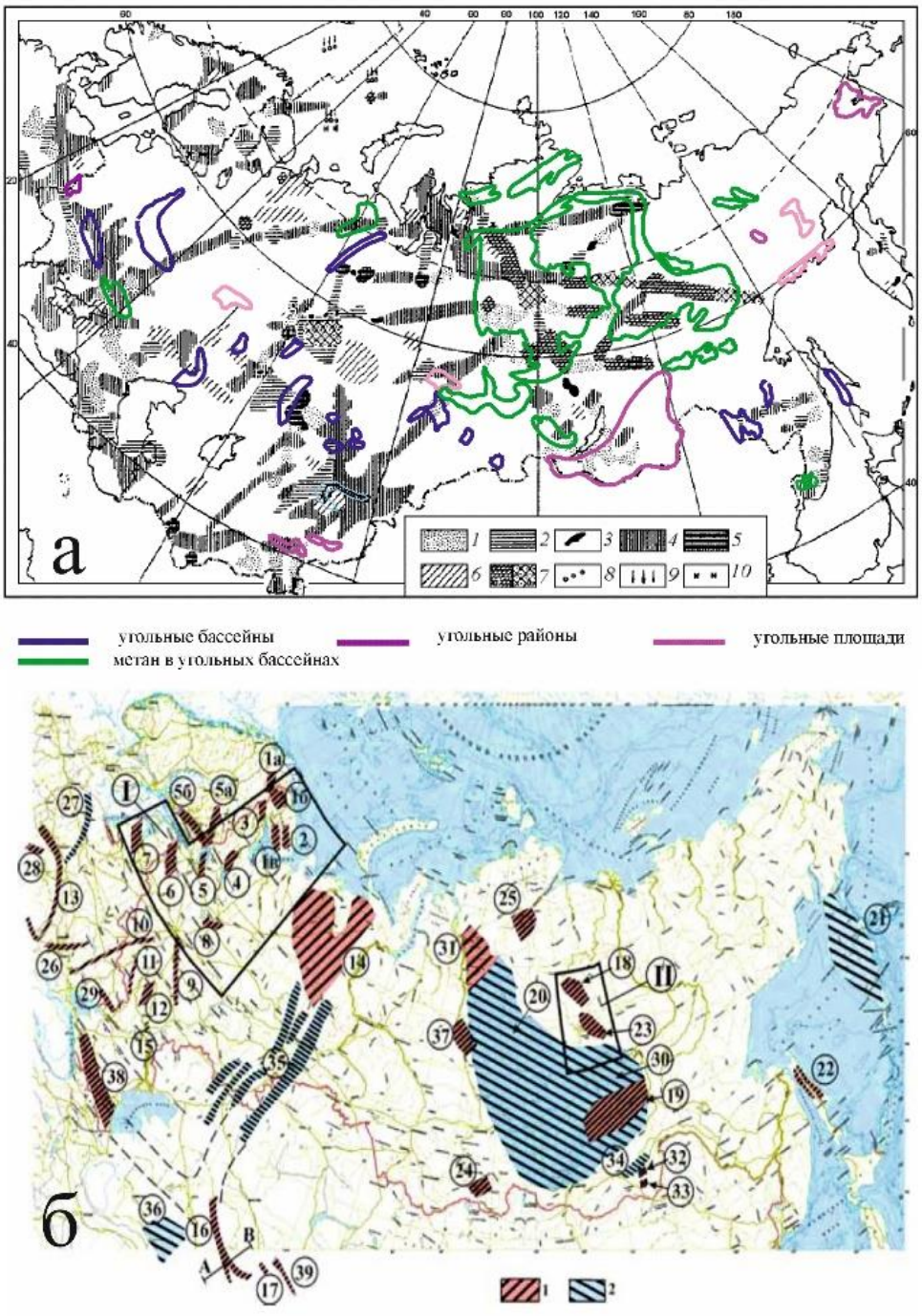


Рис. 1. (а) Карта волноводов на территории стран СНГ [Краснопевцева, 1978]; (б) Схема расположения аномалий электропроводности в земной коре на территории России и в прилегающих районах [Жамалетдинов, 2009], с сокращениями: цветными контурами выделены угольные бассейны, районы, площади, зеленым цветом выделены метаноносные угольные бассейны из [Миронов, 1991].
1, 2, 3 – положение волноводов соответственно в верхнем, среднем и нижнем слоях коры; 4 – участки достоверного отсутствия волноводов; 5 – участки с двумя волноводами в верхней и средней коре; 6 – участки вероятного отсутствия волноводов; 7 – участки вероятного наличия волноводов: а) – в верхней коре, б) – в средней коре; 8 – положение коровых волноводов по данным интерпретации поверхностных волн от землетрясений в верхней коре; 9 – то же в средней коре; 10 – то же в нижней коре

В целом положение сейсмических и электрических волноводов хорошо совпадает с угольными бассейнами. Под всеми угольными бассейнами фиксируются сейсмические волноводы. В наибольшей мере эта взаимосвязь характерна для угольных бассейнов с высоким содержанием метана (рис. 1а). Очевидно существование взаимосвязи между распространением волноводов в консолидированной коре и насыщенностью осадочного чехла углеродистыми и углеводородными соединениями, что дает основание предполагать поступление метана непосредственно из зоны волновода. Метан является основным компонентом природных газов угольных пластов, не затронутых процессами газового выветривания. Его концентрация в смеси природных газов доходит до 80-98%. Метан может находиться в угольных пластах в свободном, адсорбированном или растворённом состояниях.

Четкая корреляция угольных бассейнов с волноводами позволила прийти к выводу, что возникновение волноводов определяется процессом дегазации Земли. Индикатором глубинных разрывных нарушений служит гелий и водород. Так, на глубоких горизонтах шахт Партизанского бассейна максимальные концентрации гелия (0.15-0.16%) фиксировались в свободных газопроявлениях и суфлярах (трещинах). На Таврическом месторождении содержание гелия в свободных газопроявлениях горизонта 600 м достигает 0.087-0.104%, на Подгородненском месторождении концентрации гелия в составе свободных проявлений в мульдовой части структуры достигали 0.111-0.128%. Отсутствие в угленосных отложениях радиоактивных минералов, которые содержат химические элементы, генерирующие гелий, означает, что его источник находится под угленосными отложениями. Нужно заметить, что крупнейшие месторождения газа Восточной Сибири характеризуются повышенным содержанием гелия. На присутствие проявлений глубинной миграции также указывает изменчивость в углекислом газе значений ∂ C13 ряда «уголь – свободные газопроявления – подземные воды – подстилающие отложения» (-20-1716-11 и 9‰) [Гресов, 2008]. Водород был непосредственно обнаружен на месторождениях угля [Гуревич, 1946].

В результате проделанного анализа были сделаны следующие выводы, изложенные в [Кузин, 2022]. 1. В консолидированной коре всех метаноносных угольных бассейнов и районов прослеживаются сейсмические волноводы. 2. Положение сейсмических и электрических волноводов в плане четко коррелируется между собой. 3. Положение сейсмических волноводов в плане хорошо совпадает с угольными бассейнами и в первую очередь - с бассейнами с повышенным содержанием метана. 4. Совместное расположение в плане сейсмических и электрических волноводов коррелируется с рудными и нефтегазоносными месторождениями. 5. Корреляция электрических и сейсмических волноводов с угольными бассейнами объясняет природу образования волноводов процессом дегазации Земли.

Дальнейшее рассмотрение проводилось по сети пересекающихся профилей с целью получения взаимоувязки глубинных разрезов с выделенными волноводами. Была проведена переинтерпретация глубинных разрезов профилей многоволнового сейсмического профилирования по проектам: КВАРЦ (г. Мурманск – г. Кызыл); РУБИН (РУБИН-1 – г. Костомукша – г. Семипалатинск и РУБИН-2 – г. Нижний Тагил – г. Уренгой); АГАТ (сеть из пяти профилей на северо-западе России общей протяженностью 3310 км).

Анализ особенностей в залегании волноводов проводился по восьми профилям ГСЗ на Русской платформе и Западно-Сибирской плите. Проект АГАТ, профиль Чешская губа – Пай-Хой (АГАТ-1). На разрезе волновод залегает по всей длине профиля. В западной половине разреза он лежит на границе Мохоровичича, в восточной половине разреза - в средней части коры. Граница между ними проходит по Предуральскому краевому прогибу. Еще один волновод (с позиции сейсмического метода) находится в центральной части профиля в подошве осадочного чехла и прослеживается волновод более чем на 400 км.

Вероятно, образование всех этих волноводов объясняется различными причинами и процессами геологическими развития. Например, образование волновода в западной части разреза (в подошве коры) может быть связано с дегидратацией и появлением воды в подошве коры. По данным А.В. Егоркина средние значения Vp/Vs с глубиной на платформах увеличиваются [Егоркин, 1996]. Разрыв волновода под Канино-Колгуевским поднятием позволяет предполагать здесь источник поступления флюида. Волновод в средней части коры (Уральский краевой прогиб – Уральская складчатая область) может быть объяснен вертикальной миграцией флюида из мантии. Он залегает с наклоном от кровли границы «Конрада» на западе Предуральского прогиба (H ≈ 20 км) и до глубины около 11-12 км на восточном окончании профиля. Волноводы в области Урала тяготеют к контактам на границе Мохоровичича. На это указывает схожесть форм залегания волновода в средней части коры и в осадочном чехле.

Все волноводы являются только частью протяженных сейсмических границ. Такую картину распределения волноводов в разрезе можно интерпретировать накоплением флюида вдоль непроницаемых интервалов границ. Можно предполагать, что по аналогии с осадочным чехлом сейсмические границы в консолидированной коре являются границами смены доархейских этапов эволюции континентальной коры. Также как границы в осадочном чехле, они в целом ряде случаев синфазны по отношению к выше и ниже лежащим границам и рельефу поверхности земли.

Эти выводы подтверждаются распределением волноводов в разрезах коры по другим сейсмическим профилям. Профиль Белое море – г. Воркута (АГАТ-2) параллелен профилю АГАТ-1. Волноводы прослеживаются почти по всей длине профиля на глубине от 7 до 35 км. В западной части профиля под Беломорским поднятием волноводы залегают на глубине 13-20 км и 25-33 км на отдельных интервалах сейсмических границ. В центральной части разреза волноводы хорошо коррелированы с контактами разноскоростных блоков на границе Мохоровичича. Над относительно низкоскоростным блоком выше границы Мохоровичича расположен самый крупный по мощности волновод.

Волноводы в основном находятся на отдельных интервалах протяженных сейсмических границ. Наиболее продолжительный волновод прослеживается в средней части коры вдоль региональной сейсмической границы на глубине H = 30 км. Волновод в средней – нижней частях коры в Печорском и Предуральском прогибах залегает с обратным падением по отношению к волноводу на профиле АГАТ-1. В подошве осадочного чехла, как и на профиле АГАТ-1, находится волновод, но прослеживается он на значительно большем интервале, включая Уральскую складчатую систему. Все эти особенности прослеживания волноводов могут свидетельствовать о миграции флюида из мантии.

Профиль «Двинская губа – р. Мезень» (АГАТ-3) параллелен профилям АГАТ-1 и АГАТ-2, но целиком расположен на Русской платформе. В северо-западной части разреза этого профиля волноводы четко коррелируются с контактом мантийных блоков и простираются вдоль горизонтальных сейсмических границ. Волноводы прослеживаются приблизительно с глубины 15 км и до глубины 32 км в западной части профиля. Причем, два волновода находятся над относительно низкоскоростным блоком границы Мохоровичича.

Профиль «р. Онега – Чешская губа» (АГАТ-4) пересекает АГАТ-1, 2, 3 под углом около 45 градусов. Все волноводы залегают в соответствии с сейсмическими границами в коре в диапазоне глубин от 10 км до 35 км с восстанием на север. Корреляция с границами мантийных блоков наблюдается особенно четко в центральной части разреза. Волновод приблизительно на глубинах 20-30 км совпадая с сейсмическими границами прерывисто прослеживается через весь разрез.

Профиль «р. Вага – Белое море» (АГАТ-5) расположен перпендикулярно профилям АГАТ-1, 2, 3. На этом профиле волноводы преимущественно распространены под Беломорским поднятием в нижней и средней частях консолидированной коры. Между сейсмической контрастностью (белые и черные кружки на границах) и наличием волновода вдоль границы взаимосвязи не просматривается, что может указывать на недеформационный (флюидный и/или литологический) характер сейсмического контакта.

На этом профиле картина распределения волноводов и блоков с низкими значениями Vp на границе Мохоровичича может интерпретироваться как результат миграции флюида из мантии и, вероятно – активизации беломорского тектонического блока.

По проекту РУБИН было отработано два профиля ГСЗ. На разрезе профиля РУБИН-1 очень четко просматривается наклон наиболее протяженных границ на восток в сторону Урала. На всем профиле достаточно уверенно прослеживается корреляция волноводов с контактами на границе Мохоровичича. Картина распределения волноводов дает основание интерпретировать её фактом заполнения флюидом отдельных интервалов сейсмических границ, особенно в центральной и восточной частях разреза. Волноводы подчеркивают «клавишный» характер поведения сейсмических границ вследствие разных по амплитуде вертикальных перемещений тектонических блоков. Заполнение флюидом преимущественно наклонных границ предполагает общее направление тектонического напряжения, при котором происходила флюидизация. Уральская складчатая область по форме напоминает факел: низкие значения скорости на границе Мохоровичича выше по разрезу переходят в низкие значения скорости в нижней и средней частях коры. В восточной части профиля (за Уралом) при почти целиком низкоскоростной границе Мохоровичича в коре прослеживаются только отдельные низкоскоростные горизонты, что можно интерпретировать различным литологическим составом пород коры и различием их экранирующих свойств.

Профиль РУБИН-2 – «г. Нижний Тагил – г. Уренгой» в центральной части Уральской складчатой системы пересекается с профилем РУБИН-1 в области относительно пониженных значений

скорости на границе Мохоровичича. На этом профиле также просматривается схожая с профилем РУБИН-1 картина. Волноводы в основном сконцентрированы в районе Урала. Хорошо заметно заполнение флюидом отдельных интервалов блоков под сейсмическими границами на разных глубинных уровнях. Обращает на себя внимание распределение низких значений в отдельных доменах (домен – термин Н.К. Булина для обозначения блока с отличными от соседних с ним блоков значениями сейсмических параметров). В верхней части таких доменов фиксируются более низкие значения скорости, чем в нижней части домена. Это можно объяснить накоплением флюида перед экраном или меньшей пористостью в нижней части. Возможно, имеет место и то, и другое объяснение, о чём свидетельствует характер распределения скорости в доменах, лежащих на границе Мохоровичича в левой части разреза.

Проект КВАРЦ, профиль ГСЗ-МОВЗ «г. Мурманск – г. Кызыл» отличается самой большой продолжительностью сейсмических границ. Волноводы фиксируются от первых километров и до поверхности Мохоровичича, причём на Русской платформе больше, чем на Западно-Сибирской плите. Самый протяженный волновод наблюдается в пределах Западно-Сибирской плиты на границе осадочного чехла и фундамента. Под ним два из трех волноводов залегают на поверхности Мохоровичича. Местоположение волноводов, прилегающих и лежащих на границе Мохоровичича, совпадает с перегибами и уступами на границе. В целом почти все волноводы «синфазны» сейсмическим границам, повторяя положительные и отрицательны формы границ, что дает основание связывать образование волноводов с заполнением флюидом проницаемых пластов (горизонтов, блоков) под сейсмическими границами.

Таким образом, установлены следующие типы соотношения волноводов с вертикальными контактами на границе Мохоровичича: 1 – Волновод генетически связан с контактом блоков на Мохо; 2 – Волновод терпит разрыв над контактом на Мохо; 3 – Структура, морфология волновода не меняется над контактом над Мохо.

Из проведенного анализа глубинных разрезов следует. 1. Все волноводы коррелируются с упругими и структурными неоднородностями на границе Мохоровичича, но определенных соотношений не установлено. 2. Волноводы могут быть представлены в разрезе как отдельными пластами, так и 2-3 пластами. Вероятно, существенная роль здесь принадлежит экранирующим свойствам пород, перекрывающим волновод. 3. В верхней части земной коры выделен волновод регионального простирания. Он может находиться в подошве осадочного чехла или в самой верхней части консолидированной коры на границе с осадочным чехлом. Его залегание не зависит от формы поверхности консолидированной коры, он фиксируется под впадинами и поднятиями.

Дегазация Земли является универсальным фактором образования волноводов при всём многообразии других механизмов их образования. Действительно, при дегазации Земли состав газов и их соединений весьма разнообразен: водород и его соединения (силан и др.), гелий, азот и его соединения, кислород и его соединения, галогены и их соединения, соединения углерода, инертные газы. Выброс из литосферы означенных газов за год огромен: углеводородов – $2 \cdot 10^{11}$, азота – $2 \cdot 10^{10}$, водорода – $6 \cdot 10^{9}$ [Войтов, 1986].

Особая роль в образовании волноводов принадлежит легким газам. В зонах повышенной дегазации на сейсмических границах консолидированной коры под действием легких газов в породах происходит уменьшение проницаемости [Гуфельд, 2007, 2018]. Аналогичный эффект установлен для осадочных пород. Например, показано, что после воздействия водорода на осадочную породу величина пористости уменьшается на 4.6 %, проницаемости – на 7.9 %. На границах изменения упругих свойств проходят процессы охрупчивания и аморфитизации. Водород является наиболее сильным аморфизатором. В аморфных структурах координационные числа и межатомные расстояния как минимум в первой координационной сфере неодинаковы для разных атомов. При этом в аморфных структурах свободный объем будет больше, чем в кристаллических структурах. Для аморфизированных структур модули сдвига и Юнга меньше на 30-50%, чем аналогичные величины в кристаллических материалах. Аморфные структуры в геологической среде должны абсорбировать на 40-50% водорода больше, чем кристаллические вещества. В аморфизированных материалах коэффициент диффузии несколько выше, чем в кристаллических структурах и имеет сильную зависимость от концентрации водорода [Гуфельд, 2018]. В результате вдоль границ этих структур будут накапливаться другие газы, проходить физико-химические (электро-химические) реакции. Водород также может являться источником механической энергии для поддержания процесса флюидизации. Для геологической среды коэффициент теплового расширения $\alpha \sim 10^{-5} \div 5 \cdot 10^{-6}$ 1/град и концентрации диффундирующего водорода в твердой фазе около 0.1 $см^3$/кг, предельная деформация литосферы будет достигнута при повышении температуры на 10-20° С. Реакцией на эти процессы будут

обратимые изменения объема типа: «расширение – сжатие – расширение». Соответственно, области коры с повышенным уровнем миграции водорода могут характеризоваться более высокой плотностью волноводов [Гуфельд, 2006]. Возможно, водородной дегазацией объясняется образование волноводов между структурами прогибаний и поднятий на границе Мохоровичича.

Выводы. 1. Образование волноводов, помимо перечисленных выше механизмов, может быть объяснено процессом дегазации Земли. 2. Положение волноводов в разрезе зависит от экранирующих свойств пород. 3. Волноводы формируются предположительно в областях повышенной миграции, в первую очередь - легких газов, водорода и гелия. 4. Выделен региональный волновод, залегающий в подошве осадочного чехла на границе с кристаллическим фундаментом или в кровле фундамента. Его местонахождение явно свидетельствует в пользу дегазации Земли.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзаказа. Рег. номер Минобрнауки России - FMME-2022-0004. Номер гос. НИОКТР в РОСРИД - 122022800270-0

Литература

1. *Азаров Н.Я., Яковлев Д.В.* Сейсмоакустический метод прогноза горно-геологических условий эксплуатации угольных месторождений. – М.: Недра. 1988. 199 с.
2. *Войтов Г.И.* Химизм и масштабы современного потока природных газов в различных геоструктурах Земли// Журнал Всесоюзного химического общества. 1986. Т.31. №5. С. 533–540.
3. *Войтов Г.П.* Об изотопном составе углерода угля, углекислоты и метана в Донбассе // Геологический журнал. 1988. №1. С. 30–43.
4. *Гресов А.И.* Воздействие глубинной дегазации на формирование угленосных бассейнов юга Дальнего Востока // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Материалы Всероссийской конференции. 22-25 апреля 2008 г. – М.: ГЕОС. 2008. С. 122–125.
5. *Гуревич М.Г.* Обнаружение водорода в газах угольных месторождений Кузбасса // Доклады АН СССР, нов. Сер. 1946. Т.52. №4. С. 234–236.
6. *Гуфельд И.Л.* Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. – Королев: ЦНИИМАШ. 2007. 160 с.
7. *Гуфельд И. Л.* Сейсмическая опасность. От лабораторных исследований к мониторингу и исследованиям процессов в реальной геологической среде. – М.: Onebook.ru. 2018. 78 с.
8. *Егоркин А.В.* Многоволновые глубинные сейсмические исследования // Геофизика. 1996. №4. С. 11–14.
9. *Жамалетдинов А.А*. Электронно-проводящие структуры континентальной литосферы // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов. Труды Всероссийской конференции. Апатиты: Изд. Геологического института КНЦ РАН. 2009. С. 71–77.
10. *Краснопевцева Г.В.* Геолого-геофизические особенности строения слоев с пониженными скоростями в земной коре, Региональная, разведочная и промысловая геофизика. – М. 1978. 40 с.
11. *Кузин А.М.* Горизонты инверсии упругих свойств геологической среды в данных сейсмических наблюдений // Геофизические исследования. 2014. Т.15. №3. С. 71–82.
12. *Кузин А.М.* О возможной взаимосвязи угольных бассейнов с горизонтами пониженной скорости и повышенной электропроводности консолидированной коры // Уральский геологический журнал. 2022. №4 (148). С. 3–15.
13. *Миронов К.В*. Справочник геолога-угольщика. – М.: Недра. 1991. 363 с.
14. *Попов С.Н., Чернышов С.Е., Абукова Л.А.* Лабораторные исследования трансформации фильтрационно-емкостных свойств и химического состава пород терригенного коллектора под воздействием водорода (на примере бобриковских отложений нефтяного месторождения северо-востока Волго-Уральской нефтегазоносной провинции) // Записки Горного института. 2024. Т.268. С. 646–655.
15. Происхождение угля остается загадкой. 2020. – URL: https://fishki-net.turbopages.org/fishki.net/s/3336084-proishozhdenie-uglja-ostaetsja-zagadkoj.html
16. *Проект Кварц – 1986.* Профиль ГСЗ-МОВЗ г. Мурманск – г. Кызыл. // Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. – СПб.: ВСЕГЕИ. 2013. С. 36–38.

17. *Проект Агат – 1987.* Профили ГСЗ: Чешская губа – Пай-Хой (АГАТ-1), Белое море – г. Воркута (АГАТ-2), Двинская губа – р. Мезень (АГАТ-3), р. Онега – Чешская губа (АГАТ-4), р. Вага – Белое море (АГАТ-5). // Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. – СПб.: ВСЕГЕИ. 2013. С. 39–41.
18. *Проект Рубин – 1990.* Профиль ГСЗ «Костамукша – Семипалатинск», профиль ГСЗ «Нижний Тагил – Уренгой» // Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. – СПб.: ВСЕГЕИ. 2013. С. 48–50.

ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ПОДНЯТИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ РАЗРАБОТКЕ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Д.К. Кузьмин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; kdk@ifz.ru

Введение. При обеспечении эффективной работы нефтегазодобывающих предприятий на маркшейдерские службы возлагается широкий спектр задач. Особое внимание уделяется вопросам мониторинга деформационных процессов земной поверхности, зданий и сооружений при разработке месторождений нефти и газа.

С 1 сентября 2023 года приказом Ростехнадзора от 19.05.2023. N 186 установлены правила осуществления маркшейдерской деятельности. В пункте 80 настоящего документа прописано следующее: «При наличии вероятности сдвижения массива горных пород и земной поверхности, в результате которого возможна деформация объектов капитального строительства, расположенных на территории горного отвода, в его границах организуются наблюдения на геодинамическом полигоне за процессами сдвижения массива горных пород и земной поверхности». Известно, что сдвижения характеризуются мульдой сдвижения с граничными углами, определяющими зоны опасных деформаций. Как правило сюда относят процессы оседания земной поверхности, однако не меньшую опасность могут представлять деформации при поднятии земной поверхности, в следствии закачки воды в пласт или аномального увеличения пластового давления на газовых месторождениях. Эта опасность может сопровождаться такими негативными факторами как проявления грифонов, образования трещин на земной поверхности, и другими. В данной статье продемонстрированы результаты геодезических наблюдений, согласованные с геомеханическими модельными построениями на примерах нефтегазовых месторождений Татарстана и Казахстана.

Вертикальные смещения на геодинамическом полигоне нефтяного месторождения Ашальчи на Юго-Востоке Татарстана. Геодинамический полигон одного из юго-восточных месторождений ПАО «Татнефть» начал создаваться в 2008 году с организации нивелирной сети наблюдений [Хисамов и др., 2022]. На начальном этапе были заложены 2 нивелирных профиля, пересекающихся в центральной части месторождения. Один из них протягивается вдоль длинной оси поднятия (профиль 1-1), второй, менее протяженный профиль, ориентирован вкрест простирания структуры (профиль 2-2).

Подобное построение сети позволяет отслеживать начальную фазу формирования возможных аномальных деформационных процессов – обширных просадок территории месторождения и локальных деформаций земной поверхности [Кузьмин, 2020].

С 2009 по 2012 гг. было выполнено сгущение нивелирной сети и, к 2018 году, геодинамический полигон представляет собой систему замкнутых нивелирных ходов, со сгущением пунктов наблюдения в центральной части месторождения. Всего заложено 48 грунтовых реперов с дополнительным включением в сеть 8 скважин и 5 пунктов спутниковых наблюдений. Общая длина нивелирных профилей составляет около 20 пог.км. К 2018 году выполнено 18 циклов наблюдений.

Измерения на локальном геодинамическом полигоне на месторождении сверхвязкой нефти с 2009 года выполнялись строго 2 раза в год. Результат анализа данных вертикальных смещений по профилям 1-1 и 2-2 показан на рис. 1 и рис. 2.

Как видно из графиков (рис. 1, рис. 2) на данном профиле имеются два типа аномалий. Локальный изгиб вверх, который по форме напоминает аномалию типа γ с максимальной, накопленной амплитудой 40 мм с центром в окрестности репера № 1243. Эта аномалия накапливалась с 1 по 10 цикл наблюдений, а в последующий интервал времени значимых смещений в этой части профиля не наблюдалось.

Учитывая ширину локальной аномалии, была проведена оценка среднегодовой скорости относительных деформаций локального изгиба, которая оказалась равна $2.3 \cdot 10^{-5}$ в год. Скорее всего в этом месте расположена зона современного активного (опасного) разлома.

Обширный изгиб вверх который наблюдается в центральной части профиля (от репера № 2172 до репера № 1544) и имеет максимальную, накопленную амплитуду 60 мм. Он начал формироваться, начиная с цикла (10-9). Среднегодовая скорость относительных деформаций обширного изгиба вверх равна $4 \cdot 10^{-6}$ в год. Эта деформация даже в накопленном виде имеет величину на порядок меньше, чем уровень опасных деформаций.

Профиль 1-1 организован таким образом, что он пересекает месторождение вкрест его простирания. Это означает, что процесс разработки месторождения сформировал итоговое поднятие сводовой части месторождения, а зона разлома, пересекающая объект, проявила себя в форме локального изгиба.

Тот факт, что и обширный изгиб, и локальный изгиб имеют оба положительный знак смещений (поднятие), свидетельствует о систематическом, незначительном увеличении пластового давления на глубине. В этом случае давление повышается не только в пласте, но и в трещиновато-пористой, флюидонасыщенной среде разломной зоны.

Полученный результат скорее всего обусловлен особенностями режима разработки данного месторождения (методом парогравитационного дренажа). Этот способ воздействия предполагает нагнетание пара в нагнетательную горизонтальную скважину, в результате чего нагретая нефть со сниженной вязкостью стекает к добывающей скважине и производится добыча.

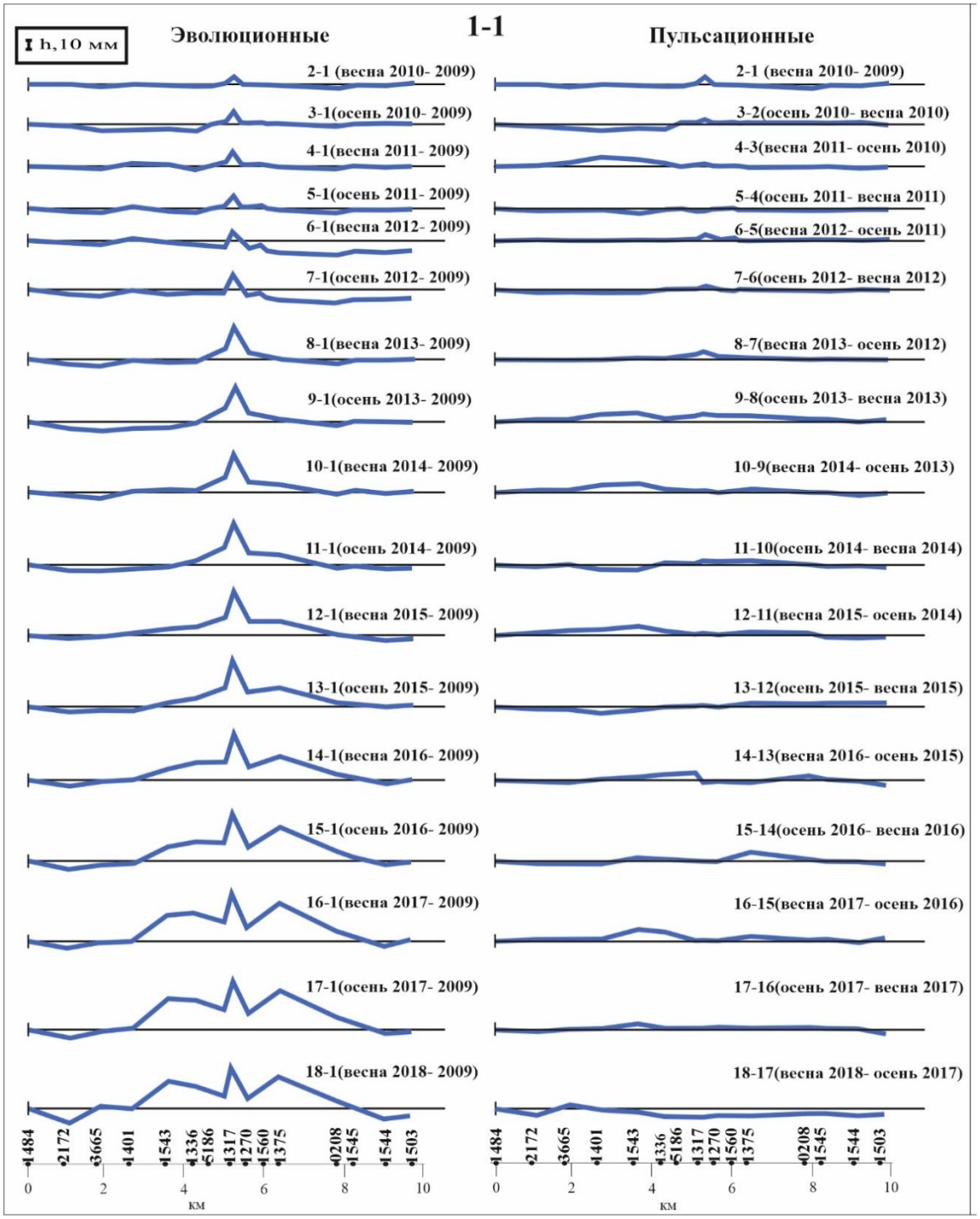


Рис. 1. Эволюционные и пульсационные графики вертикальных смещений по профилям 1-1 и 2-2 на геодинамическом полигоне месторождения Ашальчи

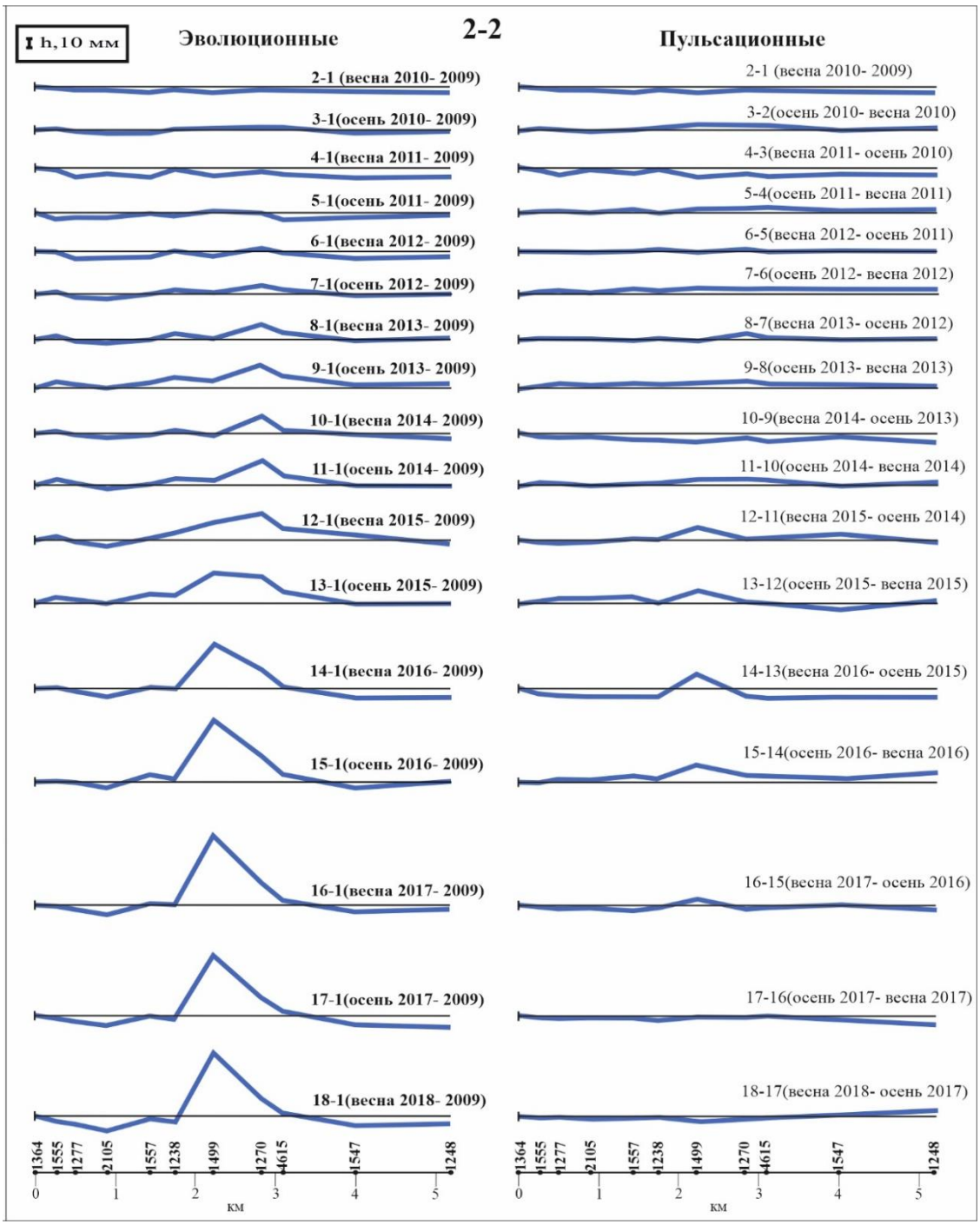


Рис. 2. Эволюционные и пульсационные графики вертикальных смещений по профилям 1-1 и 2-2 на геодинамическом полигоне месторождения Ашальчи

Профиль 2-2 также пересекает месторождение вкрест и ориентирован ортогонально простиранию профиля 1-1. Тот факт, что время проведений повторных нивелирных измерений на профиле 2-2 практически синхронно соответствует периодам наблюдения профиля 1-1 позволяет провести совместный анализ поведения вертикальных смещений земной поверхности во времени, обусловленного разработкой месторождения.

Как следует из рис. 2, на профиле 2-2 формируется обширный изгиб вверх. Он зарождается в эпоху (9-8) и развивается вплоть до цикла (16-11). Затем его амплитуда начинает уменьшаться. Максимальная, накопленная амплитуда изгиба составила величину – $6.8 \cdot 10^{-6}$ в год, что практически идентично аномальному поднятию, зафиксированному на профиле 1-1.

Тот факт, что отмеченные закономерности являются общими для обоих профилей, позволяет провести математическое моделирование на основе разработанной геомеханической модели деформационных процессов, обусловленных разработкой месторождения. Эта модель учитывает

весомость среды, генетическую составляющую и пороупругие свойства резервуара [Кузьмин, 1999, 2002а, б, 2021, 2024]. Кроме того, эта модель учитывает изменения коэффициента сжимаемости за период разработки месторождений [Жуков, Кузьмин, 2021, 2022; Кузьмин, 2022, 2023]. Модель верифицирована как для сухопутных, так и для шельфовых месторождений [Кузьмин и др., 2018, 2019], а также для анализа техногенно-индуцированных сейсмических процессов [Кузьмин, 2019а; Рахматуллин и др., 2024]. Иными словами, данная модель специально разработана для оценки напряженно-деформированного состояния, обусловленного разработкой месторождений УВ [Абрамян и др, 2022; Кузьмин и др, 2023]. Согласно этому подходу, вертикальные смещения земной поверхности, вследствие разработки продуктивных пластов, за период времени, обусловленный изменением пластового давления ΔP, выражается формулой:

$$U_z = Ph \cdot G_z = \frac{(1+\nu)\cdot m\cdot C_p \cdot \Delta P}{3\pi} \int_V \frac{Z\cdot dXdYdZ}{R^3} \quad (1)$$

Геометрические параметры сомножителя G_z из формулы (1) определяются тремя прямоугольными призмами, суммарно имитирующими пластовую залежь. На глубине 930 м от земной поверхности призма толщиной 10 м, имеет длину 3 150 м, и ширину 1 850 м. Над ней помещена вторая призма толщиной 3 м, с размерами 2 000 х 1 200 м. Третья ступень геометрической составляющей модели характеризуется следующими параметрами: толщина 2 м, длина простирания 1 000 м, ширина 600 м. Таким образом, конфигурация пласта смоделирована пирамидой общей мощностью (толщиной) 15 м. Именно такая геометрия описывает залежь, согласно данным геологических разрезов вдоль и поперек месторождения. После прямого интегрирования функций Грина из формулы (1), было получено выражение для геометрического сомножителя, позволяющее рассчитать вертикальные смещения, до момента учета физических множителей формулы (1).

$$G_z = (\mathrm{a}-\mathrm{x}) * Ln\left(b-y+\sqrt{(a-\mathrm{x})^2+(b-y)^2+d^2}\right) + \left((b-y) * Ln\left(a-\mathrm{x}+\sqrt{(a-\mathrm{x})^2+(b-y)^2+d^2}\right)\right) + d\left(arctg\frac{b-y}{d} - arctg\frac{(a-\mathrm{x})*(b-y)}{d*\sqrt{(a-\mathrm{x})^2+(b-y)^2+d^2}}\right) \Big|\Big|\Big|_{a_1,b_1,d_1}^{a_2,b_2,d_2} \quad (2)$$

Параметры a, b, и d в формуле (2) определяются в зависимости от длины простирания модели пласта, его ширины и глубины залегания. В данной задаче расчет был произведен по каждой из призм составляющей трехступенчатую пирамиду, а полученные значения смещений суммированы.

Петрофизические параметры из формулы (1), такие как пористость продуктивного объекта, а также сжимаемость пластов-коллекторов, известны: m = 30%; C_p = $6\cdot10^{-3}$ 1/МПа. Значение коэффициента Пуассона было принятым ν = 0.25. Неизвестной величиной было изменение пластового давления. Учитывая, что профили 1-1 и 2-2 пересекали территорию месторождения по взаимно-перпендикулярным направлениям, то была решена задача по согласованию заданных параметров залежи с результатами наблюдений за деформациями земной поверхности.

Взаимная согласованность входящих и измеренных величин была достигнута при значении изменения пластового давления порядка 3 МПа. Именно при таком изменении пластового давления максимальные амплитуды измеренных аномалий, полученные на различных профилях, оказались соизмеримы с расчетными.

Следует отметить, что в работах [Жуков, Кузьмин Д.К., 2022, 2023; Kuzmin et al., 2022] доказана обоснованность введения поправки на смещения, за счет изменения во времени величин петрофизических параметров залежи. Поправка на смещения оказалась весомой при длительной разработке месторождений. В данной работе при $\Delta P = 3$МПа за 5 лет эта поправка оказалась не значительной, порядка 1-2 мм.

Для демонстрации предложенного подхода к моделированию вертикальных движений земной поверхности на рис. 3а представлена 3D модель поверхности вертикальных смещений на которой схематически показано расположение основных профилей, пересекающих месторождение. Кроме того, показано местоположение тех реперов на которых были получены максимальные величины смещений земной поверхности в период развития аномального деформационного процесса в 2013 – 2018 гг. Как показали результаты повторных нивелирных наблюдений максимальная амплитуда достигала величин 40 мм, по результатам расчетов она равна – 50 мм. Однако, конфигурация измерительных профилей организована таким образом, что через максимальную область расчетного поднятия профили, к сожалению, не проходят.

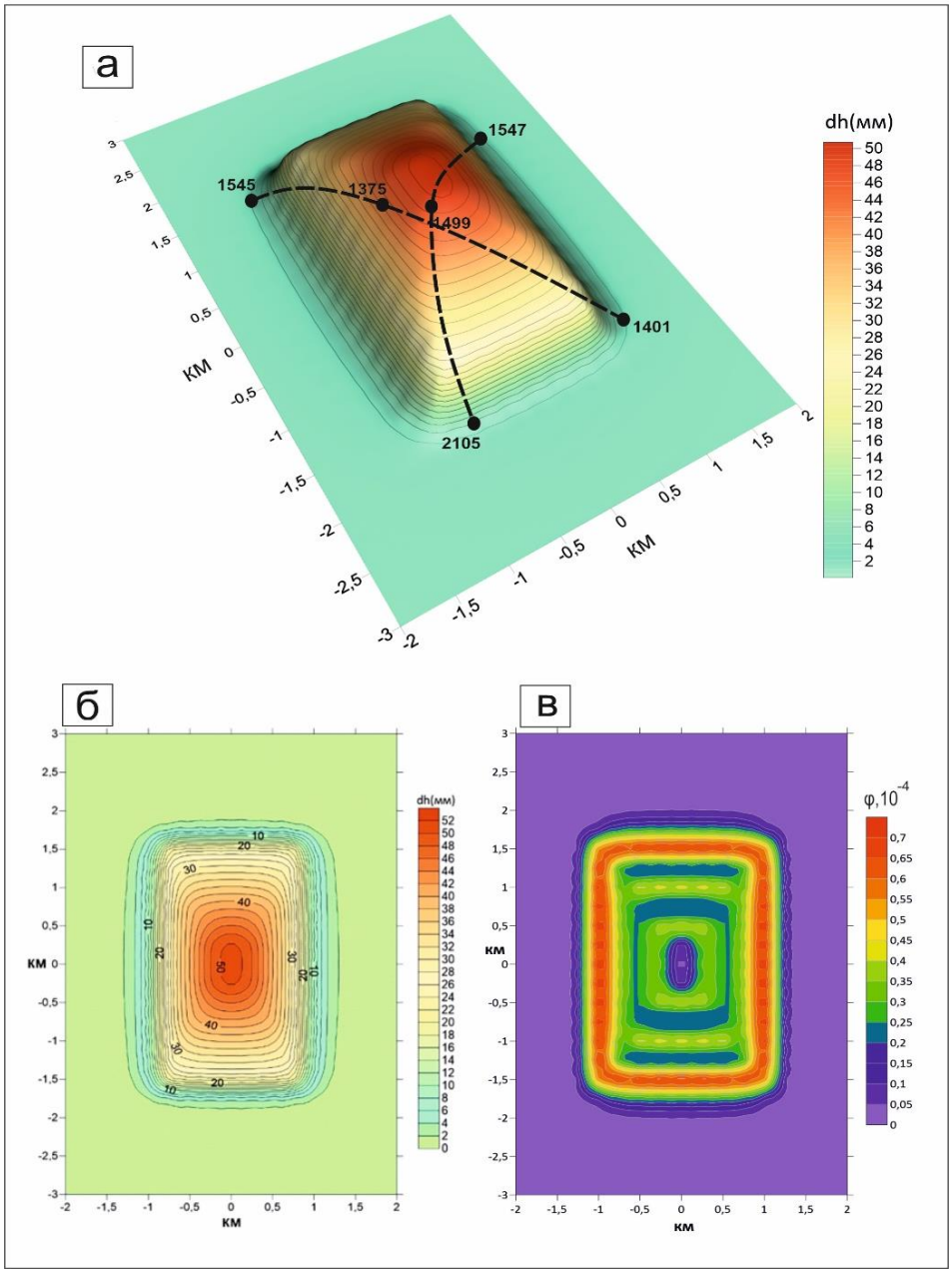


Рис. 3. Модельное распределение вертикальных смещений земной поверхности на геодинамическом полигоне месторождения Ашальчи: (а) 3D модель, (б) смещения в изолиниях, (в) модельное распределение наклонов земной поверхности

В данной статье с помощью комплексного подхода (наблюдение + моделирование) изучены особенности вертикальных смещений земной поверхности в зоне поднятия. Однако в утвержденном документе Ростехнадзора прописано, что организация наблюдений на геодинамическом полигоне должна обосновываться «исходя из *вероятности возникновения деформаций* объектов капитального строительства, в результате сдвижений земной поверхности». Кроме того, приводится таблица с допустимыми погрешностями измерения величин деформаций, в которой для зданий и сооружений эти величины указаны от 1 до 10 мм, в зависимости от того, на каких грунтах расположены эти объекты. Насколько известно, деформация величина относительная, она характеризует отношение смещений условно двух точек к первоначальному расстоянию между ними, потому она безразмерная и не может измеряться в миллиметрах. А значит в данном документе под словом «деформации» понимаются смещения (вертикальные или горизонтальные) земной поверхности.

В этой связи, возникает ситуация, когда, проводя измерения горизонтальных или вертикальных составляющих векторов смещения можно считать, что осуществляется «количественная оценка величин, характеризующих деформации массива горных пород и земной поверхности, скорости изменения этих величин».

Однако, для того, чтобы оценивать уровень промышленной опасности (потенциальной аварийности) объектов инфраструктуры месторождений УВ на геодинамической основе необходимо сопоставлять результаты измерений с нормативными показателями предельно-допустимых (опасных) деформаций различного типа [Кузьмин, 2004; Кузьмин Д.К., 2024]. А эти показатели, в большинстве случаев выражаются в виде относительных деформаций.

В соответствии с рядом нормативными документами (СП 11-104 – 97; СП 47. 13330. 201 и др.) предельно допустимые деформации, за весь период эксплуатации сооружений, не должны превышать: относительное горизонтальное сжатие или растяжение – 10^{-3}, наклон – $3 \cdot 10^{-3}$, относительная неравномерность осадок земной поверхности – $6 \cdot 10^{-3}$. Естественно, что эти величины математически выражаются в форме градиентов горизонтальных или вертикальных смещений.

На рис. 3в представлен результат моделирования градиентов вертикальных смещений (наклонов) для области поднятия земной поверхности на месторождении Ашальчи.

Как видно из графика рис. 3в, зоны максимальной концентрации величин градиентов вертикальных смещений обозначены красным цветом и соответствуют деформациям порядка 10^{-4}. Именно эти области представляют собой зоны повышенной геодинамической опасности. Центральная же зона поднятия, на которой амплитуды смещений достигают максимальных значений порядка 5 см (рис. 3б), не представляет собой область опасных деформаций. По мере отдаления от центра уровень деформаций растет. Наибольшие значения деформаций наблюдаются в местах наибольшего перепада распределения величин.

Вертикальные смещения земной поверхности на нефтегазовом месторождении Казахстана. В 2009 году на одном из газовых месторождений Республики Казахстан была создана система наблюдений с профилями и пунктами, которая по возможности учитывает основные структурно-геологические и промыслово-геологические особенности территории месторождения и смежных участков. Всего на территории месторождения в 2009 году было заложено 120 нивелирных пунктов на 4 профилях общей протяженностью 61.8 погонных км и 30 GPS-пунктов.

К 2022 году было проведено расширение полигона в рамках реализации программы комплексного геодинамического мониторинга за состоянием недр месторождения, в результате которой было увеличено количество пунктов измерений – проведено сгущение нивелирной сети и GPS-пунктов [Конырбаев и др, 2023].

Нивелирные наблюдения на месторождении проводились по методике 2 класса повышенной точности со среднеквадратической погрешностью наблюдений ± 1.0-1.2 мм/км.

Для сопоставительного анализа наблюдаемых смещений в данной работе использовался период времени с 2020 по 2022гг, за который произошло поднятие земной поверхности при увеличении пластового давления на $\Delta P = 1.1$ МПа в ходе эксплуатации месторождения. Это поднятие ярко иллюстрируют наземные наблюдения по взаимно перпендикулярным профилям 1-1 и 2-2, пересекающим центральную часть месторождения.

На рис. 4 представлены графики разности превышений между нивелирными реперами по профилям I-I и II-II за отчетный период.

По нивелирным графикам на рис. 4 видно, что поднятие земной поверхности за период (2022-2020) концентрируется на интервалах реперов: по профилю 1-1 – Rp32-Rp54; по профилю 2-2 – Rp6-Rp21, и составляет порядка 30-40 мм.

Данное поднятие было смоделировано на основе аналитических расчетов по формулам (1), (2). Использовалась модель деформируемого пласта, учитывающая весомость среды, генетическую составляющую залежи, геометрические параметры пластов месторождения, изменение давления в пласте за отчетный период, а также пороупругие параметры среды, такие как пористость и сжимаемость порового пространства. Реализация этой аналитической модели ранее неоднократно демонстрировалась также при анализе циклических деформаций на подземных хранилищах газа [Квятковская и др., 2017; Кузьмин, 2019б]. Результаты распределения модельных вертикальных смещений также представлены на рис. 4.

Результаты моделирования показали, что максимум поднятия несколько смещен к северу, что соответствует пространственной конфигурации профилей. Это подчеркивает взаимосогласованность результатов моделирования с наблюдаемыми данными.

Таким образом вертикальные смещения, отмеченные вдоль профилей 1-1 и 2-2, полностью подтверждает то, что источником этих изменений является повышение пластового давления в продуктивных пластах.

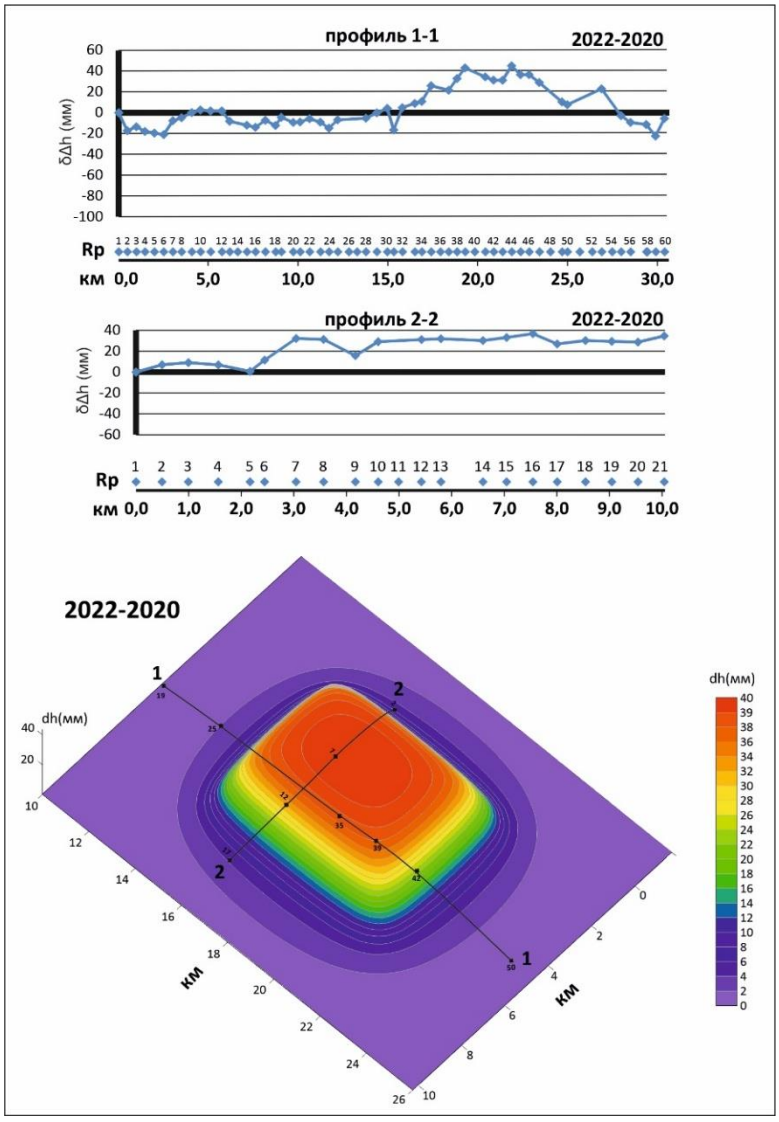


Рис. 4. Вертикальные смещения по прояилям наблюдения 1-1 и 2-2 за период 2022-2020 и их согласованность с модельными расчетами

Если проанализировать эволюционные изменения вертикальных смещений на этом полигоне с 2017 года (рис. 5), то видно, что сначала формировалось оседание земной поверхности. В последний цикл 2022-2020 произошло поднятие, которое повлияло на активизацию субвертикальных трещин под действием локальных растягивающих напряжений, приуроченных к разломам или зонам повышенной трещиноватости раздвигового типа. Активизация субвертикальных трещин под действием локальных растягивающих напряжений формирует локальное оседание и создает условия для формирования дополнительных проницаемых каналов по которым осуществляется вертикальная миграция флюидной массы, которая создает положительные локальные аномалии силы тяжести.

Из рис. 5 видно, что левая аномалия, которая имеет большую ширину и амплитуду сформированы источником (отмечено красным пунктиром), который расположен глубже, чем источник правой аномалии, имеющей меньшую амплитуду и ширину. Области концентрации локальных горизонтальных растягивающих напряжений расположены в верхней части, а зоны горизонтальных сжимающих напряжений, отмеченные синим цветом, в нижней части. Они создают локальные оседания земной поверхности – γ аномалии. Между областями растягивающих и сжимающих напряжений формируется вертикальный перепад (градиент давлений), который способствует осуществлению субвертикальной миграции газа. Появление дополнительной массы приводит к возникновению положительных вариаций силы тяжести.

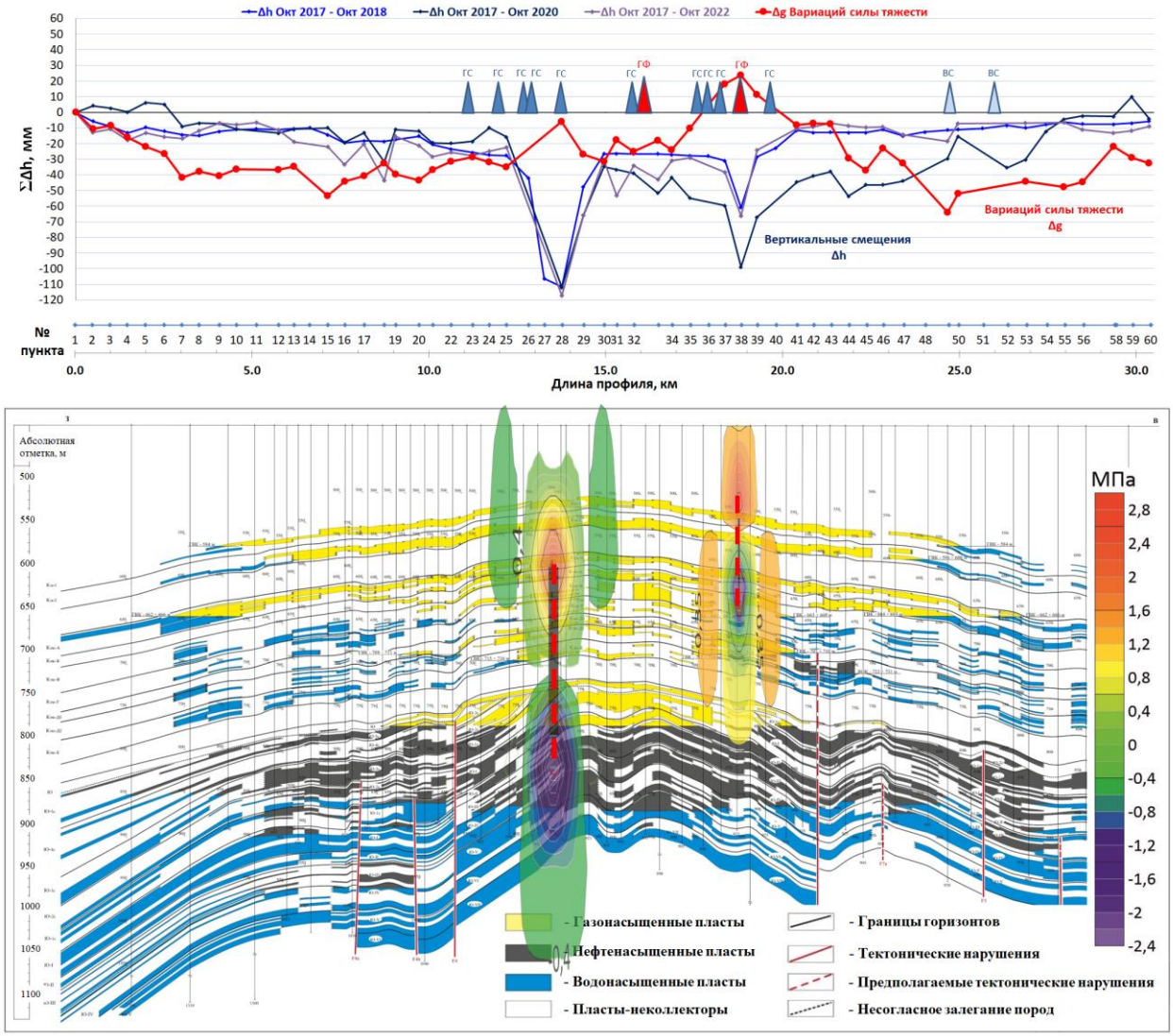


Рис. 5. Моделирование напряженного состояния в окрестности разломных зон вдоль профиля 1-1

Механизм формирования аномальных газопроявлений выглядит следующим образом. Накопление локальных горизонтальных растягивающих напряжений приводит к активизации вертикальных трещин, которые формируют миграционные каналы, по которым газ движется вверх. Медленное накопление газа в верхней части разреза в обстановке горизонтального растяжения создает предпосылки для динамического выброса газа. На графике нивелирования треугольники, помеченные красным цветом – это аварийные скважины в которых произошли грифоны в период поднятия земной поверхности, что подтверждает цикл наблюдения 2022-2020 гг.

Таким образом, поднятия земной поверхности представляют собой новый фактор геодинамической опасности объектов нефтегазового комплекса.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

1. *Абрамян Г.О., Кузьмин Д.К., Ломоносов М.Д.* Анализ современных деформационных процессов на газонефтяном месторождении Центральной Азии // Наука и технологические разработки. 2022. Т.101. №3. С. 20–32.
2. *Жуков В.С., Кузьмин Д.К.* Оценка влияния разработки Чаяндинского месторождения на просадки земной поверхности // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т.22. №1. С. 73–84.
3. *Жуков В.С., Кузьмин Д.К.* Оценки сжимаемости порового пространства коллекторов Увязовского ПХГ // Наука и технологические разработки. 2022. Т.101. №3. С. 5–20.

4. *Жуков В.С., Кузьмин Ю.О.* Экспериментальная оценка коэффициентов сжимаемости трещин и межзерновых пор коллектора нефти и газа // Записки Горного института. 2021. Т.251. С. 658–666.
5. *Жуков В.С., Кузьмин Ю.О.* Сопоставление подходов к оценке сжимаемости порового пространства // Записки Горного института. 2022. Т.258. С. 1006–1017.
6. *Квятковская С.С., Кузьмин Ю.О., Никитин Р.С., Фаттахов Е.А.* Анализ деформаций земной поверхности на Степновском подземном хранилище газа методами спутниковой и наземной геодезии // Вестник СГУГиТ. 2017. Т.22. №3. С. 16–32.
7. *Конырбаев Д.К., Кузьмин Ю.О., Кузьмин Д.К., Шыракбаев Д.А., Суесинов Д.Ж.* Анализ результатов геодинамического мониторинга на месторождении п-ова Бузачи, Республика Казахстан // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т.22. № 3. С. 110–141.
8. *Кузьмин Д.К.* Метод вычислений градиентов смещений земной поверхности для оценки геодинамической опасности объектов нефтегазового комплекса // Геофизические процессы и биосфера. 2024. Т.23. №3. С. 78–98.
9. *Кузьмин Ю.О.* Энергетика взаимосвязи объемных деформаций и сейсмичности в зонах разломов // Динамические процессы в геосферах. 2024. Т.16. №3. С. 63–73.
10. *Кузьмин Ю.О.* Актуальные вопросы использования геодезических измерений при геодинамическом мониторинге объектов нефтегазового комплекса // Вестник СГУГИТ. 2020. Т.25. №1. С. 43–54.
11. *Кузьмин Ю.О.* Деформационные последствия разработки месторождений нефти и газа // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т.20. №4. С. 103–121.
12. *Кузьмин Ю.О*. Индуцированные деформации разломных зон //Физика Земли. 2019б. №5. С. 61–75.
13. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика индуцированных разломов // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т.22. №3. С.5 65.
14. *Кузьмин Ю.О.* Современные объемные деформации разломных зон // Физика Земли. 2022. №4. С. 3–18.
15. *Кузьмин Ю.О., Дещеревский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К., Казаков А.А., Аман Д.В.* Инклинометрические наблюдения на месторождении им. Ю. Корчагина // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т.53. №3. С. 31–41.
16. *Кузьмин Ю.О.* Геодинамический риск объектов нефтегазового комплекса // Российская Газовая Энциклопедия. – М.: Большая Российская Энциклопедия. 2004. С. 121–124.
17. *Кузьмин Ю.О.* Индуцированные сейсмические процессы на месторождениях нефти и газа // Проблемы недропользования. 2019а. №4 (23). С. 9–17.
18. *Кузьмин Ю.О.* Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная малыми природно-техногенными воздействиями // Горный информационно – аналитический бюллетень (научно-технический журнал). – М.: МГГУ. 2002. №9. С. 48–55.
19. *Кузьмин Ю.О.* Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная разработкой месторождений нефти и газа // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. – М.: ГЕОС. 2002. Вып.2. С. 418–427.
20. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. –М.: Агентство Экономических Новостей. 1999. 220 с.
21. *Кузьмин Ю.О., Дещеревский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К., Казаков А.А., Аман Д.В.* Анализ результатов деформационных наблюдений системой инклинометров на месторождении им. В. Филановского // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т.18. №4. С. 86–94.
22. *Кузьмин Ю.О., Кузьмин Д.К., Фаттахов Е.А.* Сравнительный анализ результатов измерений донными и платформенными инклинометрами на месторождении Северного Каспия // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т.22. №4. С. 55–66.
23. *Рахматуллин М.Х., Сахаутдинов Р.В., Кузьмин Ю.О.* Организация сейсмического мониторинга в нефтедобывающих районах Республики Татарстан // Геофизические процессы и биосфера. 2024. Т.23. №2. С. 40–55.
24. *Хисамов Р.С, Гатиятуллин Н.С., Кузьмин Ю.О.* и др. Современная геодинамика и сейсмичность Юго-Востока Татарстана. – Казань: Фэн. 2012. 240 с.
25. *Kuzmin D.K., Kuzmin Yu .O., Zhukov V.S.* Assessment of ground surface subsidence during Chayanda field development with regard to changes in petrophysical parameters of oil and gas reservoirs // Eurasian Mining. 2022. №2 (38). P. 11–15.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ К ЗАДАЧЕ ВЫДЕЛЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ ТРЕЩИН НА ОСНОВЕ ДАННЫХ РАСШИРЕННОГО ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

Д.Ю. Куприн[1], Н.В. Дубиня[1, 2], Н.Д. Архипов[2]

[1] – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; kuprin.daniil.geo@gmail.com
[2] – Московский физико-технический институт, г. Москва, Россия

Одним из основных источников информации о строении горных пород, формирующих верхние слои Земной коры в их естественном залегании, являются геофизические исследования скважин. При освоении нефтегазовых месторождений со сложной геологической обстановкой или при проведении специализированных научных исследований, в дополнение к стандартному комплексу геофизических исследований скважин, добавляется расширенный комплекс, включающий в себя подходы, позволяющие более детально изучить исследуемые горные породы, а именно, получить информацию об изменении отдельных свойств горных пород в различных азимутальных направлениях. Результатами таких исследований являются растровые изображения, называемые скважинными имиджами, в которых цветами пикселей отображаются изменения исследуемых свойств горных пород. В рамках данного исследования проводилась обработка данных, полученных при проведении исследовательского бурения в районе желоба Нанкай, расположенного к югу от японского острова Хонсю. Также, обрабатывались данные, полученные при проведении исследований в исследовательской скважине, расположенной на территории штата Квинсленд в Австралии. В обоих случаях исследования проводились электрическим скважинным имиджером, отображающим удельное электрическое сопротивление горных пород, слагающих околоскважинное пространство.

Интерпретация полученных в ходе исследований данных заключается в их обработке и анализе с целью получения информации о строении горных пород, вскрытых скважиной. Одна из основных целей интерпретации – выделение и определение характеристик структурных элементов околоскважинного пространства, например, таких как естественные трещины. Интерпретация скважинных имиджей, по большей части, является сложной и трудоёмкой дисциплиной и проводится экспертами-интерпретаторами вручную. Такой подход влечёт за собой риск невыделения или некорректного выделения обрабатываемых структурных элементов, и, соответственно, некорректного определения их характеристик.

Данное исследование предлагает решение этой проблемы, заключающееся в применении алгоритмов машинного обучения для автоматизированной интерпретации скважинных имиджей с целью выделения естественных трещин и определения их геометрических характеристик – глубины залегания трещины, азимута и угла её падения. В данном исследовании использовались как стандартные подходы компьютерного зрения, так и подходы, основанные на нейронных сетях.

Первоначально, перед какой-либо обработкой скважинных имиджей методами машинного обучения необходима их предобработка [Getreuer, 2013] для минимизации влияния шумов и артефактов записи, которые могли возникнуть в ходе проведения геофизических исследований. Сама процедура предобработки включает в себя размытие и фильтрацию изображения [Shreyamsha, 2013]. При наличии линейных артефактов проводится интерполяция с помощью генеративно-состязательной нейронной сети [Sun et al., 2023].

В ходе проведения представленного исследования было разработано несколько различных подходов к задаче выделения естественных трещин на скважинных имиджах. Первый разработанный подход основан на стандартных алгоритмах компьютерного зрения, включающих в себя несколько вариантов бинаризации изображения и скелетонизацию результатов бинаризации [Otsu, 1979], а также методы Кэнни [Canny, 1986], Шарра [Scharr, 2000] и Собеля [Sobel, 1968], позволяющие выделять границы объектов на растровых изображениях посредством обработки градиентов яркости изображения. Все эти методы использовались в скользящем окне, движущемся по скважинному имиджу с определённым шагом, для получения множества бинарных масок каждой естественной трещины.

Полученные бинарные маски далее использовались в виде входных данных в функцию подбора и оптимизации кривых, для получения синусоид, описывающих выделенные естественные трещины на скважинном имидже. В данном подходе использовался метод SLSQP [Kraft, 1988], суть которого заключается в итеративном поиске таких амплитуды, фазы и вертикального смещения синусоиды, обеспечивающих минимизацию расстояния каждой точки бинарной маски до ближайшей точки этой

синусоиды.

Полученные при каждом смещении скользящего окна синусоиды далее кросс-коррелировались друг относительно друга для исключения некорректных выделений (рис. 1). Оставшиеся после кросс-корреляции синусоиды группировались по глубине для получения выборок выделений для каждой естественной трещины. Для каждой из выборок вычислялись такие статистические параметры как математическое ожидание и дисперсия, отображающие вероятное расположения трещины и её вероятные геометрические характеристики.

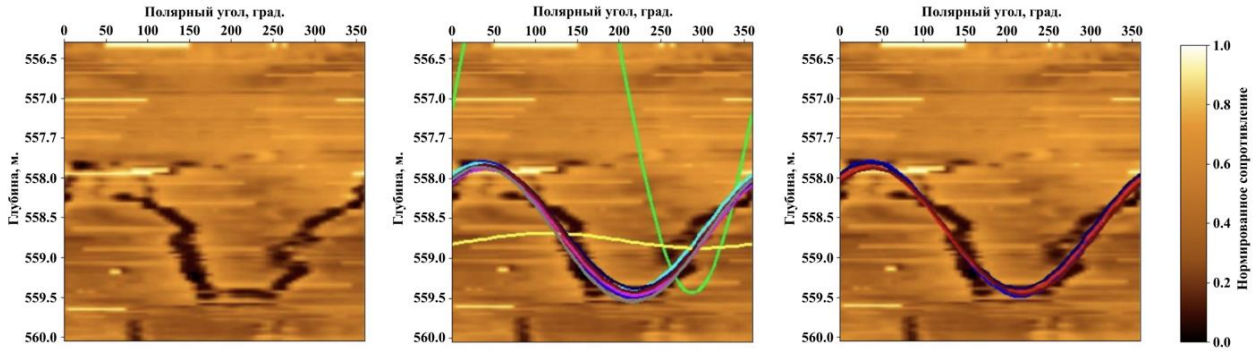


Рис. 1. Этапы работы первого подхода. Левое изображение – участок скважинного имиджа с контрастной естественной трещиной. Центральное изображение – все полученные синусоиды для естественной трещины. Правое изображение – результат фильтрации некорректных выделений

В ходе работы второго, разработанного в рамках данного исследования, подхода, скважинный имидж фильтровался методом нелокального среднего, для исключения влияния шумов и артефактов записи на результат работы алгоритмов машинного зрения. Отфильтрованные данные использовались в виде входных данных в нейронную сеть DexiNed [Soria et al., 2020], результатом работы которой являются границы присутствующих на скважинном имидже объектов. Полученное с помощью нейронной сети изображение далее бинаризовалось для получения бинарной маски обрабатываемого участка скважинного имиджа. Далее были выделены и валидированы контуры всех объектов на полученной бинарной маске. Эти контуры далее были обработаны методом градиентного спуска [Curry, 1944] для получения синусоид, отображающих геометрические характеристики выделенных естественных трещин (рис. 2).

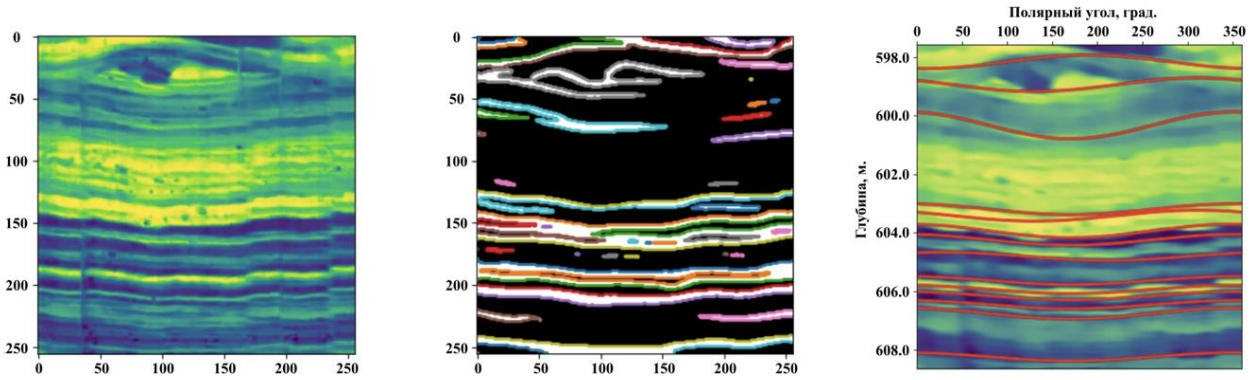


Рис. 2. Этапы работы второго подхода. Левое изображение – обрабатываемый участок скважинного имиджа. Центральное изображение – бинарная маска обрабатываемого участка скважинного имиджа с выделенными контурами. Правое изображение – скважинный имидж с красными синусоидами, отображающими геометрические характеристики выделенных естественных трещин

В ходе работы третьего, разработанного в рамках данного исследования, подхода, проводилась обработка распределения амплитуд скважинного имиджа, посредством чего была выделена его «фоновая» часть. Далее, исходный скважинный имидж и выделенный фон были обработаны нейронной сетью SAM [Kirillov et al., 2023] для получения общей маски естественных трещин. На полученной общей маске в случайном порядке было выбрано 100 точек, координаты которых

использовались в виде указателей для нейронной сети SAM, с помощью которой была обработана общая бинарная маска естественных трещин относительно для каждой из точек, посредством чего общая бинарная маска естественных трещин была сегментирована на маски отдельных трещин. Полученные индивидуальные бинарные маски естественных трещин далее были обработаны методом градиентного спуска для получения геометрических характеристик выделенных естественных трещин (рис. 3).

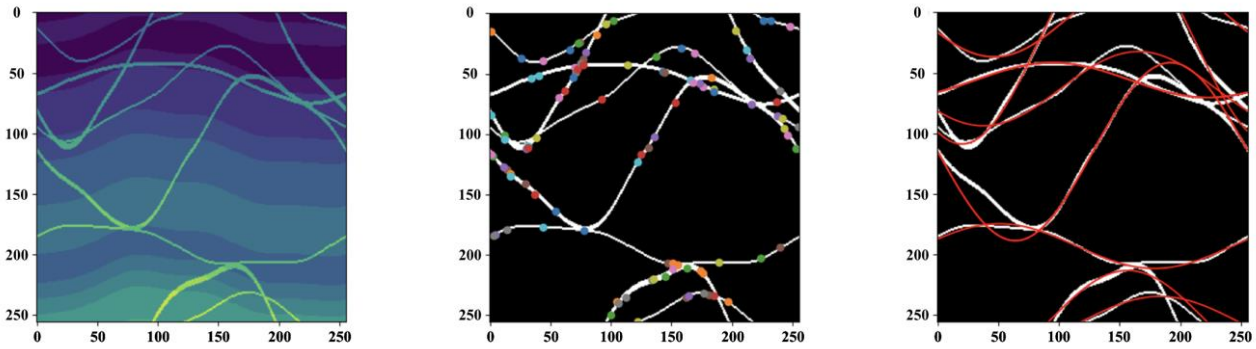


Рис. 3. Этапы работы третьего подхода. Левое изображение – синтетический скважинный имидж. Центральное изображение – общая бинарная маска естественных трещин с расставленными в случайном порядке точками. Правое изображение – синусоиды, отображающие геометрические характеристики выделенных естественных трещин, полученные методом градиентного спуска для индивидуальных бинарных масок естественных трещин

Первый и второй разработанные подходы были опробованы на данных, полученных из двух различных исследовательских скважин. Полученные с помощью данных подходов результаты сравнивались с результатами, полученными при ручной интерпретации скважинных имиджей. При обработке данных с японского шельфа (рис. 4), на которых представлена одна контрастная естественная трещина, наилучший результат был получен с использованием первого разработанного подхода (таблица 1). При обработке австралийских данных (рис. 5), на которых представлено несколько естественных трещин, наилучший результат был получен с использованием второго разработанного подхода (таблицы 2 и 3).

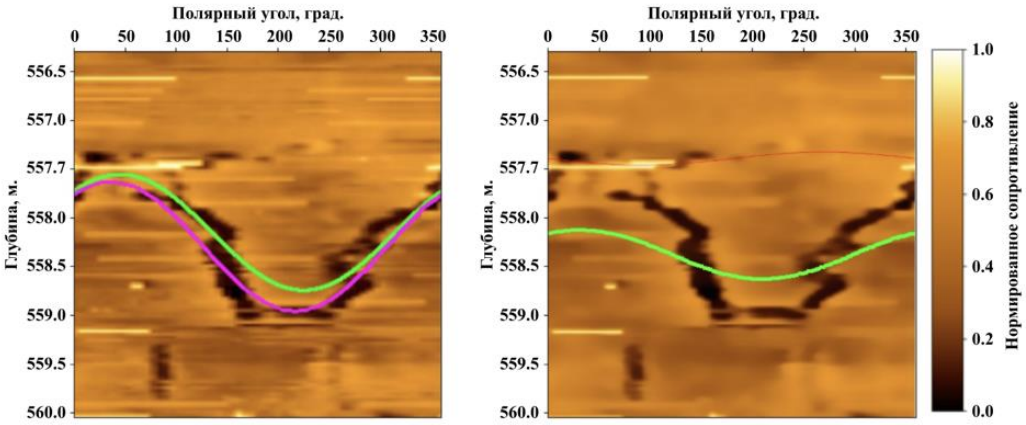


Рис. 4. Результаты обработки участка скважинного имиджа разработанным подходами. Левое изображение – розовая кривая представляет собой результат ручного выделения, зелёная кривая – результат, полученный первым разработанным подходом. Правое изображение – зелёная кривая представляет собой результат, полученный вторым разработанным подходом

Таблица 1. Количественное сравнение полученных результатов контрастной трещины на рис. 4

Метод выделения	**Глубина залегания трещины, м**	**Зенитный угол трещины, °**	**Азимут падения трещины, °**
Ручное выделение	558.32	79.6	216.8
Компьютерное зрение	558.16	78.3	226.1
Нейронная сеть	558.39	64.2	211.0

Таблица 2. Количественное сравнение полученных результатов для «верхней» трещины на рис. 5

Метод выделения	Глубина залегания трещины, м	Зенитный угол трещины, °	Азимут падения трещины, °
Ручное выделение	688.51	23.1	8.5
Компьютерное зрение	688.31	8.4	223.4
Нейронная сеть	688.54	7.7	1.1

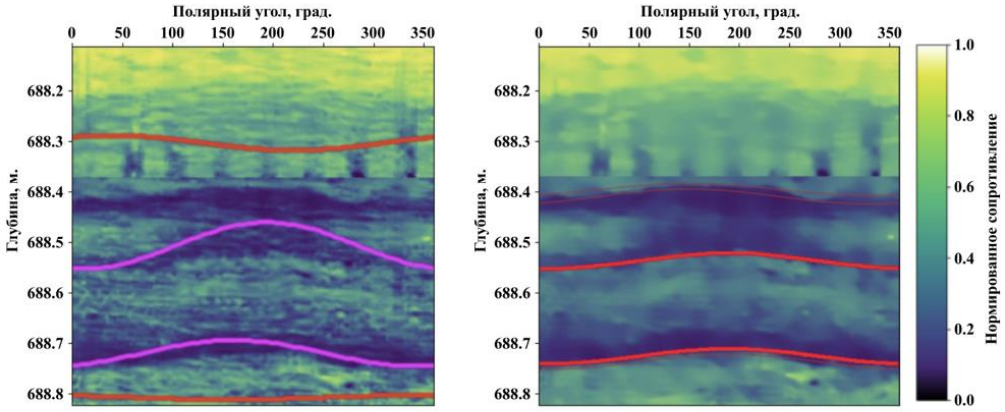


Рис. 5. Результаты обработки участка скважинного имиджа разработанным подходами. Левое изображение – розовые кривые представляют собой результаты ручного выделения, красные кривые – результаты, полученный первым разработанным подходом. Правое изображение – красные кривые представляют собой результаты, полученный вторым разработанным подходом

Таблица 3. Количественное сравнение полученных результатов для «нижней» трещины на рис. 5

Метод выделения	Глубина залегания трещины, м	Зенитный угол трещины, °	Азимут падения трещины, °
Ручное выделение	688.72	14.3	217.2
Компьютерное зрение	688.81	3.2	224.9
Нейронная сеть	688.73	7.7	227.2

Разработанные подходы позволяют проводить первичную интерпретацию скважинных имиджей на предмет естественных трещин, а также определять их геометрические характеристики. Информация о пространственной ориентации естественных трещин важна для решения широкого ряда практических проблем. Например, эта информация является необходимой для построения геомеханических моделей месторождений, а также для проведения исследований, целью которых является реконструкция профилей напряжений по стволу скважины.

Литература

1. *Canny J.A.* Computational Approach to Edge Detection // IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence. Nov. 1986. T. PAMI-8. №6. C. 679–698.
2. *Curry H.B.* The method of steepest descent for non-linear minimization problems //Quarterly of Applied Mathematics. 1944. T.2. №3. C. 258–261.
3. *Getreuer P.A.* Survey of Gaussian Convolution Algorithms // Image Processing On Line. 2013. T.3. C. 286–310.
4. Kirillov A., Mintun E., Ravi N., Mao H., Rolland C., Gustafson L., Xiao T., Whitehead S., Berg A., Lo Wan-Yen, Dollár P., Girshick R. Segment Anything // Proceedings of the IEEE/CVF International Conference on Computer Vision (ICCV). 2023. P. 4015–4026.
5. *Kraft D.A.* Software Package for Sequential Quadratic Programming // Tech. Rep. DFVLR-FB, DLR German Aerospace Center — Institute for Flight Mechanics, Koln, Germany. 1988. T.88 №28.
6. *Otsu N.A.* threshold selection method from gray-level histograms // IEEE Trans. Sys., Man., Cyber.: journal. 1979. T.9. C. 62–66.

7. *Poma X.S., Riba E., Sappa A.* Dense extreme inception network: Towards a robust cnn model for edge detection // Proceedings of the IEEE/CVF winter conference on applications of computer vision. 2020. C. 1923–1932.
8. *Scharr H.* Optimal Operators in Digital Image Processing // Dissertation (in German). 2000.
9. *Shreyamsha Kumar B.K.* Image denoising based on non-local means filter and its method noise thresholding //Signal, image and video processing. 2013. T.7. P. 1211–1227.
10. *Sobel I.* An Isotropic 3x3 Image Gradient Operator // Presentation at Stanford A.I. Project 1968. 2014.
11. *Sun Q. et al.* Blank Strip Filling for Logging Electrical Imaging Based on Multiscale Generative Adversarial Network // Processes. 2023. T.11. №6. 1709 p.

«АРЕАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ»: СТРУКТУРА, ЭВОЛЮЦИЯ, ГЕОДИНАМИКА

М.Г. Леонов

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия; mgleonov@yandex.ru

Рифтогенные структуры – распространенное проявление внутриконтинентального тектогенеза. Наиболее изучены рифты, генетически связанные с региональными расколами земной коры и имеющие линейный габитус. К этому типу, относятся Байкальская и Эфиопско-Кенийская рифтовые системы, система грабенов Центрально-Французского массива, Верхнего Рейна и Осло, рифт Мид-континента и пр.

Известны также ареальные (до 500 × 1000 км) рифтовые системы, или системы рассредоточенного (диффузного, от лат. diffusio – распространение, рассеивание) рифтинга [Борукаев, 1999], состоящие из чередования линейно ориентированных впадин (грабенов, грабен-синклиналей) и соразмерных им выступов фундамента (горстов, горст-антиклиналей). Системы ареального рифтинга обычно рассматривают (например, [Милановский, 1976; Тектоника …, 2012; Тверетинова, 2017] в общем контексте рифтогенеза, работы по их сравнительному анализу, малочисленны, и это сообщение в некоторой мере восполняет этот пробел.

Провинция бассейнов и хребтов (западная окраина Североамериканского континента). Провинция имеет размер ~ 600 × 1000 км и ограничена горами Сьерра-Невада (на западе), Скалистыми горами (на востоке), плато Колорадо (на юго-востоке) и Колумбийским плато (на севере). Территория Провинции представляет собой сводовое поднятие, осложненное системой многочисленных субпараллельных узких хребтов (поднятий, горстов) и разделяющих их долин (впадин, грабенов) (рис. 1).

Восточная часть Провинции расположена на древней Северо-Американской платформе, западная – на складчатом основании, сформированном в процессе невадийской и ларамийской орогений, однако они не имеют прямого отражения в структуре Провинции. Провинция сложена двумя структурными этажами. Нижний (фундамент) слагает горные хребты и представлен кристаллическими породами нижнего докембрия и осадочными отложениями верхнего докембрия – фанерозоя; верхний (чехол) выполняет впадины и сложен осадочно-вулканогенными постоэоценовыми отложениями мощностью 2-4 км. Характерно расположения хребтов и впадин с шагом между осевыми плоскостями 25-35 км. Вертикальное смещение опущенных блоков относительно приподнятых до 3-4 тыс. м. Провинция. Провинция представляет собой купол, воздымающийся со скоростью от 0.5 мм/год до 2 мм/год. В пределах центральной части провинции фиксируется рассредоточенное сдвиговое смещение (рис. 1) со скоростью 2.8 ± 0.2 мм/год, тогда как относительное движение фрагмента Провинции в уелом имеет скорость 11.4 ± 0.3 мм/год по отношению к «Плато Колорадо», а по отношению к блоку Северной Америки – 12.4 мм/год. Как видно из данных GPS наблюдений [Thatcher et al., 1999; Bennett et al., 2008; Zeng, 2022], Провинция является зоной диффузного сдвига, и сдвиговая природа наилучшим образом объясняет происхождение этого типа структур [Кинг, 1961; Лукьянов, 1965].

Селенгинско-Витимская тектоническая зона. Селенгино-Витимская тектоническая зона [Флоренсов, 1960] соответствует Западно-Забайкальской провинции, которая представляет собой протяженную (200 × 1200 км), тектонически и морфологически обособленную область распространения многочисленных впадин, выполненных мезозойско-кайнозойскими осадочными и вулканогенными отложениями, и комплементарных впадинам горных хребтов, сложенных кристаллическими породами каледонского фундамента. Морофоструктура этой провинции аналогична таковой Првинции бассейнов и хребтов.

Характерной чертой Селенгино-Витимской провинции является активный мезозойский и кайнозойский магматизм (например, [Ярмолюк, Иванов, 2000], длительность которого составляет ~ 170 млн. лет (от юры до плейстоцена–голоцена включительно) и который – что важно! – независим от времени и характера тектонических процессов на активных окраинах Восточной Азии [Ярмолюк, Иванов, 2000]. Впадины Селенгино-Витимской провинции являются либо прогибами синклинального строения (полуграбенами), либо овально-изометричными депрессиями. Впадины образуют систему эшелонированных кулис, организованных в протяженные (от 100 до 1200 км) линейные зоны; оси удлинения кулис ориентированы под углом к генеральному простираню линейных зон. что свидетельствует о наличии сдвигового поля напряжений и сдвиговой кинематике горых масс [Лунина

и др., 2009]. Борта впадин в ряде мест осложнены разрывами с небольшой амплитудой смещения крыльев или днища. Во всех впадинах выявлено синклинальное строение вулканогенно-осадочных толщ, а домезозойская поверхность выравнивания повсеместно наклонена к их центру под углом от 5° до 30°. Слои залегают параллельно поверхности фундамента при практически горизонтальном положении днищ впадин в их центральных частях. Центриклинальные замыкания впадин-синклиналей имеют овальную форму. Впадины разделены горными массивами, имеющими значительную ширину и сопоставимыми по протяженности с впадинами. Характерны сопряженность, параллельность и совместное искривление осей впадин и хребтов

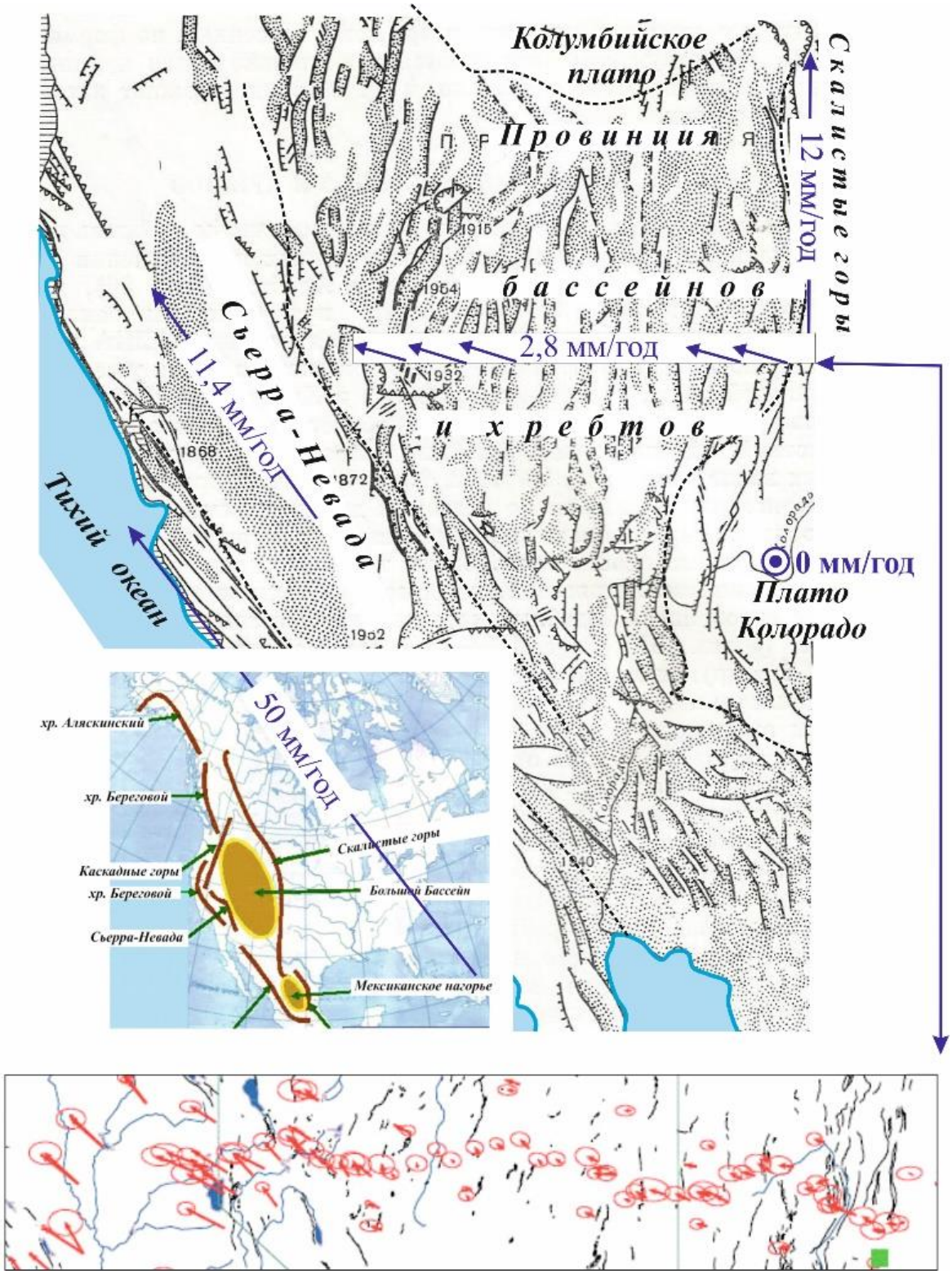


Рис. 1. Провинция бассейнов и хребтов в структуре западной части Северо-Американского континента. По: [Ирдли, 1954; Лукьянов, 1965; Милановский, 1976]. Профиль GPS по: [Bennett et al., 2008; Zeng, 2022]

Поверхность кристаллических ядер (домезозойская поверхность выравнивания) испытала изгибную (но не складчатую) деформацию, что свидетельствует о квазипластичном объемном перераспределении пород домезозойского фундамента в процессе альпийского тектогенеза (например, [Леонов и др., 2020]). Объемное реидное течение горных пород отражено в структурно-вещественных преобразованиях, обеспечивающих изгибную деформацию поверхности фундамента. Описано два механизма таких преобразований: (а) объемная дезинтеграция гранитоидов фундамента, сопровождаемая возникновением тел протыкания (протрузий) [Леонов и др., 2018] (рис. 2); (б) пластическая деформация горных пород в пределах метаморфических ядер кордильерского типа [Скляров и др., 1997].

Выдвижение в верхние горизонты коры гранитных массивов и «тел протыкания» связано с объемным катакластическим (блочно-гранулярным) течением породных масс и вязкостной инверсией. Процесс сопровождается (или предваряется) дезинтеграцией (разрыхлением) пород и возникновением блочно-гранулярной инфраструктуры, как, например, в катаклазированных гранитах Тугнуйскогой горста, Моностойского гранитогнейсового вала, хребтов Зусы, Кубринского, Яблоневого. Другой тип формирования купольных структур связан со становлением метаморфических ядер кордильерского типа [Скляров и др., 1977], становлене которых сопровождалось динамометаморфизмом, формированием пологих зон сланцеватости, детачментов, пластическим течением пород. Образование данного структурного парагенеза «…происходило в условиях прогрессирующего сдвигового течения в зоне перехода от хрупкого разрушения горных пород к пластичному. Процесс протекал в твердом состоянии вещества с формированием структур пластического и катакластического течения» [Скляров и др., 1977, стр. 111].

Приведенные данные заставляют полагать, что образование системы впадин и хребтов связано с изгибной деформацией домезозойской и более молодых поверхностей выравнивания. Система хребтов и впадин Западного Забайкалья, по-видимому, является результатом объемного перераспредления горных масс фундамента в условиях сдвигового деформационного поля.



Рис. 2. Катаклазированные граниты палеозойского фундамента Тугнуйско-Сухаринской впадины

Согласно современным представлениям (например, [Зорин и др., 2006; Ярмолюк, Иванов, 2000]), тектоническое развитие Прибайклья связано с существованием двух плюмовых систем над которыми сформировались крупные поднятия: Байкальский свод на северо-западе и Хангай-Хэнтэйский – на юго-востоке.

В зоне взаимодействия «северной» и «южной» систем плюмов, по-видимому, проявилось продольное по отношению к простиранию зоны течение подкорвых масс [Скляров и др., 1997; Ярмолюк, Иванов, 2000], что привело к формированию в верхней коре области рассредоточенного (диффузного) твердо-пластичного сдвигового течения и к повышенной проницаемости для магматических расплавов (рис. 4).

Вероятность сдвиговой составляющей вытекает также из данных палеомагнитных исследований [Метелкин, 2012]согласно которым в течение мезозоя и кайнозоя Сибирская платформа испытывала вращение по часовой стрелке, а расположенные южнее зоны находились в режиме объемной левосторонней транстенсии, что в совокупноати с наличием крупных сдвиговых зон приводило к вертикально-плоскостному «расчешуиванию» корового слоя.

Вьетнамский шельф Южно-Китайского моря. Вьетнамский шельф, детальное описание которого содержится, в частности, в [Арешев и др., 1997], является составной частью блока Зондаленд, который является продолжением континентальных структур Центрального Индокитая, однако не имеющего в настоящее время жесткой связи с Евразийской плитой. Блок Зондаленд перемещается к юго-востоку (относительно Евразии) со скоростью от 6 ± 3 мм/год до 12 ± 3 мм/год [Bock et al., 2003; Michel et al., 2001; Simons et al., 2007]. В обрамлении блока, наряду с поддвигово-надвиговыми деформациями, отмечены деформации сдвига. Относительные перемещения реперов в центральных частях блока составляют 1-3 мм/год и менее, что позволяет считать его внутренне стабильным [Лукк, Леонова, 2022]. Однако GPS данные отражают поведение горных пород лишь в приповерхностном слое земной коры, но не несут информации о движениях горных масс внутри фундамента, который преимущественно представлен гранитами юрского и млового возраста и их кислыми дериватами. Поверхность фундамента в пределах шельфа образует систему поднятий и прогибов и имеет сложную неправильно волнистую поверхность (рис. 4), не отвечающую какому-то бы ни было разломному рисунку, но вполне соответствующую представлению о пластическом поведении пород фундамента [Керимов и др., 2019].

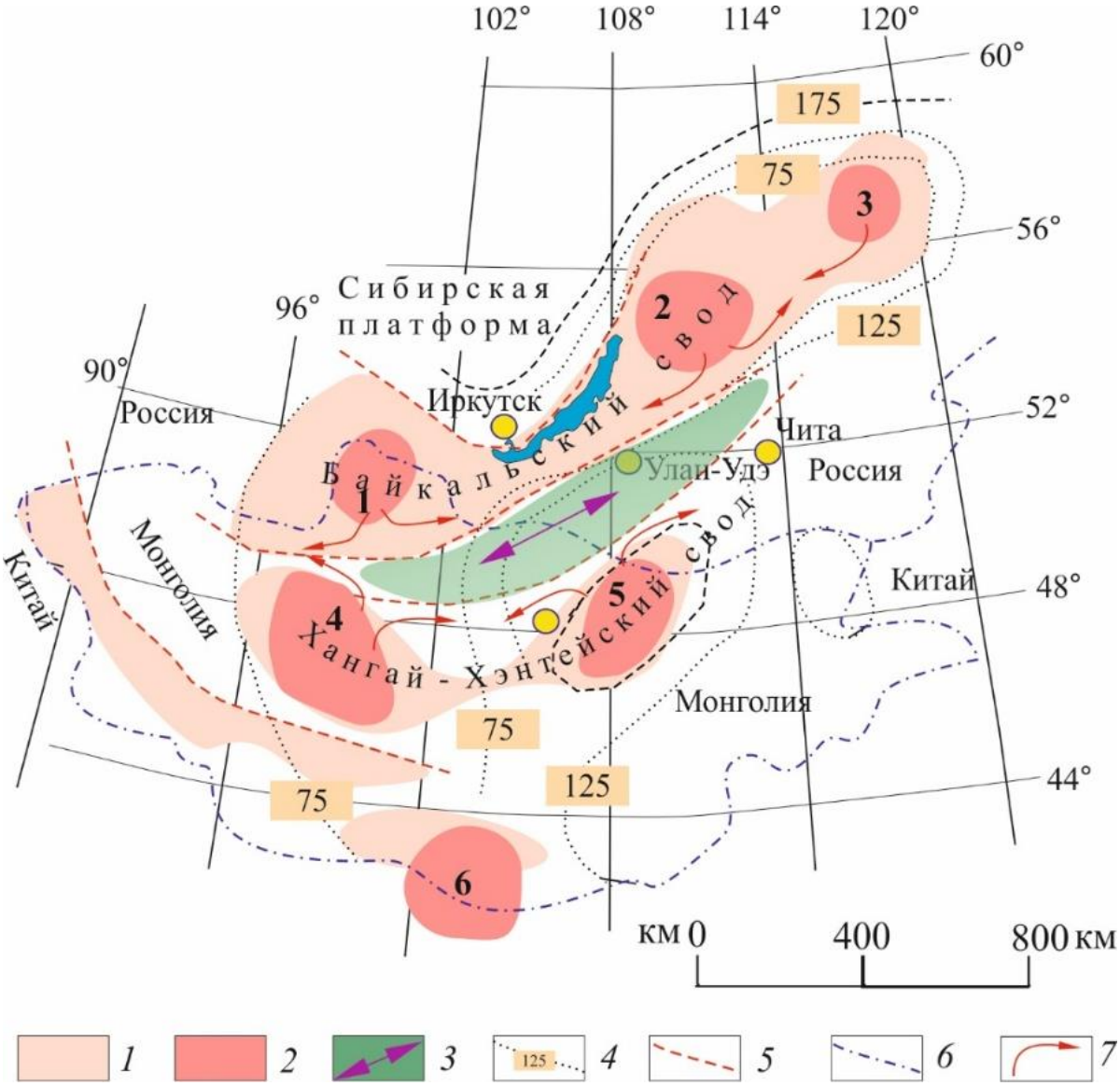


Рис. 3. Положение Селенгино-Витимской зоны в позднекайнозойской структуре Прибайкалья. По: [Зорин и др., 2006], с дополнениями.

1 – сводовые поднятия; *2* – горизонтальные сечения стволовых частей плюмов; *3* – Селенгино-Витимская зона сдвигового течения; *4* –толщина литосферы в км; *5* – разломы; *6* – государственные границы; 7 – направления латерального растекания вещества в апикальных частях плюмов (показаны направления встречных течений). Арабские цифры – плюмы: 1 – Хамар-Дабанский, 2 – Баргузино-Икатский, 3 – Кодаро-Удоканский, 4 – Хангайский, 5 – Хэнтэйский, 6 – Гурван-Сайханский

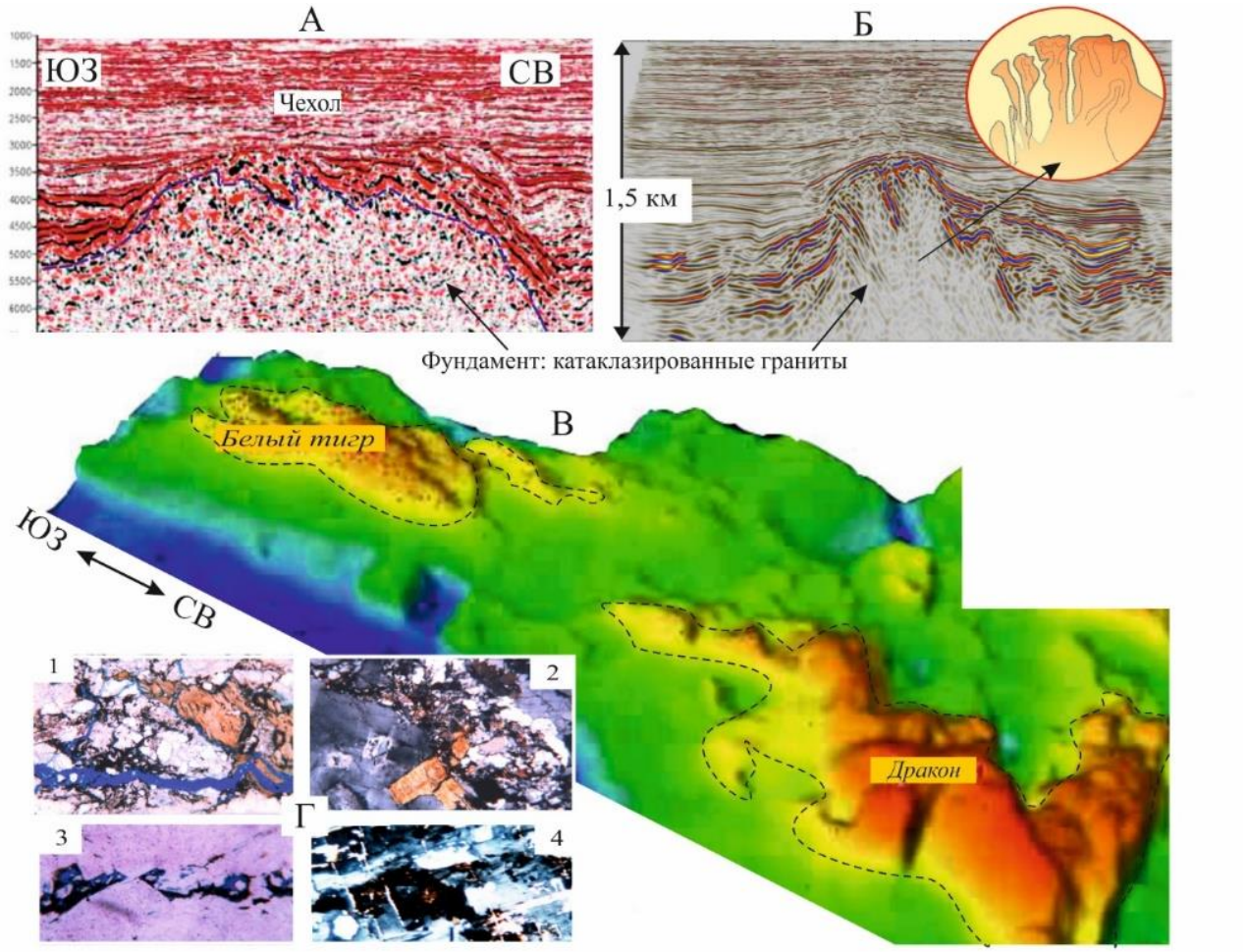


Рис. 4. (А, В) Морфоструктура поверхности фундамента Зондского шельфа (фрагменты) по данным сейсмотомогрфии [Богоявленский и др., 2016; Родников и др., 2014]; (А, Б, Г) Поднятие Белый тигр: А – продольный профиль, Б – поперечный профиль и структура «вязких пальцев» (рисунок предоставлен В.А. Быкадоровым); (В) Поднятия Белый тигр и Дракон (морфология поверхности фундамента); (Г) Граниты катаклазированные [Керимов и др., 2019]

Выступы гранитов протыкают чехольные комплексы и являются, по существу, кристаллическими протрузиями [Керимов и др., 2019]. Породы фундамента интенсивно раздроблены, пронизаны множеством разломов и трещин и представляют собой гранитный катаклазит (тектоническую брекчию). На контакте с гранитами слои чехла вздернуты, деформированы и имеют торцовое причленение к телу гранитов. Пликативная деформация поверхности фундамента, куполообразная форма гранитных поднятий, протрузивное внедрение гранитных тел и их, внутренняя раздробленность, наличие структур вяких пальцев, облекание отложениями чехла выступов фундамента и пр. – все признаки свидетельствует о конседиментационной морфоструктурной дифференциации шельфа Южно-Китайского моря. Таким образом, территория Зондского шельфа в кайнозое (олигоцен–квартер) представляет собой область формирования семейства бассейнов и хребтов или рассредоточенного «пластичного» рифтинга, при котором возникновение системы поднятий и хребтов связано в значительной степени с реидным перераспределением горных масс фундамента.

Гиссаро-Алайский и Центральный Шань-Тянь. Отнесение обозначенных сегментов Тянь-Шаня к ареальным рифтовым системам может вызвать недоумение, поскольку в таком аспекте он никогда не рассматривался. Тем не менее альпийская тектоника упомянутых сегментов Тянь-Шаня обладает чертами, свойственных ареальному рифтингу, что делает правомерным их включение в обзор, но, впрочем, каждый исследователь вправе иметь иное мнение. Обозначенные сегменты принадлежат

палеозойскому Центрально-Азиатскому подвижному поясу, в альпийское время преобразованному во внутриконтинентальный ороген. Ороген представляет собой гигантский дивергентный свод, обрамленный мезозойско-кайнозойскими депрессиями. Границы депрессий и поднятий осложнены разломными зонами. В строении орогена принимают участие два структурных этажа – фундамент и чехол, разделенные домезозойской поверхностью выравнивания. Фундамент представлен складчато-метаморфическими осадочными и вулканогенными комплексами байкальского, каледонского и герцинского возрастов. Чехол сложен континентальными и мелководно-морскими терригенным, карбонатными и углистыми отложениями мезозоя и кайнозоя при практически полном отсутствии вулканических пород. Внутреняя морфоструктура орогена представлена внутригорными впадинами (грабен-синклиналями), выполненными отложениями плитного и орогенного чехлов, и хребтов (горст-антиклиналей), сложенных породами палеозойского фундамента (рис. 5).

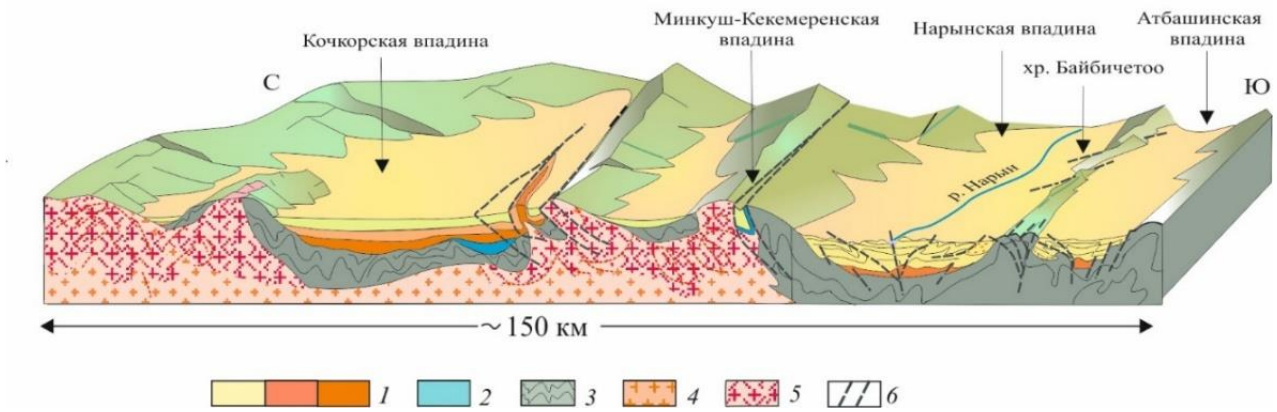


Рис. 5. Фрагмент морофоструктуры Центрального (Киргизского) сегмента (схема).
1 – кайнозойские терригенные отложения (палеоген–квартер); 2 – терригенно-углистые отложения (юра); 3 – складчато-метаморфические комплексы (палеозой); 4 – граниты (ордовик–силур); 5 – граниты раздробленные и катаклазированные; 6 – разрывы

Хребты и впадины вытянуты в широтном направлении в соответствии с простиранием горного сооружения, имеют ромбовидную или линзовидную форму и расположены в виде кулис. Поверхность фундамента (она же поверхность домезозойского выравнивания) испытала изгибную (без разрыва сплошности) деформацию, и представлена сопряженными синклинальными и антикинальными перегибами, нарушенными в отдельных сегментах малоамплитудными взбросами, взбросо-сдвигами и надвигами. Пликативная деформация поверхности фундамента обеспечена хрупко-пластическим реидным 3D течением горных масс [Морозов и др., 2014; Леонов и др., 2018; Пржиялговский и др., 2018]. Структурно-кинематические индикаторы свидетельствуют о субвертикальном и субгоризонтальном плоскостном и объемном хрупко-пластическом (катакластическом) течении, которое наиболее активно проявлено в гранитоидах, составляющих значительную часть палеозойского фундамента Северного Тянь-Шаня [Леонов и др., 2018]. Таким образом, альпийские Гиссаро-Алай и Центральный Тянь-Шань обладают несомненным сходством с Провинцией бассейнов и хребтов и Селенгино-Витимской зоной.

Общие сведения и выводы. В статье рассмотрены тектонические ансамбли, которые известны как области ареального (рассредоточенного, диффузного) рифтинга, или сходны с ними по морфоструктуре и особенностям геологического развития. В этом разделе изложенные в статье данные будут дополнены характеристиками, общими для всех рассмотренных объектов.

Главная черта – это наличие морфоструктурного парагенеза: многократное и закономерное повторение комплементарных друг другу субпараллельных прогибов (грабенов, грабен-синклиналей, бассейнов, впадин) и разделяющих их поднятий (хребтов, горстов, горст-антиклиналей, валов). Парагенез образует линейно-линзовидные ареалы (~ 250-500 км × 500-1000 км), приуроченные к утоненной и структурно-ослабленной коре окраин древних платформ, молодых плит, шельфов окраинных морей, внутриконтинентальных орогенов.

Характерно отсутствие магистральных рифтовых долин и незначительная (от 2-3 до 15-20 км) глубина проникновения разрывов в коровый слой, что свидетельствует об умеренном растяжении, не обеспечивающем полный разрыв коры. Характерны также: сходство и своеобразие инфраструктуры и эволюции областей ареального рифтинга; относительная независимость от структурного плана

фундамента; сочленение с сопредельными геологическими провинциями по сдвиговым зонам; невысокий в сравнении с окружающими провинциями уровень сейсмичности [Bennett et al., 2008]; пликативные изгибы дочехольной поверхности выравнивания (поверхности фундамента) во впадинах, на поднятиях и на периклинальных замыканиях куполов и сводов; возникновение грабенов и горстов (чаще всего, односторонних) или на самых начальных этапах формирования систем бассейнов и хребтов или на завершающих этапах, при достижении крутизны и амплитуды изгибной деформации, превышающих предел прочности (текучести) горных пород.

Сходен и механизм формирования парагенезов «впадина–поднятие»: объемное разрыхление и 3D твердо-пластическое (реидное) течение горных пород фундамента, дилатансия и пространственное перераспределение породных масс в условиях объемного (чаще всего транстенсионного) сдвига или сдвиговового поля напряжений при регулирующей роли фрактальной организации геологического пространства. Фрактальность процесса отражена в расположении впадин и поднятий с шагом порядка 25-35 км (рис. 3), а также в структуре типа «вязких пальцев» (рис. 4Б), образование которых имеет фрактальную природу и связано с неустойчивостью раздела между субстанциями с различной вязкостью и определяется законами гидродинамики, что допускает рассмотрение поведения пород фундамента в качестве текучих субстанций [Homsy,1987].

В пространстве, охваченном сдвиговым течением, возникают закономерно ориентированные и чередующиеся между собой области оттока горных масс (грабены, прогибы, зоны трещиноватости) и области нагнетания (антиклинали, горсты, поднятия, складчато-надвиговые ансамбли) [Лукьянов, 1965]. Сдвиговое течение проявлено как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях.

Рассмотренные структуры ареального рифтинга в различных регионах возникли на альпийском этапе эволюции Земли. Оособое значение имеют рубежи «поздний триас/ранняя юра» и «конец миоцена/начало плиоцена». Первый рубеж проявился в Западном Забайкалье, Гиссаро-Алае и Центральном Тянь-Шане и знаменовал собой начало «эмбрионального» этапа морфоструктурной дифференциации эпигерцинских платформ. Второй – выражен во всех изученных районах и отражает перестройку морфоструктурного плана мезозойских квазиплатформ и оформление современной структуры за период в 4-5 млн. лет, в масштабе геологического времени– «одномоментно».

Кроме сходства, провинции диффузного рифтинга имеют и существенные различия. В одних (Витимо-Селенигинская зона, Провинция бассейнов и хребтов) проявлен активный магматизм, другие (Зондаленд, Тянь-Шань, Рифтовая система Белого моря) практически амагматичны. Системы ареального рифтинга возникают в геодинамически и исторически различных сегментах коры: провинция бассейнов и хребтов раксположена на гетерогенной коре: на востоке – Североамериканского кратона, на западе – территории мезозойских Невадид и Ларамид; Селенгино-Витимская зона захватывает каледонский фрагмент Байкало-Монгольской области домезозойской складчатости; рифтинг шельфа Южно-Китайского моря охватил часть Индо-Синийских мезозоид; Тянь-Шаньский ансамбль сформирован на постгерцинской квазиплатформе.

Приведенный в статье материал позволяет сделать следующие основные **выводы.**

• Ареальные рифтовые системы представляют собой особый тип парагенетических коровых ансамблей, для которых, учитывая морфоструктурную специфику и в целях унификации явления предлагается использовать следующие дефиниции: тектоно-динамичскую – *области рассредоточенного (диффузного) рифтинга* (определение является общепринятым); морофоструктурную – *«провинции бассейнов и хребтов»* (название введено для подобного объекта на западе Северо-Американского континента и отражает своеобразие объектов; структурно-генетическую – «*области ареально-сдвигового корового коробления»* (сходное словосочетнаие использовано Г.Ф. Уфимцевым для Западного Забайкалья).

• Главными признаками провинций бассейнов и хребтов можно считать: (1) морофструктуру (ареальное распространение закономерно чередующихся субпараллельных бассейнов и хребтов); (2) режим объемного сдвигового течения и реидного перераспределения горных масс.

• Формирование подобных ансамблей связано с латерально-ориентированным 3D твердо-пластичным течением горных масс при регулирущей роли транстенсии и фрактальной организации геологического пространства. Судя по приуроченности некоторых провинций диффузного рифтинга к обширным региональным поднятиям (куполам) и дивергентной инфраструктуре, одним из факторов диффузного рифтинга может являться гравитационное расползание (растекание) горных масс в приподнятых и, вследствие высокого стояния, динамически неустойчивых объемах коры платформ и орогенов. Возникновение поднятий, возможно, обусловлено дилатансией, сопровождающей сдвиговое объемное течение. Основная причина формирования структуры провинций бассейнов и хребтов

связана не столько с поперечным растяжением или сжатием, сколько с возникновением области продольного объемного сдвигового течения горных масс и их перераспределением в пространстве.

• Тектонические ансамбли типа «провинций бассейнов и хребтов» ни структурно, ни динамически не являются аналогами «линейных» рифтовых систем. Линейные системы – это результат раскола и механического раздвижения континентальной коры (составляющая глобального корово-мантийного тектогенеза). Ареальные системы – результат хрупко-пластичного (реидного) течения коровых горных масс (составляющая регионального корового тектогенеза). Для провинций бассейнов и хребтов процесс рифтогенеза не является «инициальным»: разломные ограничения являются лишь осложнением изгибной деформации корового слоя, т.е. термин «рифтогенез» («рожденный рифтом») не соответствует явлению ни по сути, ни этимологически.

• Образование провинций типа Бассейнов и Хребтов – явление глобальное. Их одномоментное (в масштабе геологического времени) возникновение в удаленных один от других районов и в разных геодинамических обстановках соответствует представлениям о глобальном проявлении неоген-четвертичного орогенеза, независимом от геологической предыстории того или иного региона [Леонов, 1972]. Сущность процесса не ясна и может быть сформулирована только в самом общем виде, как глобальная активизация земных недр в реидной форме ее проявления. Однако, рассмотренный материал свидетельствует, что в формировании провинций типа «бассейнов и хребтов» принимают участие режимы двух категорий. 1. Глобальный режим активизации глубинных и коровых масс, который определяет черты идентичности явления и приводит к субсинхронному проявлению процесса в различных регионах и динамических обстановках. 2. Региональные режимы, свойственные тому или иному сегменту Земли, которые определяют черты различие в морфоструктуре, механизмах формирования, длительности развития и пр.

Финансирование. Исследование выполнено по Теме НИР Геологического института РАН.

Литература

1. *Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др.* Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. – М.: Нефть и газ. 1997. 285 с.
2. *Богоявленский В.И., Дзюбло А.Д., Иванов А.Н., Богоявленский И.В.* Нефтегазоносность кристаллического фундамента шельфа Вьетнама: Белый тигр и Дракон // Геология нефти и газа. 2016. №5. С. 102–115.
3. *Борукаев Ч.Б.* Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1999. Вып.840. 69 с.
4. *Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др.* О природе кайнозойских плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и Геофизика. 2006. Т.47. №10. С. 1060–1074.
5. *Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. Перевод с англ. – М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1954. 679 с.
6. *Керимов В.Ю., Леонов М.Г., Осипов А.В., Мустаев Р.Н., Ву Нам Хай.* Залежи углеводородов в фундаменте шельфа Вьетнама и структурно-тектоническая модель их формирования. Геотектоника. 2019. №1. С. 44–61.
7. *Кинг Ф.Б.* Геологическое строение Северной Америки. – М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1961. 299 с.
8. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Граниты. Постмагматическя тектоника и углеводородный потенциал. – М.: ГЕОС. 2018. Вып.619. 332 с.
9. *Леонов Ю.Г.* Новейшая активизация и альпийский орогенез // Геотектоника. 1972. №2. С. 3–10.
10. *Лукк А.А., Леонова В.Г.* Зондаленд – недеформируемый блок литосферы Юго-Восточной Азии // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т.21. № 1. С. 5–32.
11. *Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры – М.: Наука. 1965. 212 с.
12. *Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.* Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. – Новосибирск: Гео. 2009. 316 с.
13. *Метелкин Д.В.* Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палемагнитным данным – Новосибирск: ИНГГ СО РАН. 2012. 460 с.
14. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. – М.: Недра. 1976. 280 с.

15. *Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В.* Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. №1. С. 29–61.
16. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., др.* Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным // Геология и геофизика. 2018. Т.59. №4. С. 417–
17. *Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.* Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. – М.: Научный мир. 2014. 172 с.
18. *Скляров Е.В., Мазукабзов А.И., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. 1997. 182 с.
19. *Тверетинова Т.Ю.* Геодинамические условия рифтогенеза на поверхности Земли: проблемы изучения // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т.8. Вып.1. С. 203–215.
20. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий – М.: ГЕОС. 2012. 104 с.
21. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – Л.: Изд-во АН СССР. 1960. 240 с.
22. *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г.* Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. №2. С. 43–64.
23. *Bennett R.A., Wernicke, N.A., Friedrich A.M.* Contemporary strain rates in the northern Basin and Range province from GPS data // Neotectonics. 2008. V.22. No.2.
24. *Bock J.Y., Prawirodirdjo L., Genrich J.F., Stevens C.W. et al.* Crustal motion in Indonesia from Global posisioning System veasurements // J. Geophys. Res. 2003. V.108. NoB8. P. 2367.
25. *Homsy G.M.* Viscous fingering in porous media // Ann. Rev. Fluid Mech. 1987. T.19. P. 271–311.
26. *Michel G.W., Yu Y.Q., Zhu Sh.Y., Reigber Chr. et al.* Cutstal motion and block behavior in SE-Asia from GPS-mesurement // Earht and Planet. Sci. Let. 2001. V.187. P. 239–244.
27. Simons W.J.F., Socquet A., Vigny C., Ambrosius B.A.C., Haji Abu S., Promthong C., Subarya C., Sarsito D.A., Matheussen S., Morgan P., Spackman W. A decade of GPS in Southeast Asia: resolving Sundaland motion and boundaries // J. Geophys. Res. 2007. V.112. No.B06420.
28. *Thatcher W. Foulger C. R., Julian B. R., Svarc J., Quilty E., Bawden G.W.* Present-Day Deformation Across the Basin and Range Province, Western United States. Science. 1999. V.283. No.12. P. 1714–1718.
29. *Zeng Y.* GPS Velocity Field jf the Wtstern United States vor the 2023 Nationfl Seismic Hazard Model Update. Seismol. Res. Letters. 2022.

СОВРЕМЕННЫЙ ЭТАП АКТИВИЗАЦИИ РОЕВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РЕГИОНЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ, И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РОЕВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

И.Н. Литовченко[1], В.С. Лютикова[2]

[1, 2] – ТОО «Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований» МЧС РК, г. Алматы, Республика Казахстан; litovira@rambler.ru

Рассматриваются слабые землетрясения на примере роев землетрясений, распознанных в сейсмичности региона Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий за 2023 год. Актуальность исследований продиктована современным этапом активизации сейсмичности всего региона. Слабая сейсмичность представляет собой фоновые, импульсно возникающие толчки и колебания земной поверхности. Исследование пространственно-временного распределения роев землетрясений региона позволяет выявить их концентрацию и местоположение. Расчеты термодинамических параметров в очагах слабых землетрясений (M > 1.6) дают возможность более подробно исследовать природу возникновения роев землетрясений.

С этой целью, на современных сейсмических данных из каталога землетрясений [Региональный…], выбирались слабые (с магнитудой больше 1.6) землетрясения, в частности рои землетрясений (рис. 1) и проводился расчет их термодинамических параметров.

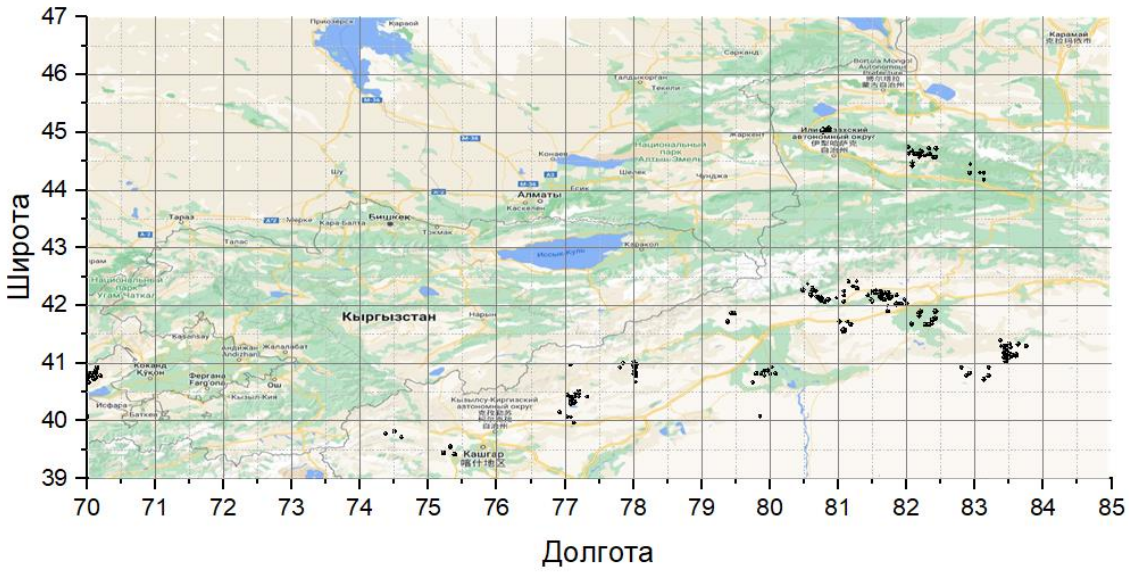


Рис. 1. Пространственно-временное распределение роев землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий за 2023 год (размер радиуса роев зависит от магнитуды)

Расчет проводился по универсальной методике [Тулиани, 1993, 1999, 2003; Литовченко, 2009, 2010, 2011], в результате которого получены численные значения термодинамических параметров некоторых роев землетрясений за 2023 год [Лютикова, 2023; Лютикова, Литовченко, 2023; Лютикова, Исмаилова, 2023]. Землетрясения являются источниками информации о физических параметрах земной коры и ее расслоенности [Нерсесов и др., 1978; Курскеев и др., 1998; Курскеев, 2004]. Исходными данными для определения термодинамических параметров слабых (роев) землетрясений являются магнитуда и энергетический класс землетрясения. Термодинамические параметры в очагах роев землетрясений рассчитаны с применением известных и оригинальных уравнений из [Тулиани, 1993, 1999, 2003; Литовченко, 2009, 2010, 2011]. Численные результаты расчетов термодинамических параметров некоторых роев землетрясений за 2023 год приведены в таблице 1.

Термодинамические параметры роев рассматривались в следующей последовательности: энергия сейсмических волн (lgE); температура среды очага (T°C); температурные напряжения, деформация объема и формы очага; плотность энергии деформирования; потенциальная энергия деформирования очага; предел прочности среды в объеме разрушения; определение соотношения величины потенциальной энергии деформирования; энергии разрушения и др.

Таблица 1. Расчетные термодинамические параметры в некоторых очагах роев землетрясений региона Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий за 2023 г.

Долг.	Шир	M	Гл	E	LgE	LgV	T(°C)	LgU Эрг/см	Ek	G*10^{11} дин/ $см^2$	α_v $10^{-5}K^{-1}$	$\tau_{кр}$*10^8 дин/ $см^2$	ε	σ*10^9 дин/$см^2$	lgη (П)
83.37	41.40	1.89	10	7.4	14.00	11.10	2381.70	2.885	2.880	1.03615	4.44E-05	0.0015	0.1178	0.12200	14.51
81.55	42.22	1.94	5	7.5	14.10	11.20	2356.40	2.891	2.890	1.04613	4.40E-05	0.00152	0.1156	0.12000	14.63
83.43	41.30	2.50	5	8.5	15.30	12.40	2109.80	2.947	2.950	1.15440	3.99E-05	0.00167	0.0949	0.10900	15.89
83.48	41.18	2.33	10	8.2	15.00	12.00	2182.50	2.930	2.930	1.12022	4.11E-05	0.00162	0.1008	0.11200	15.52
80.08	40.82	2.00	25	7.6	14.20	11.30	2331.20	2.897	2.900	1.05626	4.36E-05	0.00153	0.1134	0.11900	14.76
80.60	42.18	2.17	20	7.9	14.60	11.70	2256.30	2.913	2.910	1.08753	4.23E-05	0.00158	0.1069	0.11600	15.14
80.00	40.82	1.89	20	7.4	14.00	11.10	2381.70	2.885	2.880	1.03615	4.44E-05	0.0015	0.1178	0.12200	14.51
83.38	41.30	1.72	10	7.1	13.60	10.70	2458.51	2.869	2.870	1.00705	4.57E-05	0.00146	0.1247	0.12500	14.12
80.63	42.25	1.89	15	7.4	14.00	11.10	2381.70	2.885	2.880	1.03615	4.44E-05	0.0015	0.1178	0.12200	14.51
81.57	42.22	1.94	20	7.5	14.13	11.24	2356.46	2.891	2.894	1.04613	4.40E-05	0.00152	0.1156	0.12096	14.63
81.55	42.27	1.72	20	7.1	13.61	10.74	2458.51	2.869	2.872	1.00705	4.57E-05	0.00146	0.1247	0.12565	14.12
81.60	42.15	1.94	10	7.5	14.13	11.24	2356.46	2.891	2.894	1.04613	4.40E-05	0.00152	0.1156	0.12096	14.63
79.97	40.87	2.06	15	7.7	14.38	11.48	2306.17	2.902	2.905	1.06653	4.31E-05	0.00155	0.1112	0.11864	14.89
81.60	42.22	1.94	5	7.5	14.13	11.24	2356.46	2.891	2.894	1.04613	4.40E-05	0.00152	0.1156	0.12096	14.63
80.67	42.25	1.83	10	7.3	13.87	10.99	2407.24	2.880	2.883	1.02631	4.48E-05	0.00149	0.1201	0.12329	14.38
82.38	44.57	1.89	5	7.4	14.00	11.11	2381.79	2.885	2.888	1.03615	4.44E-05	0.0015	0.1178	0.12212	14.51
82.20	44.67	2.06	20	7.7	14.38	11.48	2306.17	2.902	2.905	1.06653	4.31E-05	0.00155	0.1112	0.11864	14.89
81.73	42.22	2.22	15	8.0	14.76	11.84	2231.64	2.919	2.922	1.09827	4.19E-05	0.00159	0.1049	0.11521	15.27
81.62	42.13	2.11	10	7.8	14.51	11.60	2281.20	2.908	2.911	1.07696	4.27E-05	0.00156	0.1091	0.11749	15.02
82.33	44.63	2.28	20	8.1	14.89	11.96	2207.04	2.924	2.927	1.10916	4.15E-05	0.00161	0.1028	0.11408	15.39
81.62	42.15	2.17	10	7.9	14.64	11.72	2256.36	2.913	2.916	1.08753	4.23E-05	0.00158	0.1069	0.11635	15.14
82.42	44.57	2.39	15	8.3	15.10	12.20	2158.20	2.935	2.930	1.13144	4.07E-05	0.00164	0.0988	0.11100	15.64
82.93	44.45	1.67	20	7.0	13.40	10.60	2484.30	2.863	2.866	0.99762	4.61E-05	0.00145	0.1271	0.12600	13.98
82.08	44.42	2.06	15	7.7	14.30	11.40	2306.10	2.902	2.905	1.06653	4.31E-05	0.00155	0.1112	0.11800	14.89
81.60	42.18	2.11	15	7.8	14.50	11.60	2281.20	2.908	2.910	1.07696	4.27E-05	0.00156	0.1091	0.11700	15.02
82.08	44.42	1.78	15	7.2	13.70	10.80	2432.80	2.874	2.870	1.01661	4.53E-05	0.00147	0.1224	0.12400	14.25

Представление термодинамических параметров роев имеет большое теоретическое и практическое значение для количественной оценки геодинамических процессов в коре, а также для целей детализации сейсмотектонического районирования и уточнения природы роя. Как показано в таблице 1, параметры E и M – энергия и магнитуда землетрясений, V – критическая величина объема очага, U – плотность потенциальной энергии сейсмических волн в единице объема (эрг/$см^3$), E_k – удельная энергия изменения формы очага, G – объемный модуль упругости, K – энергетический класс, α_v – коэффициент объемного теплового расширения, $\tau_{кр}$ - сбрасываемые очагом добавочные напряжения, σ – нормальная компонента эффективных напряжений, Lgη – логарифм вязкости пород в очаге роев. Для каждой магнитуды больше 1.6 были рассчитаны по соответствующим формулам значения приведенных термодинамических параметров. При этом: логарифм удельной (объемной) плотности энергии сейсмических волн (lgU) в отличие от (lgV) находится в прямолинейной зависимости от магнитуды. Величина потенциальной энергии сейсмических волн зависит от величины объема очага и практически не зависит от удельной плотности энергии U, что следует из различий в изменениях V и U для диапазона магнитуд. При рассмотрении соотношений между энергией и температурой в очагах роев землетрясений, в теоретическом плане вероятность взаимосвязи между энергией и магнитудой землетрясения с термодинамическими параметрами очага роев может предполагаться из самой природы накопления термоупругих напряжений в верхних оболочках Земли. Такое накопление, по мнению авторов [Курскеев, 2004; Тулиани, 1999] является следствием неравномерного распределения температур и различия физических свойств геологической среды. Показателем концентрации напряжений на глубине служит их разрядка в виде землетрясения. Эмпирические уравнения связи по [Нересов и др., 1997; Курскеев и др., 1998; Литовченко, 2010; Литовченко, 2011; Лютикова, Исмаилов, 2023; Лютикова, 2023; Региональный…], температуры в очаге землетрясения в момент сбрасывания добавочных упругих напряжений с энергией в очаге роя: $T(K) = 196.8K\ (lgE_{max} – lgE)$, где 196.8 K – константа, определяющая количество градусов, соответствующее изменению энергии (Эрг) на один порядок; lgE – логарифм энергии сейсмических волн. Сопоставление значений логарифма энергии сейсмических волн, рассчитанных по вычислительной методике [Литовченко, 2009; 2010; 2011] и температур в очаге роев, вычисленных по уравнениям, обнаруживает, прежде всего обратное соотношение между E и T, а также между значениями магнитуд и температур. По мере увеличения температуры в очаге роя уменьшаются магнитуды и, соответственно, значения энергии сейсмических волн. Сопоставление расчетных значений α_v с данными его измерения в условиях атмосферного давления обнаруживает одинаковый

характер возрастания значения α_v в зависимости от роста температуры (Т), хотя при однозначности порядка величины отмечается некоторое расхождение в самой величине коэффициента. Увеличение значений α_v с ростом температур вызвано тем, что ориентировки максимального теплового расширения и максимальной сжимаемости обычно близки. Одновременно изменение температуры и давления в единице объема приводит к частичному взаимному уничтожению их воздействия, что определяет параметр α_v, как среднее значение термоупругого изменения объема. Изменение деформации ε, объемного модуля упругости G и нормальной компоненты эффективных напряжений σ в очагах роев землетрясений определяются с подстановкой полученных значений α_v и соответствующих температур Т (К). Сопоставление расчетных данных размеров ε, σ и G с температурой обнаруживает, что два первых из них испытывают увеличение по мере роста температур, а третий – объемный модуль упругости G – напротив, уменьшение. Взаимосвязи между значениями магнитуды, энергии сейсмических волн и модулем сдвига, с одной стороны, температурой и эффективными напряжениями – с другой, находятся между собой в обратных соотношениях. С увеличением температуры и, соответственно, эффективных напряжений уменьшаются значения магнитуд, энергии сейсмических волн и модуля сдвига. Эти соотношения в областях сейсмоактивных орогенов создают благоприятную геодинамическую обстановку для развития неотектонических деформаций, частичного плавления вещества коры. Как следует из рис. 1, контуры роев землетрясений распределены неравномерно по всей территории региона исследований в 2023 году.

Таким образом, по результатам проведенных исследований на современных сейсмических данных, рассчитаны численные значения термодинамических параметров в некоторых очагах слабых землетрясений (роев) региона Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий за 2023 год. Термодинамические параметры характеризуют физические условия в очагах слабых землетрясений, что дает более четкое представление о природе возникновения роев.

Финансирование. Работа выполнена в лаборатории физики геодинамических и сейсмических процессов Национального научного центра сейсмологических наблюдений и исследований МЧС Республики Казахстан в рамках программы ПЦФ ИРН BR249927633 «Оценка сейсмической опасности территорий областей и городов Казахстана на современной научно-методической основе» 2024-2026 гг.

Литература

1. *Курскеев А.К.* Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. Алматы. 2004. 504 с.
2. *Курскеев А.К., Казаков В.В., Сыдыков А., Садыкова А.Б., Курскеева Л.А., Литовченко И.Н.* Методика и результаты среднесрочного прогноза землетрясений на Северном Тянь-Шане // Тезисы Второго Международного Геофизического Конгресса Казахстана. 1998. С 1.
3. *Литовченко И.Н.* О методике расчета параметров в очаговых зонах сильных землетрясений земной коры (на примере Северного Тянь-Шаня) // Сб.докл. 7-го Каз.-Кит. Межд. Симп. “Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной» Азии. Алматы. 2010. С. 403–407.
4. *Литовченко И.Н.* Универсальность методики расчета некоторых физических параметров в очаговых зонах землетрясений для сейсмоактивных регионов Земли // Тезисы 5-го Международного симпозиума «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» к 75-летию Ю.А. Трапезникова (Киргизия, Бишкек, 19 июня – 24 июня 2011 г.): Тез. докл. Бишкек. 2011. Т.1. С. 64–67.
5. *Литовченко И.Н.* Физические параметры очаговых зон сильных землетрясений земной коры Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. №5. С. 59–67.
6. *Лютикова В.С.* IT технологии в распознавании образов роев землетрясений и их математические критерии // Материалы международной научно-практической конференции «Трансформация механико-математического образования и IT – образования в условиях цифровизации». Минск. 2023. С. 177–181.
7. *Лютикова В.С.* Современные средства распознавания роевой активности в регионе Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Материалы международного конкурса стран Содружества Независимых Государств «Лучший научный сотрудник - 2023». 2023. С. 5–8.

8. *Лютикова В.С., Исмаилова Р.Т.* Современные средства распознавания образов (на примере роев землетрясений) // Материалы Международного научно-практического форума, посвященного 30-летию университета «Туран». Глобальные изменения: вызовы науки и образования. Алматы. 2023. С. 497–501.
9. *Лютикова В.С., Литовченко И.Н.* Modern seismic vizualization tools // Материалы IX Международной конференции "Знания-Онтологии-Теории" (ЗОНТ - 2023). Новосибирск. 2023. С. 441–443.
10. *Лютикова В.С., Литовченко И.Н.* Физико-математические критерии распознавания роев землетрясений в сейсмичности Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Материалы сборника «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных» XVII международной сейсмологической школы (Ташкент 11-15.09.23). Обнинск. 2023. С. 67.
11. *Нерсесов И.Л., Тейтельбаум Ю.М., Пономарев В.С.* Предваряющая активизация слабой сейсмичности как предиктор сильных землетрясений // Докл. АН СССР. 1979. Т.249. №6. С. 1335–1338.
12. *Региональный* каталог землетрясении — URL: http://some.kz/
13. *Тулиани Л.И.* О связи сейсмичности с физическими параметрами тектоносферы // ДАН. 1996. Т.350. №6. С. 824–827.
14. *Тулиани Л.И.* Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы. – М.: Научный мир. 1999. 216 с.
15. *Тулиани Л.И., Левин Л.Э.* Опыт прогноза землетрясений на Кавказе // Доклады Академии наук. 2003. Т.389. №1. С. 108–110. – URL: http://mars.arbicon.ru/?mdl=content&id=27492

РАЗВИТИЕ МЕТОДИКИ ИДЕНТИФИКАЦИИ ЗОН РАЗРЫВНЫХ НАРУШНИЙ МЕТОДАМИ ДЗЗ АКТИВНЫМИ И ПАССИВНЫМИ СЪЕМОЧНЫМИ СИСТЕМАМИ ВЫСОКОГО И СВЕРХВЫСОКОГО ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗРЕШЕНИЯ

Т.Е. Малышкин[1], Н.А. Гордеев[1]

[1] – *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; timur.malishkin@ya.ru*

Решение задачи по оперативному и качественному картографированию зон напряженных состояний является одной из наиболее актуальных проблем современной тектонофизики. Это связано, в первую очередь, с необходимостью выполнения работ как по оперативному, так и периодическому геодинамическому мониторингу активных разломов в труднодоступных областях Земли. Неоспоримым преимуществом использования систем ДЗЗ для решения поставленных задач является достоверность, полнота и скорость получения данных наблюдений на обширные (более 100 км²) территории Земли. Данная работа является развитием технологии, описанной в более ранних публикациях [Молчанов и др., 2021] и затрагивает совместное применение как пассивных (оптико-электронных), так и активных (радиолокационных) систем дистанционного зондирования Земли.

В ходе разработки технологии обнаружения объектов интереса были использованы архивные космические снимки сверхвысокого пространственного разрешения с пассивных ("Канопус-В", "Ресурс-П") и активных ("Sentinel-1b") съемочных систем. Определение зон разрывных нарушений выполняется в соответствии со следующими параметрами, определенных по данным ДЗЗ: критерий асимметрии поперечного профиля долины, плотность и вектор микроводотоков, градиент вертикальных скоростей движения земной поверхности, смена образующей породы поверхности, термические аномалии [Zelenin et al., 2022]. Обработка данных ДЗЗ выполнялась с применением библиотек языка программирования Python с открытым исходным кодом.

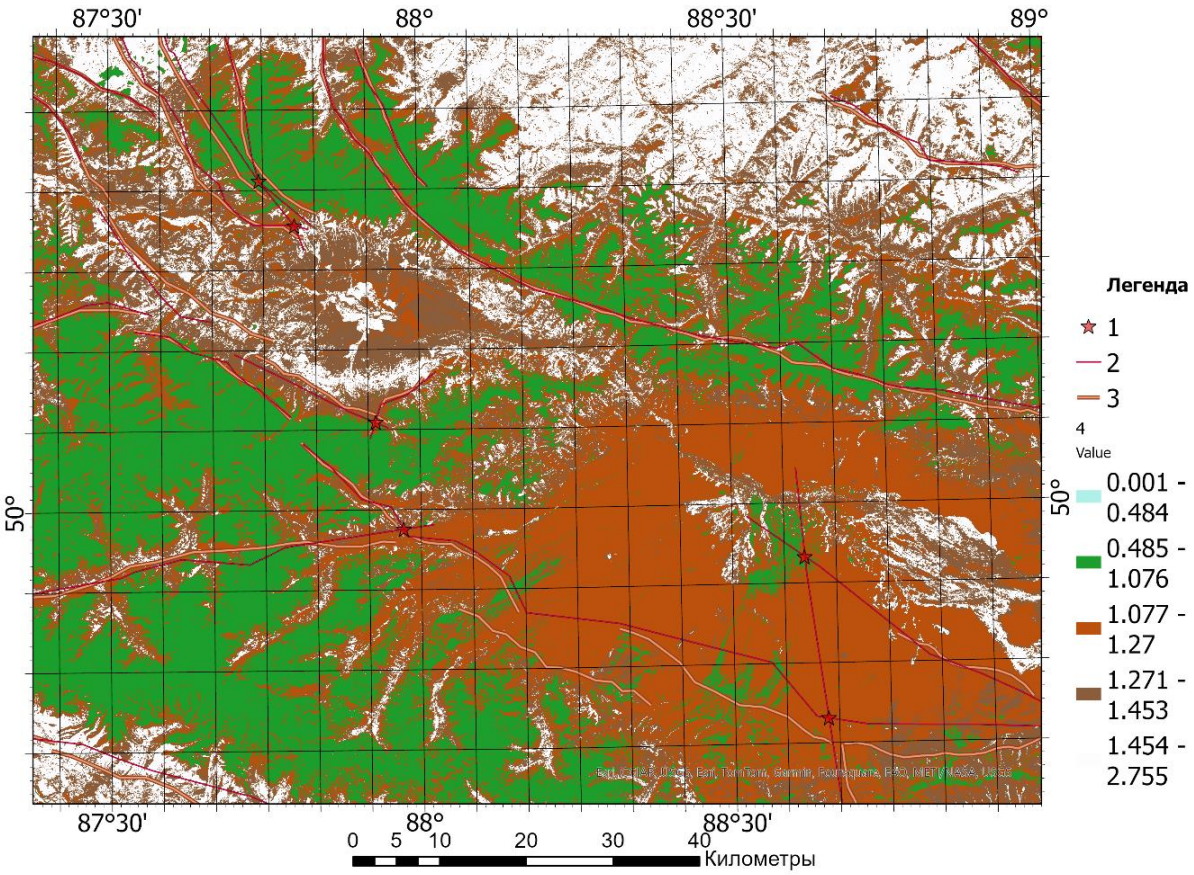


Рис. 1. Результат обработки данных оптико-электронных съемочных систем с применением функции растровой алгебры.

1 – точки зафиксированных землетрясений [USGS Earthquake Map]; 2 – разрывные нарушения, дешифрированные по данным ДЗЗ; 3 – подтвержденные разрывные нарушения, по данным ГИН РАН [Zelenin et al., 2022]; 4 – результат вычисления значений функции растровой алгебры «Деформационный индекс» (AltIndex)

Внедрение в методику принципов съемки в инфракрасном диапазоне позволяет определять термические аномалии, что косвенно указывает на активизацию тектонических процессов. Для контрастирования на изображении объектов интереса применяется введение функции растровой алгебры [Volesky et al., 2003; Шовенгердт и др., 2010], которая нормализует значения зафиксированного излучения в двух инфракрасных диапазонах с различающимися пороговыми значениями чувствительности сенсоров, что обеспечивает наиболее достоверный результат картографирования аномальных зон (1):

$$AltIndex = SWIR1/SWIR2, \quad (1)$$

где SWIR1 – зафиксированное значение отраженного излучения в 1-ом ближнем инфракрасном диапазоне (1.57-1.65 мкм); SWIR2 – зафиксированное значение отраженного излучения во 2-ом ближнем инфракрасном диапазоне (2.11-2.29 мкм).

Для определения геодинамической составляющей при картографировании новых разломов земной поверхности, а также для решения задач мониторинга был применен принцип дифференциальной радиолокационной интерферометрии [Шовенгердт и др., 2010], позволяющий из математической зависимости, связывающей фазу сигнала и длину электромагнитной волны извлечь величину вертикального смещения поверхности Земли.

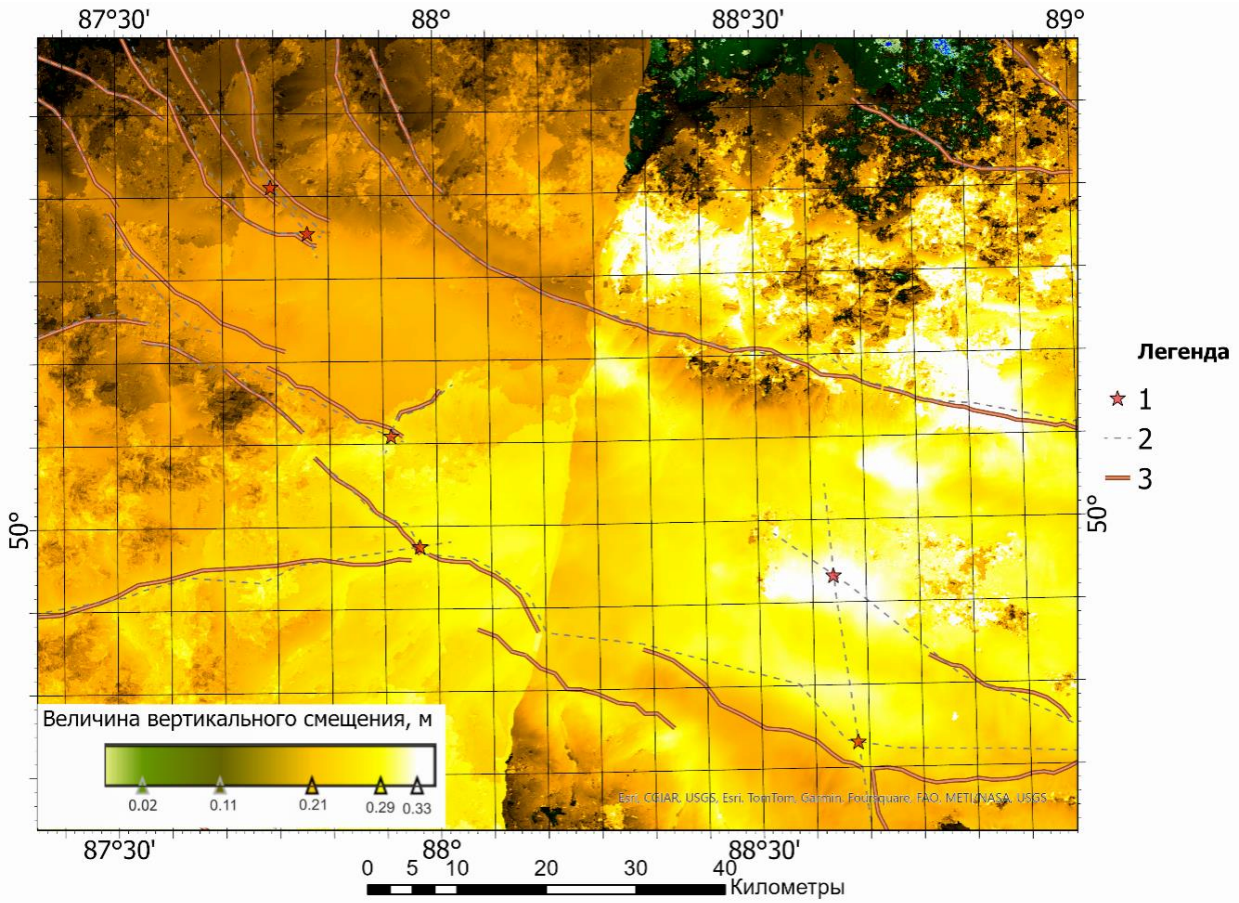


Рис. 2. Результат обработки данных радиолокационной космической съемки.
1 – точки зафиксированных землетрясений [USGS Earthquake Map]; 2 – разрывные нарушения, дешифрированные по данным ДЗЗ; 3 – подтвержденные разрывные нарушения, по данным ГИН РАН [Zelenin et al., 2022]

Произведем оценку точности результатов спутниковых измерений. Применим принцип оценки точности неравноточных, независимых измерений. Согласно данному принципу, средняя квадратическая ошибка (СКО) измерения должна быть меньше или равна тройной средней истинной погрешности измерения (2):

$$M \leq 3*vi, \quad (2)$$

где m – СКО измерения, м; vi – средняя истинная погрешность измерения, м. По результатам вычислений было получено, что: 17.54 м ≤ 88.08 м.

Таким образом, разработанный метод идентификации разрывных нарушений удовлетворяет плановой точности позиционирования объектов интереса и учитывает в ходе измерений и обработки результатов систематические погрешности. Полученную информационную продукцию возможно применять для решения профильных задач в области тектонофизики.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Молчанов А.Б., Гордеев Н.А.* Автоматизация метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим с применением алгоритмов компьютерного зрения // Труды Ферсмановской научной сессии. Из-во: ГИ КНЦ РАН. Апатиты. 2021. №18. С. 301–304.
2. *Шовенгердт Р.А.* Дистанционное зондирование. Модели и методы обработки изображений Техносфера. – Москва. 2010. 560 с.
3. *Volesky J.C., Stern R.J., Johnson P.R.* Geological control of massive sulfide mineralization in the Neoproterozoic Wadi Bidah shear zone, southwestern Saudi Arabia, inferences from orbital remote sensing and field studies // Precambrian Research. 2003. P. 235–247.
4. *Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I.* The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. V.14. P. 4489–4503.
5. *https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/*, USGS Earthquake Map (время обращения на сайт: 12.07.2024 12:43 UTC+3)

НОВЕЙШИЕ РАЗРЫВЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.А. Мануилова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; e.manuilova@ifz.ru

Введение. Объектом исследования является юго-восточная часть Горного Алтая – территория Чуйско-Курайской, Джулукульской впадин и обрамляющих их структур (рис. 1).

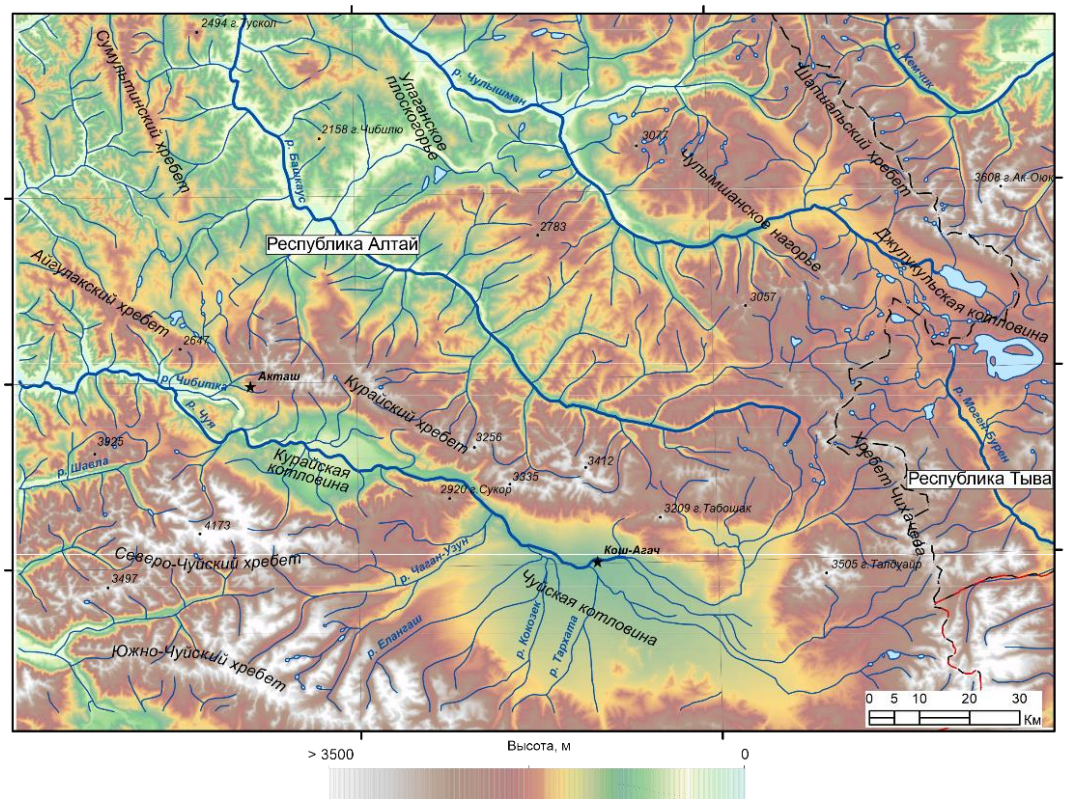


Рис. 1. Орографическая схема юго-восточной части Горного Алтая

В центральной части территории находится Чуйская котловина, вытянутая в северо-западном направлении примерно на 70 км. Ее ширина в западной части котловины – ~5 км, в центральной части – ~35 км, в восточной части – ~10 км. Северо-западнее расположена Курайская котловина более изометричной формы размером 20х21 км. К этим котловинам приурочена долина р. Чуя. С севера их обрамляет Курайский хребет с отметками рельефа 3200 – 3400 м, простирающийся в запад-северо-западном направлении, на западе переходящий в Айгулакский хребет с отметками высот до 2600 м (в пределах рассматриваемой области). С юга эти котловины ограничены Северо-Чуйским (с отметками рельефа до 3700 – 4000 м) и Южно-Чуйским (отметки рельефа достигают ~3900 м) хребтами. Через р. Акалаха и р. Джазатор находится плоскогорье Укок, высотой до 3242 м. Восточнее расположен хребет Сайлюгем, где абсолютные отметки рельефа достигают 3499 м. На северо-западе района расположены часть Чулымшанского нагорья (отметки рельефа достигают 3000 – 3100 м) и Шапшальского хребта (абсолютные высоты около 3000 м), разделенные долиной р. Чулымшан. Южнее находится хребет Чихачева с абсолютными отметками до 4029 м (г. Турган-Ула). Между Шапшальским хребтом и хр. Чихачева размещается Джулукульская котловина.

Изучению неотектоники Горного Алтая посвящено большое количество работ [Яковлев, 1939; Обручев, 1948; Девяткин, 1965; и др.]. Согласно [Добрецов и др., 1995], наиболее контрастные движения, приведшие к формированию современного рельефа, произошли в неогене-антропогене. Это же время связывают с началом неотектонического этапа на данной территории [Новиков, 2004; Федак и др., 2011]. Согласно карте неотектонического районирования РФ [Межеловский, 2020] суммарная вертикальная амплитуда новейших движений на территории Горного Алтая изменяется от 1 до 3-х и более км.

Предполагается, что на неотектоническом этапе тектонические структуры Горного Алтая претерпели трансформацию геодинамических условий – обстановка субширотного горизонтального сжатия с преобладанием взбросовых и сдвиго-взбросовых перемещений по разрывным нарушениям, существовавшая вплоть до неогена, сменилась на условия горизонтального сдвига с субгоризонтальной осью сжатия северо-северо-восточного и северо-восточного направления и запад-северо-западной и северо-западной ориентацией оси растяжения. При таком поле напряжений доминирующие разрывы северо-западного простирания на этой территории характеризуются в основном право-сдвиговыми смещениями, а разрывы северо-восточного простирания – лево-сдвиговыми. В связи с этим, целью исследования являлось выделение новейших структур, в том числе установлении геометрии и кинематики новейших разрывов по геоморфологическим признакам на территории юго-восточной части Горного Алтая и выявлении их геодинамической обстановки формирования.

Тектоническое строение района. В тектоническом плане район исследования относится к юго-западной части Алтае-Салаиро-Монгольской складчатой области и характеризуется сложной складчато-блоковой структурой. В пределах этой области выделен ряд складчатых систем (перечислены только те системы, которые находятся в пределах района исследования) — Алтае-Салаирская, Алтае-Кузнецко-Салаирская, Алтае-Саяно-Тувинская и Монголо-Алтайская. Они в свою очередь подразделяются на структурно-формационные зоны раннепалеозойского складчатого фундамента и наложенные на них менее деформированные или почти не затронутые деформациями прогибы, впадины и грабены, которые сложены осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями ордовикского, девонского, каменноугольного, мезозойского и кайнозойского возрастов [Федак и др., 2011].

Границами этих структур являются разноранговые разломы различной кинематики (сдвиги, надвиги, зоны растяжения и др.) и времени заложения (ранне-, средне- и позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские). Большинство исследователей считает, что новейшие разломы наследуют заложенные и развивавшиеся в палеозое дизъюнктивы, но при этом происходит смена их кинематики. Например, в работах Н.Л. Добрецова и др. [1995, 2004] показано, что мезозойские разломы, проявленные южнее Чуйско-Курайской впадины, унаследованы от палеозойских и сопровождают образование Предалтайского пояса юрских впадин. Однако, в статье [Новиков и др., 2023] по сопряженному анализу ориентировки и пространственному размещению разновозрастных разломов не подтвердилось представление о том, что кайнозойская система разрывов формировалась путем реактивации или унаследованного развития палеозойской системы разрывных нарушений. По мнению авторов, эти две системы возникали при разных ориентировках сжатия: в палеозое при субширотном сжатии формировался левосдвиговый ансамбль, в кайнозое в условиях субмеридионального сжатия – правосдвиговый. Их результаты позволили установить, что зоны крупных разломов, ограничивающие древние блоки, подновились на неотектоническом этапе развития региона частично, а их внутренняя структура (мелкие, непротяженные разрывы) не всегда совпадает с внутренней структурой разломов палеозоя, т.е. палеозойские разломы часто реактивированы, но не всегда с тем же направлением перемещения крыльев.

Методика. Для достижения поставленной цели был проведен структурно-геоморфологический анализ рельефа по методу Н. П. Костенко, который направлен на выявления конэрозионных (с момента становления структурной формы в рельефе) дислокаций и их типов. В основе этого метода лежит анализ гидрографической сети, рисунка и абсолютных отметок современного рельефа, которые являются результатом, как тектонических движений, так и результатом воздействия экзогенных процессов, происходящих на новейшем этапе развития региона.

На территории исследования выявление новейших структур осуществлялось как в плане при проведении визуального структурно-геоморфологического дешифрирования, так и в вертикальном сечении, путем построения и интерпретации серии геоморфологических профилей. Наиболее полная методика приведена в работах [Костенко, 1999; Корчуганова и др., 2001; Мануилова, 2021].

В ходе визуального дешифрирования новейших структур использовались космические снимки с сервера ArcGis Online, ArcGIS Earth, топографические карты (масштаб 1 : 200 000), цифровая модель рельефа, построенная по данным Aster с разрешением 30 м, карта крутизны склонов, «отмывка» рельефа, геологические, тектонические и другие картографические, геологические и опубликованные материалы. Геоморфологические профили построены по данным ЦМР в программе Global Mapper. Их интерпретация выполнена в CorelDraw.

Результаты исследования. В результате структурно-геоморфологического анализа современного рельефа района исследования построена серия геоморфологических профилей. Их интерпретация и анализ позволили выявить границы новейших региональных и локальных структур. Помимо этого, выделены шесть уровенных поверхностей (1 уровень ~4000 м, 2 уровень ~3200 м, 3 уровень ~2800 м, 4 уровень ~2200 м, 5 уровень ~1800 м, 6 уровень ~1500 м), которые соответствуют наиболее высоким отметкам новейших структур. Показан возраст и генезис пород [Карта четвертичных образований …, 2014], слагающих современный рельеф. Анализ смещения этих уровенных поверхностей с учетом их одновозрастности дал возможность выявить новейшие разрывы (без установления их кинематики) и амплитуду вертикальных смещений по ним. В качестве примера на рис. 2 показан геоморфологический профиль по линии G1.

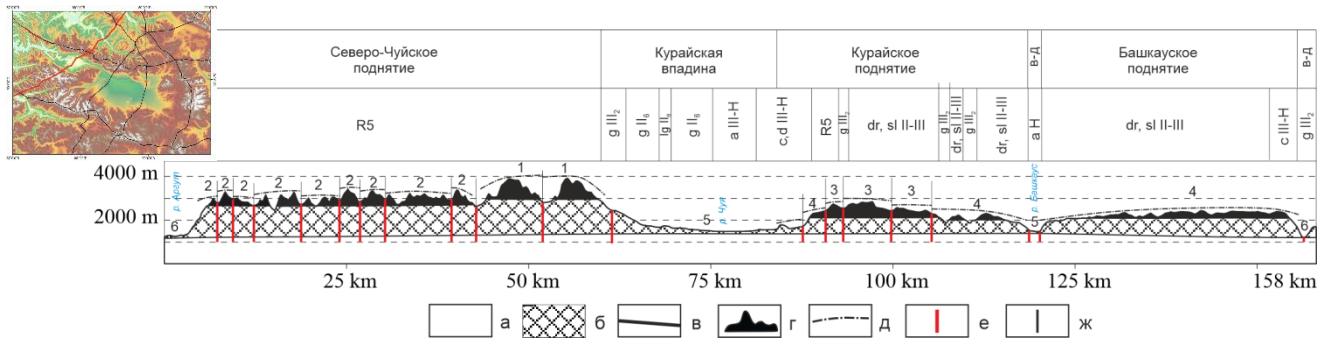
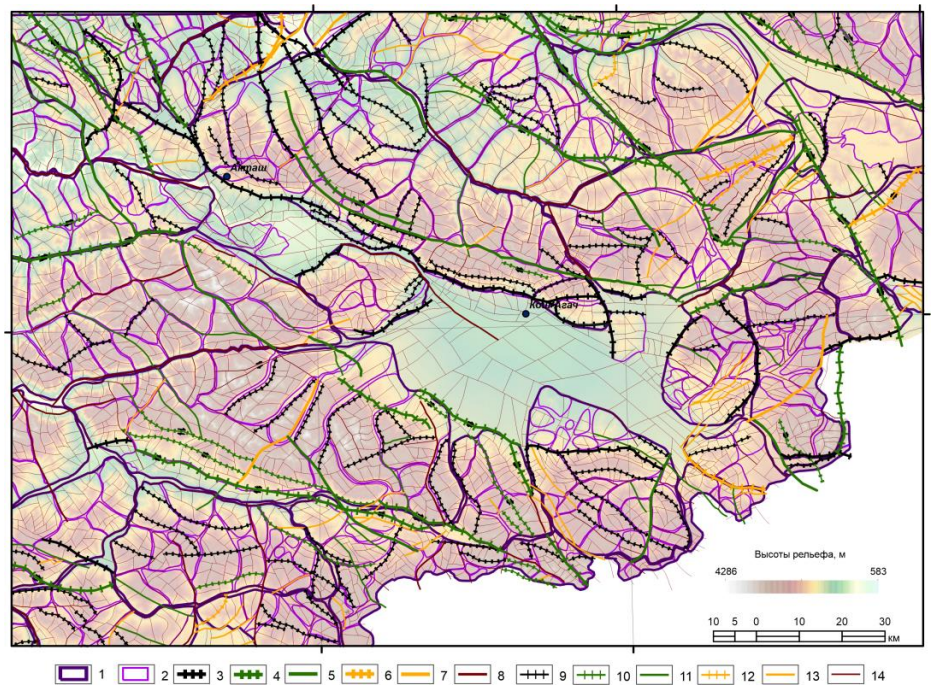


Рис. 2. Геоморфологический профиль по линии G1.
а – массив, не подвергшийся денудации; б – массив, подвергшийся денудации; в – линия, соединяющая наиболее глубокие врезы речных долин; г – зона водораздельной денудации; д – обобщающие линии изгибов и наклонов поднятий; е – новейшие разрывы, ж – линия для оценки амплитуды смещения по новейшему разрыву. Арабские цифры (1-6) – уровенные поверхности. Генетический тип отложений: a – аллювий, lg – озерно-ледниковый, g – ледниковый, c – коллювий, d/dr – делювий, sl – солифлюкционный, R5 – дочетвертичные отложения. Возраст пород: II – среднее звено неоплейстоцена, II6 – чуйский горизонт, III – верхнее звено неоплейстоцена, III2 – чибитский горизонт, H – голоцен

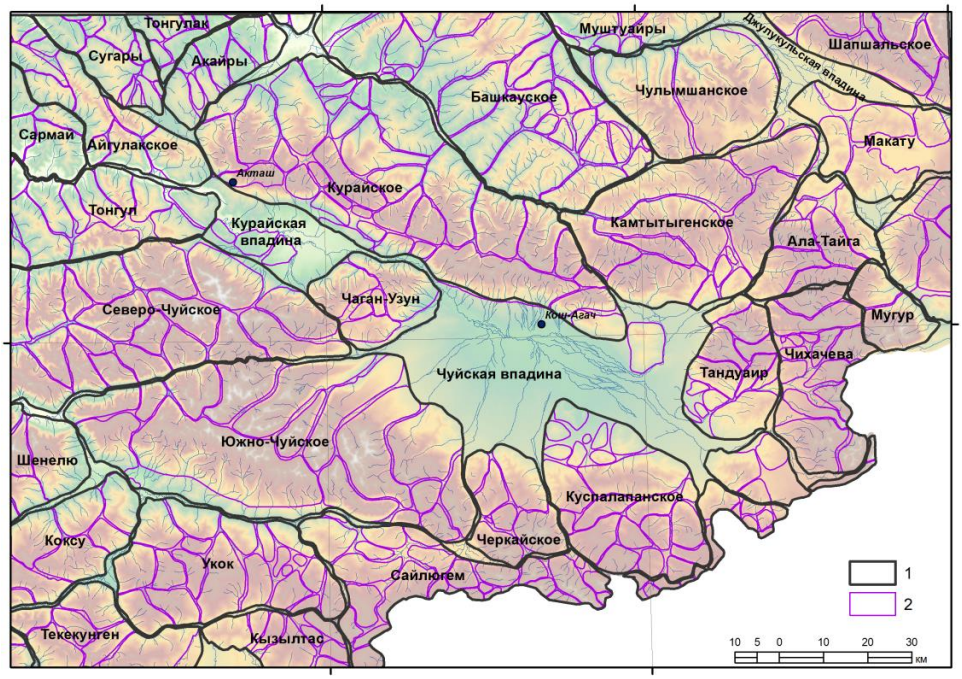
Проведя визуальное структурно-геоморфологическое дешифрирование рельефа, получена структурно-геоморфологическая карта юго-восточной части Горного Алтая в масштабе 1: 100 000 (рис. 3а). На ней показаны новейшие пликативные структуры, слабые зоны и новейшие разрывные нарушения, выраженные в современном рельефе. К новейшим пликативным структурам относятся (рис. 3б): 1) региональные поднятия с установленными в их пределах локальными поднятиями, разделенными узкими впадинами; 2) региональные впадины.

Стоит отметить, что своды новейших поднятий сложены дочетвертичными образованиями, делювиальными и солифлюкционными отложениями среднего-верхнего неоплейстоцена. В пределах новейших впадин присутствуют гляциальные отложения чуйского горизонта среднего неоплейстоцена, аллювиальные и коллювиально-деллювиальные осадки верхнего неоплейстоцена-голоцена.

Также на карте показаны: 1) новейшие региональные разрывы – разрывы с вертикальным смещением, правые и левые сдвиги, в том числе и с вертикальным смещением, протяженные слабые зоны. Эти разрывы в основном приурочены к границе региональных структур, а также к границам блоков разного литологического состава; 2) новейшие локальные разрывы – разрывы с вертикальным смещением, правые и левые сдвиги, в том числе и с вертикальным смещением. Эти разрывы в основном приурочены к границе локальных поднятий и наследуют простирания палеозойско-мезозойских разломов; 3) слабые зоны — зоны разрывов и повышенной трещиноватости пород, термин по [Костенко, 1999], которые приурочены к локальным поднятиям и отражают современное напряженное состояние [Мануилова, 2024].



а



б

Рис. 3. (а) Структурно-геоморфологическая карта юго-восточной части Горного Алтая [Мануилова, 2023] с дополнениями; (б) Новейшие пликативные структуры юго-восточной части Горного Алтая.
1-2 – новейшие поднятия: 1 – региональные, 2 – локальные; 3-8 – новейшие региональные разрывы: 3 – разрывы с вертикальным смещением, 4 – правые сдвиги с вертикальным смещением, 5 – правые сдвиги, 6 – левые сдвиги с вертикальным смещением, 7 – левые сдвиги, 8 – слабые зоны; 9-13 – новейшие локальные разрывы: 9 – разрывы с вертикальным смещением, 10 – правые сдвиги с вертикальным смещением, 11 – правые сдвиги, 12 – левые сдвиги с вертикальным смещением, 13 – левые сдвиги; 14 – слабые зоны

В целом основными преобладающими направлениями новейших разрывов и слабых зон являются северо-западное (290-330º), северо-восточное (30-60º) и субширотное (80-90º). При сопоставлении простираний новейших разрывов и слабых зон с направлением древних разломов выявлено, что наибольшей активизации в современном поле напряжений подверглись разломы северо-западного (310-320°) простирания. В меньшей степени активизированы разломы северо-восточного (40-60°) и субширотного (60-80°) направления.

В целом для юго-восточной части Горного Алтая установлен сводово-глыбовый стиль новейших дислокаций, который представляет собой сочетание поднятий и впадин разного ранга, осложненных разноранговыми новейшими разрывами и слабыми зонами.

Анализируя разломы из базы данных активных разломов Евразии и прилегающих акваторий ГИН РАН [База данных активных разломов …] видно, что на территории исследования присутствуют разрывы разной кинематики. Исходя из этого, можно отметить, что методика Н. П. Костенко позволяет выявить новейшие разрывы и слабые зоны. Однако установить направление падения поверхности сместителя, от которого зависит кинематика (сброс, взброс, надвиг и др.) невозможно. В связи с этим для установления кинематики новейших разрывов разработаны типовые модели «сброса», «взброса», «надвига» и «сдвига» для района исследования (рис. 4). Подобные модели также получены в ходе аналогового моделирования для других горных областей [Strak V. at all, 2011].

В качестве исходных данных (геометрия и кинематика) для создания моделей использовались материалы из [База данных активных разломов …]. Для этих разрывов проведен детальный геоморфологический анализ по космическим изображениям в 3D (ArcGISPro, ArcGIS Earth и др.). При изучении снимка в районе новейшего разрыва особое внимание уделялось анализу поведения гидросети, распространению конусов выноса, морфологии и крутизне уклона треугольных граней (фасетов), формирующихся на склонах гор с учетом геологического строения. Также проводился анализ профилей рельефа, пересекающих разрыв на разных его участках.

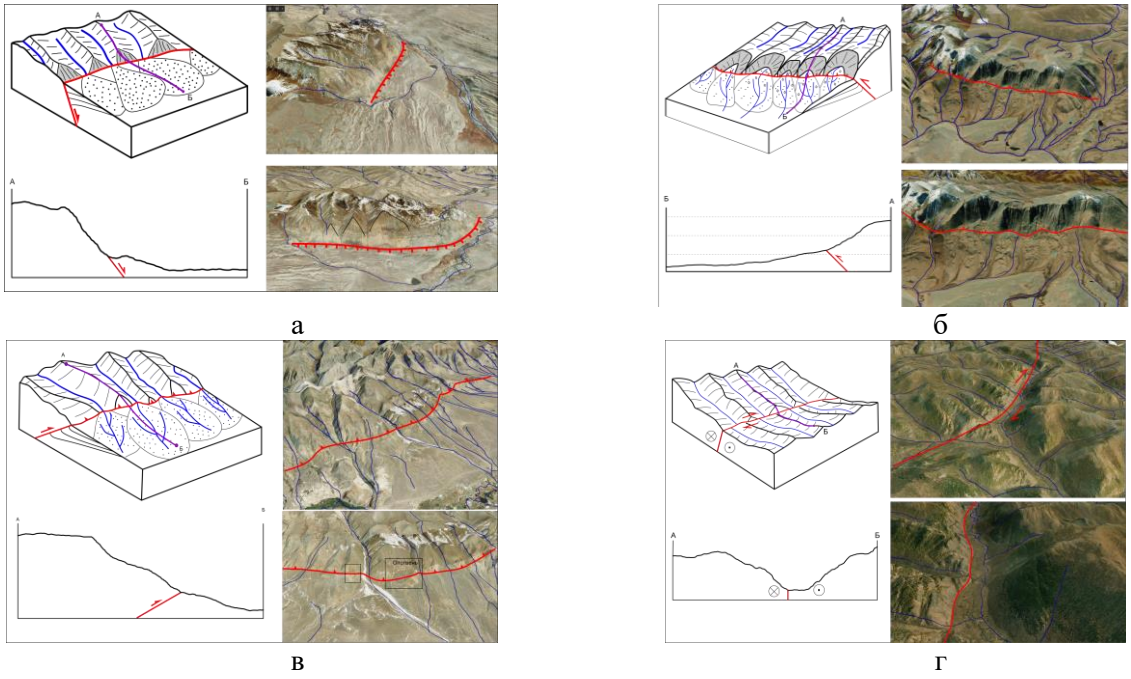


Рис. 4. Геоморфологические модели, разработанные для выявления кинематики разрыва в пределах юго-восточной части Горного Алтая. Модели: (а) – сброс; (б) – взброс; (в) – надвиг; (г) – сдвиг

Применение этих моделей для территории исследования, позволило выявить кинематику новейших разрывов вблизи поверхности по космическим и топографическим материалам (рис. 5а).

Анализируя систему новейших разрывов северо-западного простирания с право-сдвиговой составляющей и северо-восточного простирания с лево-сдвиговой составляющей выявлено направление оси горизонтального сжатия, которое изменяется от северо-северо-западного до северо-северо-восточного, что показано на рис. 5б. Схожие результаты также получены в работе [Маринин и др., 2022; Мануилова, Сим, 2023], где направление оси горизонтального сжатия получено с помощью структурно-геоморфологического метода Л.А. Сим [Ребецкий и др., 2017].

Выводы. Таким образом, в результате проведения структурно-геоморфологического анализа рельефа по методу Н.П. Костенко на территории юго-восточной части Горного Алтая выявлены новейшие структуры (разноранговые поднятия, впадины, региональные и локальные разрывы – разрывы с вертикальным смещением, правые и левые сдвиги, в том числе и с вертикальным смещением, слабые зоны), для которых характерен сводово-глыбовый стиль новейших дислокаций.

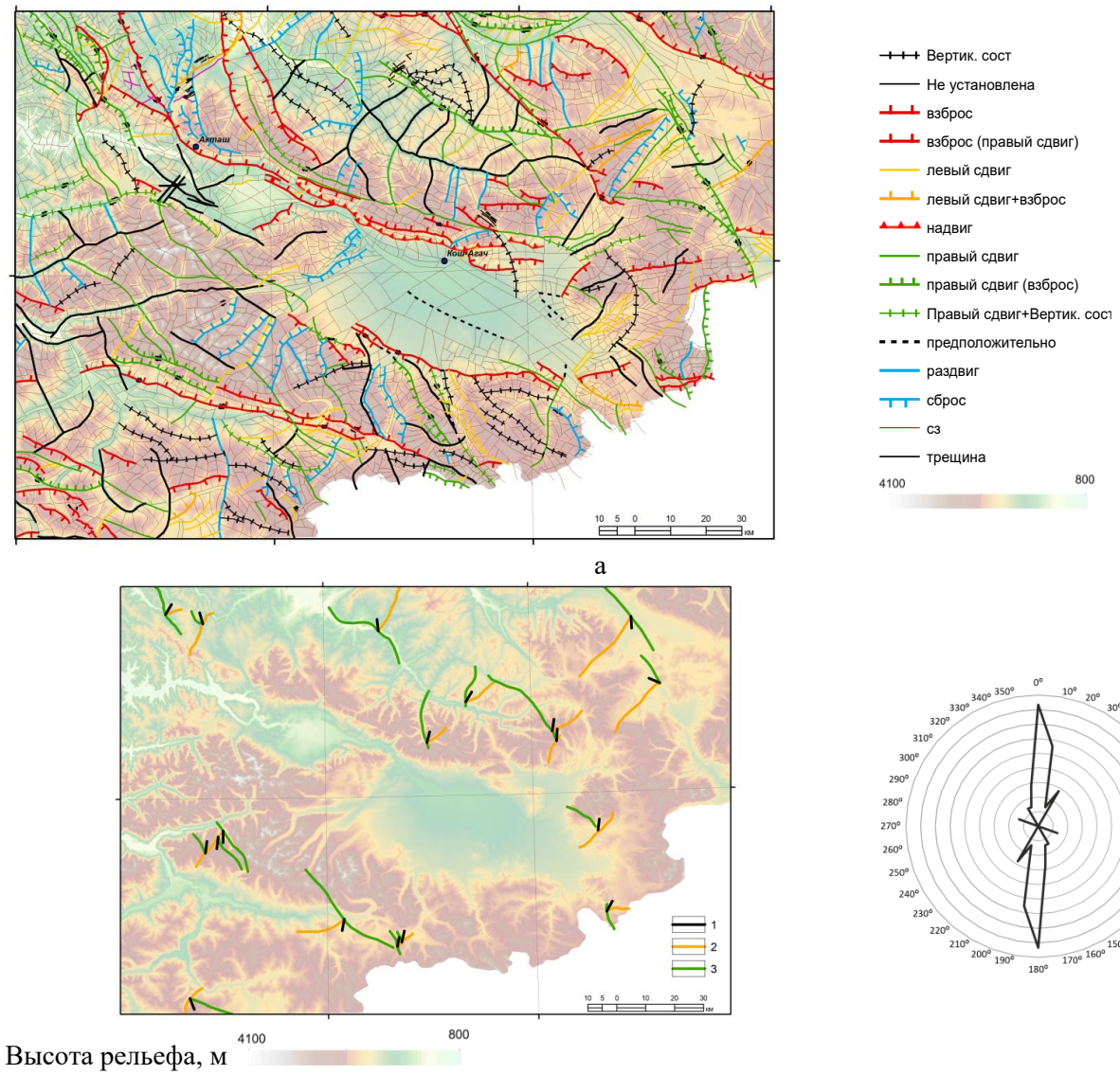


Рис. 5. (а) Схема новейших разрывов (с выявленной кинематикой) и слабых зон юго-восточной части Горного Алтая. (б) Схема направления оси горизонтального сжатия, установленная по комбинации новейших разрывов со сдвиговой составляющей; (в) Ориентация реконструированных осей горизонтального сжатия.
1 – ось горизонтального сжатия, 2 – новейшие разрывы с право-сдвиговой составляющей северо-западного простирания, 3 – новейшие разрывы с лево-сдвиговой составляющей северо-восточного простирания

Установлены основные направления новейших разрывов и слабых зон – северо-западное, северо-восточное и субширотное, которые в целом наследуют простирания древних разрывов. Для новейших региональных разрывов преобладающие простирания в основном контролируются литологическим фактором, они разделяют блоки разного состава. Новейшие локальные разрывы наследуют простирания палеозойско-мезозойских разломов. Ориентировка слабых зон, которые развиты внутри блоков, соответствует современному напряженному состоянию.

Разработаны типовые кинематические модели – «взброс», «сброс», «надвиг», «сдвиг», позволяющие оценить направление поверхности сместителя новейших разрывов в приповерхностном слое по 3D изображениям поверхности Земли. Их применение позволило дополнить имеющиеся данные о разрывах для данного района.

По рельефу, а именно по комбинации новейших разрывов с право- и лево-сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания, соответственно, выявлено, что на территории юго-восточной части Горного Алтая эти структуры сформировались в обстановке субмеридионального сжатия.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. База данных активных разломов Евразии и прилегающих акваторий — http://neotec.ginras.ru/database.html
2. *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая. – М.: Наука. 1965. 253 с.
3. *Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д.* Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т.36. №10. С. 5–19.
4. *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.* Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т.45. №12. С. 1381–1403.
5. Карта четвертичных образований территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000. Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология». – СПб. 2014.
6. *Корчуганова Н.И., Костенко Н.П., Межеловский И.Н.* Неотектонические методы поисков полезных ископаемых. – М.: Изд. МГГА. 2001. 212 с.
7. *Костенко Н.П.* Геоморфология. – М.: Изд. МГУ. 1999. 379 с.
8. *Мануилова Е.А., Сим Л.А.* Неотектоника и неотектонические напряжения юго-восточной части горного Алтая // Материалы Всероссийской научной конференции «Динамическая геология – проблемы и достижения», посвященной празднованию 270-летия МГУ имени М.В. Ломоносова и 90-летию со дня рождения Н.В. Короновского, М.А. Гончарова и М.Г. Ломизе. – Перо: 2023. С. 65–69.
9. *Мануилова Е.А.* Новейшие разрывы юго-восточной части Горного Алтая // Ломоносовские чтения 2024. Секция геологии. – М.: МГУ. 2024. С. 12–16.
10. *Мануилова Е.А.* Новейший структурный план юго-восточной части Горного Алтая // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы восьмой молодежной тектонофизической школы-семинара. – М.: ИФЗ РАН. 2023. С. 147–151.
11. *Мануилова Е.А.* Новейший структурный план Западно-Сибирской плиты // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 2021. №1. С. 23–30.
12. *Маринин А.В., Сим Л.А., Мануилова Е.А., Бондарь И.В., Гордеев Н.А.* Новейшее напряженное состояние Чуйско-Курайской впадины и прилегающих структур (юго-восточная часть Горного Алтая) // Наука и технологические разработки. 2022. Т.101. №3. С. 33–52.
13. *Межеловский Н.В.* Карта неотектонического районирования территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000. ООО «Геокарт». 2020.
14. *Новиков И.С.* Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”. 2004. 313 с.
15. *Новиков И.С., Зольников И.Д., Глушкова Н.В., Данильсон Д.А., Колесов К.К.* Соотношение разломных ансамблей палеозойского и кайнозойского возраста на территории западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т.14. №3. С. 1–12.
16. *Обручев В.А.* Основные черты кинетики и пластики в неотектонике // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. №5. С. 13–24.
17. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. – М.: ГЕОС. 2017. 234 с.
18. Региональная схема корреляции подразделений четвертичной системы территории Российской Федерации из Карты четвертичных образований масштаба 1 : 2 500 000 территории РФ. 2010.
19. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. – СПБ.: Изд. ВСЕГЕИ. 2019. 96 с.
20. *Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьев Е.М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение), Серия Алтае-Саянская. Лист M-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 567 с.
21. *Яковлев В.А.* К вопросу о происхождении Телецкого озера // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1939. Т.17. Вып.4–5. С. 3–13.
22. *Pillans B., Gibbard P.* The Quarternary Period // The Geological Time Scale 2012. Gradstein FM. Ogg J.G., Schmitz J.G., Ogg G.M. (eds). Amsterdam: Elsevier. 2012. P. 979–1010.
23. *Strak V., Dominguez S., Petit C., Meyer B., Loget N.* Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: Insights from experimental modelling // Tectonophysics. 513. 2011. P. 1–19.

РАЗВИТИЕ СТРУКТУРНО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО МЕТОДА АНАЛИЗА МАЛЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ Л.М. РАСЦВЕТАЕВА

А.В. Маринин[1], Т.Ю. Тверитинова[1, 2]

[1] – *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; marinin@ifz.ru*
[2] – *Геологический факультет МГУ, г. Москва, Россия*

Наблюдаемые в природе тектонические деформационные структуры – зеркала скольжения, трещины, небольшие разрывы и другие малые структурные формы – являются природным источником информации о напряженно-деформированном состоянии породных массивов и их эволюционном развитии. В тектонофизике созданы методы определения параметров тектонических напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций, одним их которых является метод структурно-парагенетического анализа малых дизъюнктивов Л.М. Расцветаева [1987].

Структурно-парагенетический анализ структурных форм заключается в установлении закономерностей их совместного нахождения, что позволяет перейти к их генетической интерпретации, т.е. рассматривать определенные множества сколовых разрывов и трещин как результат единого тектодинамического процесса, характеризуемого некоторым положением и конфигурацией эллипсоида напряжений. На основании сопоставления структурных форм и их парагенетических ассоциаций с известными физико-механическими процессами и моделями метод предполагает проведение кинематического (определение направления и типа геологического перемещения), тектодинамического (определение напряженного состояния) и физико-механического (определение реологического типа тектонической деформации) анализов. Выделение, картирование и геомеханическая интерпретация структурных рисунков и парагенезов разного типа внутри какого-либо объема горных пород позволяет установить преобладающий характер дислокаций и деформаций; реологические свойства среды (хрупкая, вязкая, пластичная и т.д.) и физико-механическую характеристику основных систем тектонических нарушений; параметры тектонического поля напряжений.

Формирование метода, основанного на изучении получаемых при полевых исследованиях структурных рисунков малых разрывных нарушений, проходило в горно-складчатых сооружениях Альпийского пояса СССР (Копетдаг, Большой Кавказ). На следующем этапе развития метода основным регионом являлся Северо-Западный Кавказ, где авторы совместно с Л.М. Расцветаевым собрали и проанализировали большое количество полевых данных. Основные публикации по этим работам приведены в начале настоящего сборника в статье посвященной Леониду Михайловичу Расцветаеву.

В последние годы география регионов исследования с помощью структурно-парагенетического анализа малых дизъюнктивов значительно расширилась. Разработанные в лаборатории алгоритмы, программы и средства визуализации, наблюдаемых тектонических деформационных структур, позволили на новом уровне использовать возможности метода с его применением в нескольких регионах России и ближнего зарубежья с разным тектоническим строением. Сотрудники лаборатории фундаментальных и прикладных проблем тектонофизики им. М.В. Гзовского провели с применением метода обширные полевые исследования на Северном Тянь-Шане, Горном Алтае, Большом Кавказе, Кольском полуострове, острове Сахалин и Енисейском кряже, а также в Саянах и Магаданской области.

Использование компьютерных программ дает возможность подойти к интерпретации тектодинамических данных на новом качественном уровне. Это касается более точных характерных для тех или иных структур параметров напряженно-деформированного состояния: типов полей напряжений, преобладающих структур разрушения, определений кинематики структур, характерных структурных рисунков деформирующихся геологических объемов. С использованием разных методов получены данные об ориентации тектонических напряжений, кинематике разрывных нарушений и типе напряженного состояния в пределах Северо-Западного Кавказа (рис. 1). Методика структурно-парагенетического анализа дизъюнктивных структур предполагает использование большой статистики по замерам различных параметров дизъюнктивов. Поэтому важнейшей ее составляющей является создание банков данных, содержащих разнообразную информацию по морфо-кинематическим особенностям множества дизъюнктивов. Используемые в методе значки для отображения на

диаграммах различных тектонических структур в настоящее время значительно дополнены (рис. 2). Имеющийся в лаборатории банк данных (базы тектонической трещиноватости) постоянно пополняется новой информацией, получаемой при полевых исследованиях в различных регионах России и ближнего зарубежья. Кроме того, в банк добавляются данные по регионам, изученным ранее. Разработанная в лаборатории программа обработки собранных данных замеров FaultViz позволяет быстро построить общие и частные структурные диаграммы в рамках метода структурно-парагенетического анализа малых дизъюнктивов (рис. 3 и 4).

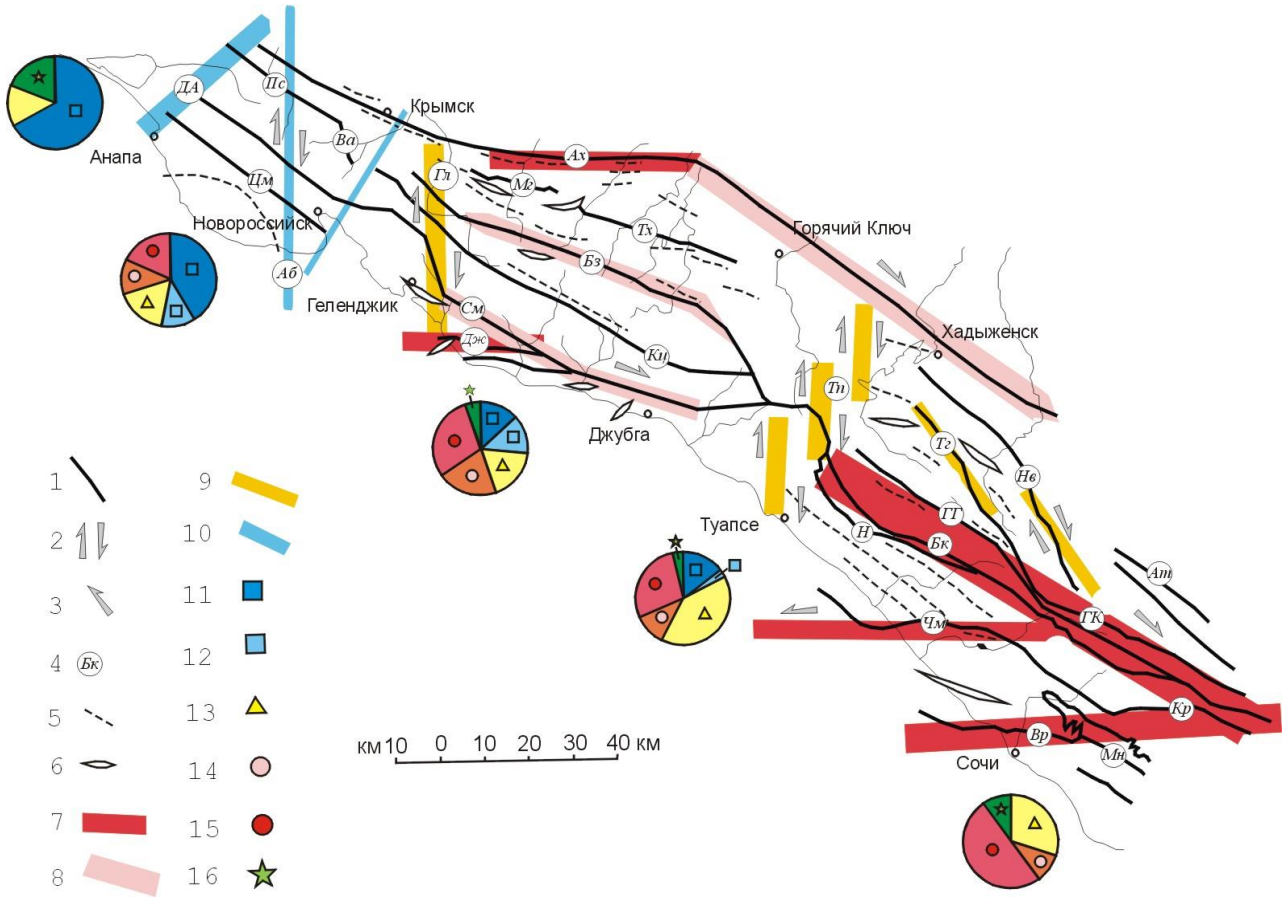


Рис. 1. Схема тектодинамики зон концентрации деформаций Северо-Западного Кавказа.
1 – региональные разрывные нарушения; 2 – правосдвиговая компонента нарушения; 3 – левосдвиговая компонента нарушения; 4 – названия разрывных зон (буквы в кружках): *Аб – Абраусская, Ат – Атамажинская, Ах – Ахтырская, Бз – Безепская, Бк – Бекишейская, Ва – Верхнеабинская, Вр – Воронцовская, ДА – Джигинско-Анапская, ГГ – Гойтх-Гогопсинская, ГК – Главная Кавказская, Гл – Геленджикская, Дж – Джанхотская, Кр – Краснополянская, Кц – Коцехурская, Мг – Медвежегорская, Мн – Монастырская, Н – Наужинская, Нв – Навагинская, Пс – Псебепская, Пш – Пшекишская, См – Семигорская, Тг – Тугупсинская, Тп – Туапсинская, Тх – Тхамахинская, Цм – Цемесская, Чм – Чемитоквадженская*; 5 – оси крупных антиклиналей; 6 – оси крупных синклиналей; 7 – зоны концентрации деформаций сжатия; 8 – зоны концентрации деформаций сжатия и сдвига; 9 – зоны концентрации деформаций сдвига; 10 – зоны концентрации деформаций растяжения; 11-16 типы напряженного состояния для локальных определений: 11 – горизонтального растяжения; 12 – горизонтального растяжения со сдвигом; 13 – горизонтального сдвига; 14 – горизонтального сжатия со сдвигом; 15 – горизонтального сжатия; 16 – сдвига (в мех. смысле) в вертикальной или горизонтальной плоскости

Представления Леонида Михайловича о закономерностях строения и развития новейших структур продолжают активно развиваться его учениками и коллегами на геологическом факультете МГУ и в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН. Это касается изучения неотектоники и новейшей геодинамики разновозрастных структур Евразии в пределах Альпийского и Центрально-Азиатского складчатых поясов. При проведении структурно-кинематических исследований непременным остается комплексный подход к рассматриваемым геологическим объектам. Детально анализируется региональная геологическая ситуация, учитываются данные по региональным складчато-разрывным структурам, проводится структурно-геоморфологический анализ территорий и дешифрирование материалов дистанционного зондирования с применением новейших методических приемов.

В результате комплексного подхода к изучению разновозрастных региональных структур методами структурно-парагенетического анализа мы получаем возможность представлять деформации различного структурного уровня того или иного орогена в целом, отдельных его составляющих, выраженных в нем зон концентрации деформаций различного кинематического типа. Приведенная схема разномасштабных деформационных зон Северо-Западного Кавказа (рис. 1) выявила соответствие крупных региональных дизъюнктивных структур со среднемасштабными зонами концентрации деформаций и малыми дизъюнктивами, которые проявлены по данным полевых замеров на структурных диаграммах [Расцветаев и др., 2010]. Подобные работы сейчас активно проводятся в Алтае-Саянском регионе (статья Т.Ю. Тверитиновой в настоящем сборнике).

Важнейшей составляющей работ остается изучение комплекса малых дизъюнктивов в разновозрастных структурах и толщах с целью выделения этапов деформаций [Бондарь и Маринин, 2021]. Получаемые в лаборатории результаты с применением структурно-парагенетического метода позволяют подходить к решению последовательности развития структур разного кинематического типа по структурам сходной ориентировки, проследить изменение напряженно-деформированного состояния не только в пространстве, но и во времени. Результаты работ по разным регионам Евразии доказывают, что сдвиги, взбросо-надвиговые и сбросо-раздвиговые системы складчатых систем образуют закономерные парагенетические семейства, характеризующиеся характерными структурными рисунками. Орогены Евразии на новейшем этапе подвергаются условиям меридионального латерального сжатия, но эти условия проявляются по-разному в зависимости от положения орогенов в общей деформационной структуре регионов и степени их строения.



Рис. 2. Обозначение полюсов малых дизъюнктивных структур на диаграммах в структурно-парагенетическом методе Л.М. Расцветаева и в программе FaultViz, разработанной в лаборатории тектонофизики (Молчанов А.Б., Гордеев Н.А. и др.)

Чем с более детальным структурным уровнем мы имеем дело, тем более сложные и разнообразные деформационные картины мы получаем. Благодаря возможности получения статистически значимых данных мы можем выявлять и давать характеристики региональным системам нарушений, включающих не только конкретные разрывы, но и региональные зоны концентрации деформации. Общая деформационная картина - сложное тектоническое течение геологических масс, но данные по распределению и морфокинематическим особенностям малых дизъюнктивов позволяют нам выявить конкретные особенности этого тектонического течения.

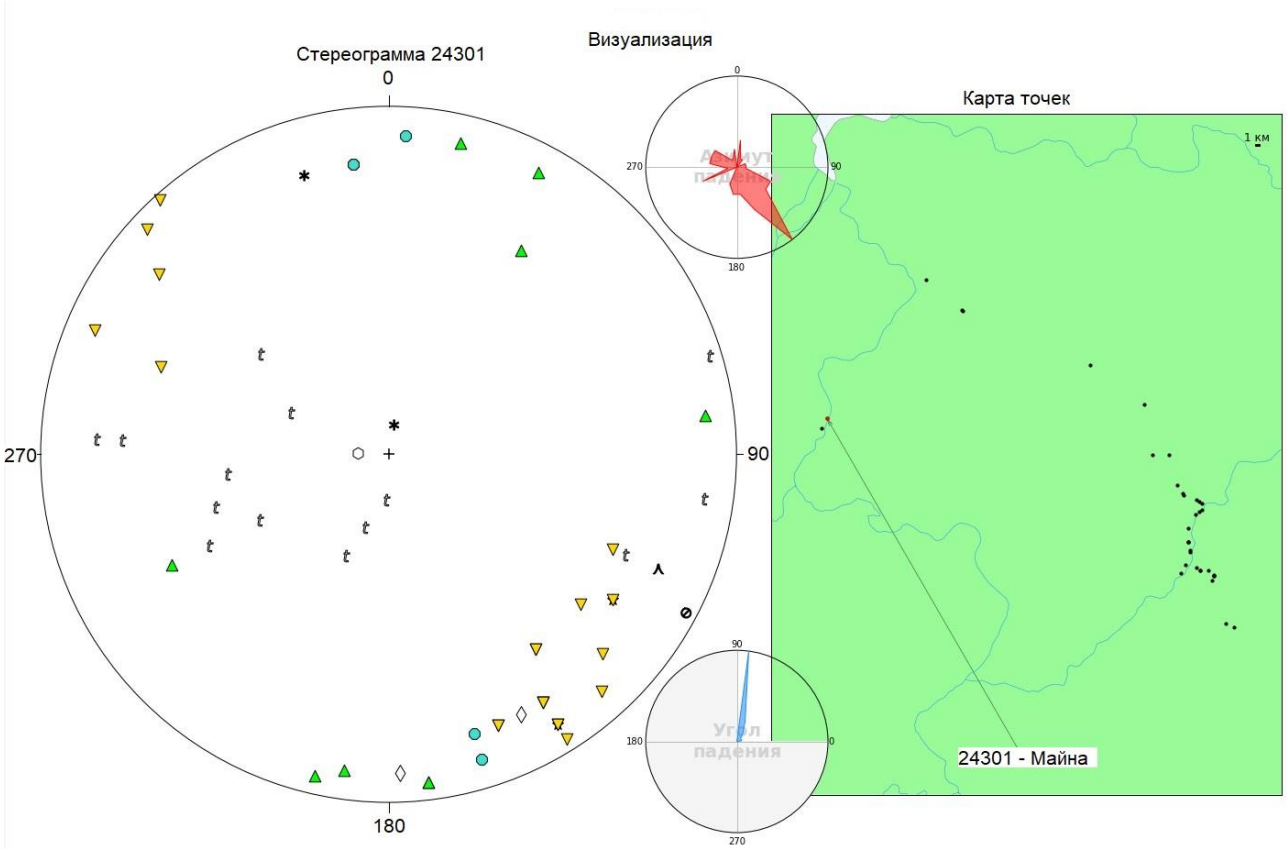


Рис. 3. Представление замеров в программе FaultViz на диаграмме (стереографическая проекция верхней полусферы), т.н. 24301 левый берег р. Енисей около пос. Майна

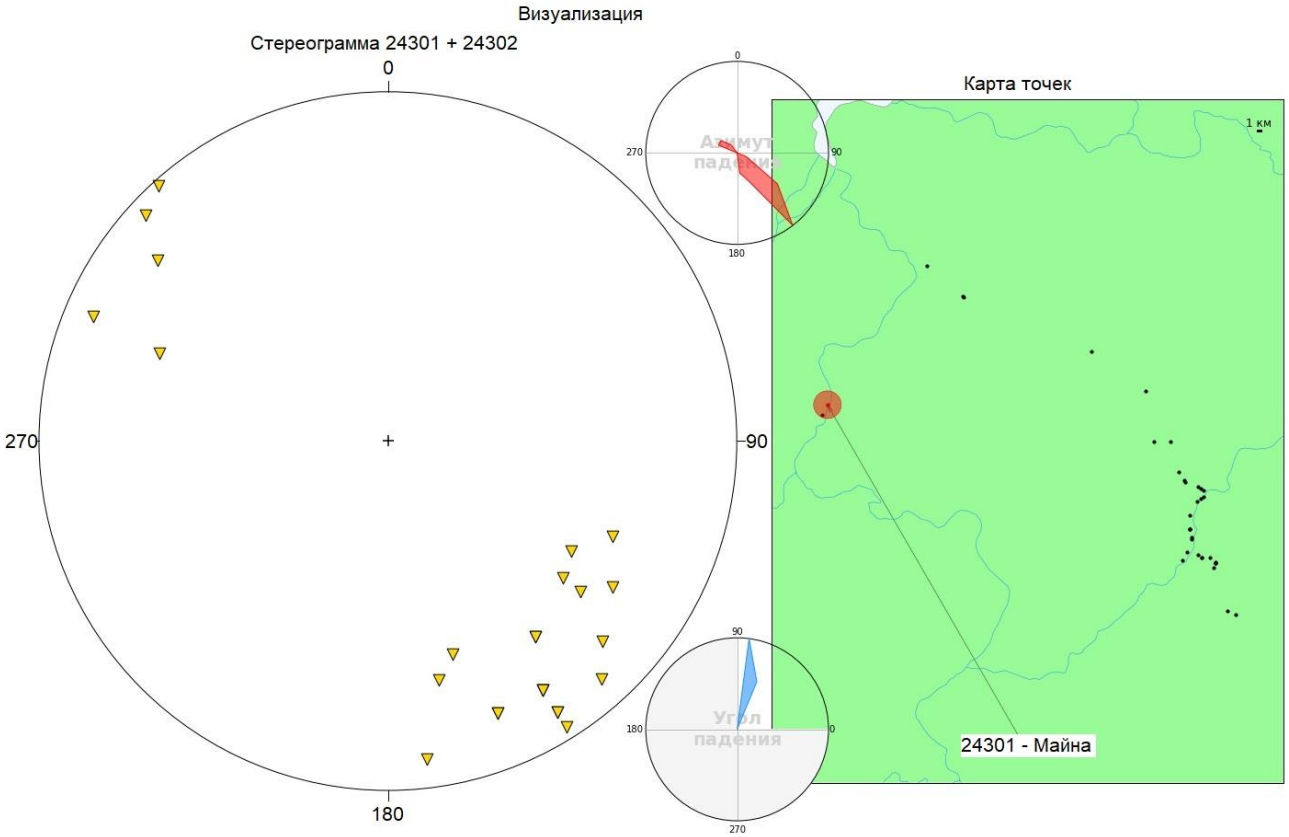


Рис. 4. Пример объединения замеров (с радиусом 500 м) и их отбора по кинематическому типу (левые сдвиги) в программе FaultViz на диаграмме (стереографическая проекция верхней полусферы), т.н. 24301 и 24302 (левый берег р. Енисей около пос. Майна)

Важнейшим элементом методики структурно-парагенетического анализа Л.М. Расцветаева является сопоставление структурных рисунков разномасштабных дизъюнктивов, на основании сходства которых делаются выводы об общем характере тектодинамических обстановок формирования региональных и локальных тектонических структур [Расцветаев, 1973; 1980]. Это направление исследований в лаборатории тектонофизики остается важнейшим. Получаемые по результатам полевых работ сотрудников лаборатории в разновозрастных орогенах Евразии новые структурно-геологические данные подтверждают и развивают представления Л.М. Расцветаева о закономерном структурном плане Евразии в кайнозое, определяющегося в первую очередь условиями меридионального горизонтального сжатия, которое формирует парагенез соответствующих структур, проявляясь в различно ориентированных складчатых системах и зонах концентрации деформаций целым спектром локальных стресс-состояний. Эти данные получены для Крымско-Кавказского региона, Алтае-Саянской складчатой области, отдельных регионов Средней Азии [Маринин, Тверитинова, 2017; Трихунков и др., 2018; Маринин и др., 2019; Маринин и др., 2022; Тверитинова и др., 2023].

На Северном Тянь-Шане сделано более 4000 измерений, из них со структурно-кинематической информацией (определением направления перемещения) – 1837 измерений, а по отрывным структурам собрано более 300 измерений (рис. 5). Установленный нами структурный парагенез малых дизъюнктивных нарушений соответствуют современному напряженно-деформированному состоянию региона [Маринин и др., 2019].

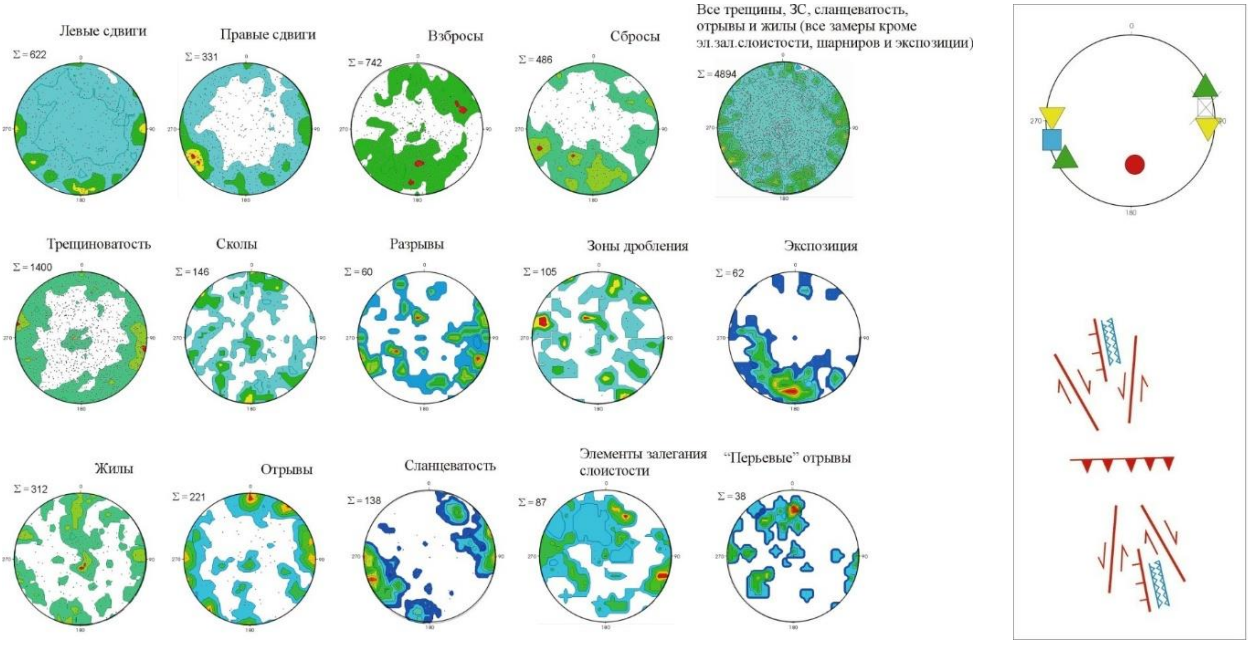


Рис. 5. Малые структурные формы Северного Тянь-Шаня (показано положение полюсов и их плотностное распределение на стереограммах в проекции верхней полусферы), собранные при полевых исследованиях (2009-2017 гг). Кинематический тип и суммарное количество использованных замеров показано над каждой из диаграмм. Плотностные максимумы полюсов окрашены в красные и желтые тона (для построения диаграмм использовалась программа *Stereonet).* Справа показан установленный структурный парагенез малых дизъюнктивных нарушений на стереограмме и в плане (принципиальная схема)

Работы о глобальном структурном рисунке земной поверхности являются наглядным примером подробного рассмотрения региональных тектонических структур в их сложной взаимосвязи в структуре Земли [Расцветаев, 1971; 1980]. Наши работы в Алтае-Саянской области Центрально-Азиатского складчатого пояса подтвердили участие региональных структур в выделенных Л.М. Расцветаевым глобальных зонах скалывания. На основании сравнительного анализа результатов по различным орогеническим областям продолжаются попытки увязать региональные структуры в единую деформационную систему и объяснить ее формирование воздействием Главного поля напряжений Земли, проявляющегося в неоднородной геологической среде сложной интерференцией многообразных тектодинамических обстановок [Расцветаев, Тверитинова, 2016;]. Примерами таких исследований являются работы сотрудников лаборатории тектонофизики в Алтае-Саянском регионе [Тверитинова и др., 2023].

В лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН методика структурно-парагенетического анализа Л.М. Расцветаева [1987] развивается, в том числе, за счет ее комплексирования с методом катакластического анализа разрывных нарушений Ю.Л. Ребецкого [2007], позволяющего получать количественные параметры напряженно-деформированного состояния. Существенным дополнением к объединенной методике структурно-парагенетического и катакластического анализов является использование в компьютерных расчетах не только структур скола (рис. 6), но также отрывов и компакционных (содвиговых) структур [Ребецкий, Маринин, 2024]. Учет отрывов и стилолитов в максимальной функции основан на применяемом в геомеханике соотношении деформаций необратимого изменения сдвига и объема (дилатансии или компакции). Отрывы, которые не удовлетворяют критерию близости положения их полюса с осью минимального сжатия (от 15 до 30°), рассматриваются как дилатансирующие сдвиги. Отрывы, удовлетворяющие критерию близости положения их полюса с осью минимального сжатия (< 15°), рассматриваются как чистые отрывы, по которым определяется положение нулевого значения нормального напряжения.

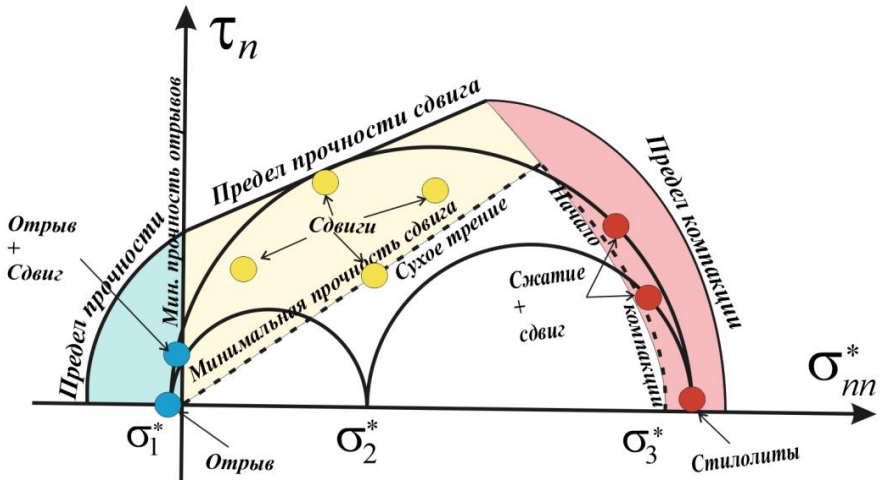


Рис. 6. Соотношение отрывных, сдвиговых (*мех.*) и компакционных (содвиговых) структур на диаграмме Мора [Ребецкий, Маринин, 2024]

Созданный Л.М. Расцветаевым метод структурно-парагенетического анализа малых дизъюнктивов развивается и активно применяется в решении практических задач региональной, структурной и рудной геологии. Продолжаются работы с применением метода в Крымско-Кавказском регионе, Средней Азии, Алтае-Саянской складчатой области, на Кольском полуострове и Дальнем Востоке.

Литература

1. *Бондарь И.В., Маринин А.В.* Применение структурно-парагенетического метода Расцветаева Л.М. для выделения этапов деформирования // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы седьмой молодежной тектонофизической школы-семинара. – М.: ИФЗ. 2021.
2. *Маринин А.В.* Тектонофизические исследования Семисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ) // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т.4. №4. С. 461–484.
3. *Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Строение Туапсинской сдвиговой зоны по тектонофизическим данным // Вестник МГУ, сер. геол. 2016. №1. С. 41–55.
4. *Маринин А.В., Ловчиков А.В., Бондарь И.В.* Напряженно-деформированное состояние горных пород северной части Ловозерского массива по данным изучения геологических индикаторов деформаций // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. №16. С. 369–372.
5. *Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А.* Тектонические стресс-индикаторы и напряженно-деформированное состояние земной коры Северного Тянь-Шаня // Российская тектонофизика. К 100-летнему юбилею М.В. Гзовского. – Апатиты: РИО КНЦ РАН. 2019. С. 54–80.
6. *Маринин А.В., Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Каменев П.А., Костров Ю.В., Бондарь И.В., Гордеев Н.А., Дегтярев В.А.* Реконструкция тектонических напряжений на полуострове Шмидта (Сахалин) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. №4. Вып.52. С. 73–88.

7. *Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Результаты тектонофизических исследований района Джанхотского надвига (Северо-Западный Кавказ) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т.13. №3. Статья 0645.
8. *Маринин А.В., Сим Л.А., Мануилова Е.А., Бондарь И.В., Гордеев Н.А.* Новейшее напряженное состояние Чуйско-Курайской впадины и прилегающих структур (юго-восточная часть Горного Алтая) // Наука и технологические разработки. 2022. Т.101. №3. С. 33–52.
9. *Расцветаев Л.М.* Глобальные сдвиги и зоны скалывания планетных тел // Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. – СПб.: Наука. 1971а. С. 547–559.
10. *Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М.: Изд-во МГУ. 1973. Вып.5. С. 57–107.
11. *Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. – М.: Наука. 1980. С. 145–197.
12. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. В кн.: Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. – М.: ГИН АН СССР. 1987. ч.2. С. 173–235.
13. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. №5. С. 31–40.
14. *Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю.* Вращение Земли и планетарные зоны скалывания, сжатия и растяжения // Материалы Четвертой Тектонофизической конференции. Общие теоретические вопросы тектонофизики и проблемы геодинамики. – М.: ИФЗ РАН. 2016. Т.2. С. 545– 552
15. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. – М.: Академкнига. 2007. 406 с.
16. *Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.* Комплексирование методов Ребецкого и Расцветаева для реконструкции палеонапряжений по совокупностям разрывных структур разного генезиса // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания. – М.: ГЕОС. 2024. Т.2. С. 122–127.
17. *Тверитинова Т.Ю.* Парагенетический анализ зеркал скольжения рифейских метаморфитов Гурбейского рудного поля (Восточный Саян) // Российская тектонофизика. К 100 летнему юбилею М.В. Гзовского. – Апатиты: РИО КНЦ РАН. 2019. С. 150–166.
18. *Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Деев Е.В.* Геодинамика Катунского разлома (Горный Алтай) по структурно-кинематическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. №1. С. 46–59.
19. *Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Бондарь И.В.* Особенности строения Пшехско-Адлерской флексурно-разрывной зоны Большого Кавказа по данным структурных исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. №2. С. 32–43.
20. *Трихунков Я.И., Гайдаленок О.В., Бачманов Д.М., Маринин А.В.* Морфоструктура зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геоморфология. №4. 2018. С. 77–92.

ПАРАЛЛЕЛЬНЫЕ ВЫЧИСЛЕНИЯ В ЗАДАЧЕ ПОИСКА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

А.Б. Молчанов[1], Н.А. Гордеев[1]

[1] – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; alexeybm@gmail.com

Активные разрывы – нарушения Земной поверхности плоскостью, по которой происходит смещение блоков с видимыми признаками [Трифонов, 2017; Будков, Кочарян, 2023]. Разрывы, не нарушившие верхний слой Земной коры не обязательно являются магистральным нарушением. Так может развиваться первоначальное проявление разрыва, когда поверхность рассекается серией трещин с подвижками первые мм или доли мм. Подобные нарушения опасны по нескольким признакам. Во-первых, это зона, которая уже находится в критическом состоянии и начинает деформироваться. Во-вторых, очень сложно обнаружить зону распространения такого разрыва до того, как деформации перерастут в разрушение массива пород. В-третьих, напряжения в этой зоне находятся на стадии превышения прочности массива пород [Lermontova, 2021].

Последние годы разными научными группами по всему миру активно ведется разработка методов и программ по альтернативному поиску разрывных нарушений. Так, например, в работе [Ustinov, 2024] применяются методы машинного обучения на теневом рельефе цифровой модели рельефа (ЦМР). Такой подход может хорошо работать при условиях большого количества данных для обучения нейронной сети и ЦМР высокого разрешения с минимумом артефактов. В данном подходе по плотности распределения простираний выделенных линеаментов восстанавливают наиболее оптимальное положение осей сжатия и растяжения для локального стресс-состояния по модели Хэнкока [Hancock, 1985], однако неясной остается природа отдельно взятого линеамента.

Сотрудниками лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН уже на протяжении нескольких лет ведётся разработка и усовершенствование работы структурно-геоморфологического (СГ) метода Л.А. Сим [Сим, 1991]. Была разработана и многократно апробирована программа по автоматизации этого метода – SimSGM [Гордеев, 2019; Молчанов, 2022; Молчанов, 2024а]. Данное программное обеспечение изначально разрабатывалось для автоматизации процесса реконструкции сдвиговых напряжений с применением палетки М.В. Гзовского [Сим, 1991]. Так, на протяжении с 2018 по 2023 год велась разработка, отладка и усовершенствование выполнения прямой задачи метода Л.А. Сим. Усовершенствования касались в основном автоматического определения линеаментов и их классификации на сколы и отрывы [Молчанов, 2022].

СГ метод Л.А. Сим позволяет находить ориентации осей неотектонических напряжений, действующих в системе сопряжённых трещин. Такие системы идентифицируются по геологическим данным, цифровым моделям рельефа (ЦМР) и/или космоснимкам в областях динамического влияния разломных структур. В последние годы направление исследований сместилось в сторону разработки автоматических алгоритмов решения обратной задачи – поиска самих разрывов на основе анализа выявляемых линейных элементов рельефа (линеаментов) и нахождения областей с постоянным полем напряжений.

Например, по загруженному спутниковому снимку или карте высот производится дешифрирование линеаментов (рис. 1). Далее из них выбираются наиболее длинные, и уже по ним проводится анализ прилежащих линеаментов по методу Л.А. Сим, который позволяет выявить координаты разрывных нарушений. Во-вторых, по найденным координатам закрашивается область динамического влияния на карте направлений. Так же на этой карте закрашиваются области, соответствующие одномерным данным и известным геологическим данным. В-третьих, производится интерполяция карты, и найденные линии нарушений продолжаются в соответствии с полученной картой. Итоговые линии нарушений интерпретируются, как главные направления трещиноватости.

Апробация предложенного подхода в ПО SimSGM производилась на разных участках Земной коры. Эти участки глобально можно разделить на две группы: 1) платформенные и 2) складчатые. Где для платформенных участков тесты были произведены на территориях Русской плиты, Балтийского щита, Ставропольского поднятия, Воронежской антеклизы, Оленеского поднятия на северо-востоке Сибирской платформы [Клоков, 2024; Гордеев, Тверитинова, 2024; Молчанов, 2024а, 2024б]. Также активные работы по применению SimSGM велись на территории всей Алтае-Саянской Складчатой области, где основной территорий испытаний стал Горный Алтай [Гордеев, Сим и др, 2024а, 2024б; Гордеев, Тверитинова, 2024, Молчанов, 2024а]. Опыт использования на геодинамически разных участках Земной коры продемонстрировал, что программное обеспечение, как и классический СГ

метод имеет ограничения применения на горно-складчатых областях. Работа алгоритмов поиска разрыва наиболее достоверно работает на платформенных участках (рис. 2).

Главной сложностью на пути поиска разрыва является следующее. В методе, предложенном Л.А. Сим, устанавливается связь между тремя направлениями, характеризующими следующие сущности: разрывы, оперяющие трещины и оси напряжений. Для определения одного из этих элементов необходимо знать два других, однако при поиске направления разрыва отсутствуют предварительные данные об ориентациях напряжений. В такой ситуации задача сводится к перебору всех возможных вариантов в самом простом случае. Для каждой точки на исследуемом участке нужно проверить каждое направление: рассчитать ориентации осей напряжений и убедиться, что они остаются неизменными вдоль этого направления на определённом расстоянии. Это расстояние можно определить, основываясь на среднем интервале между соседними линейными элементами рельефа, которые рассматриваются как оперяющие трещины. Поскольку каждая точка и каждое направление анализируются независимо, такие вычисления можно эффективно распараллелить с использованием графических ускорителей (GPU). Наиболее длинные последовательности точек с совпадающими и продолжающими друг друга направлениями, прошедшими проверку, предлагается считать разрывными нарушениями (рис. 2).

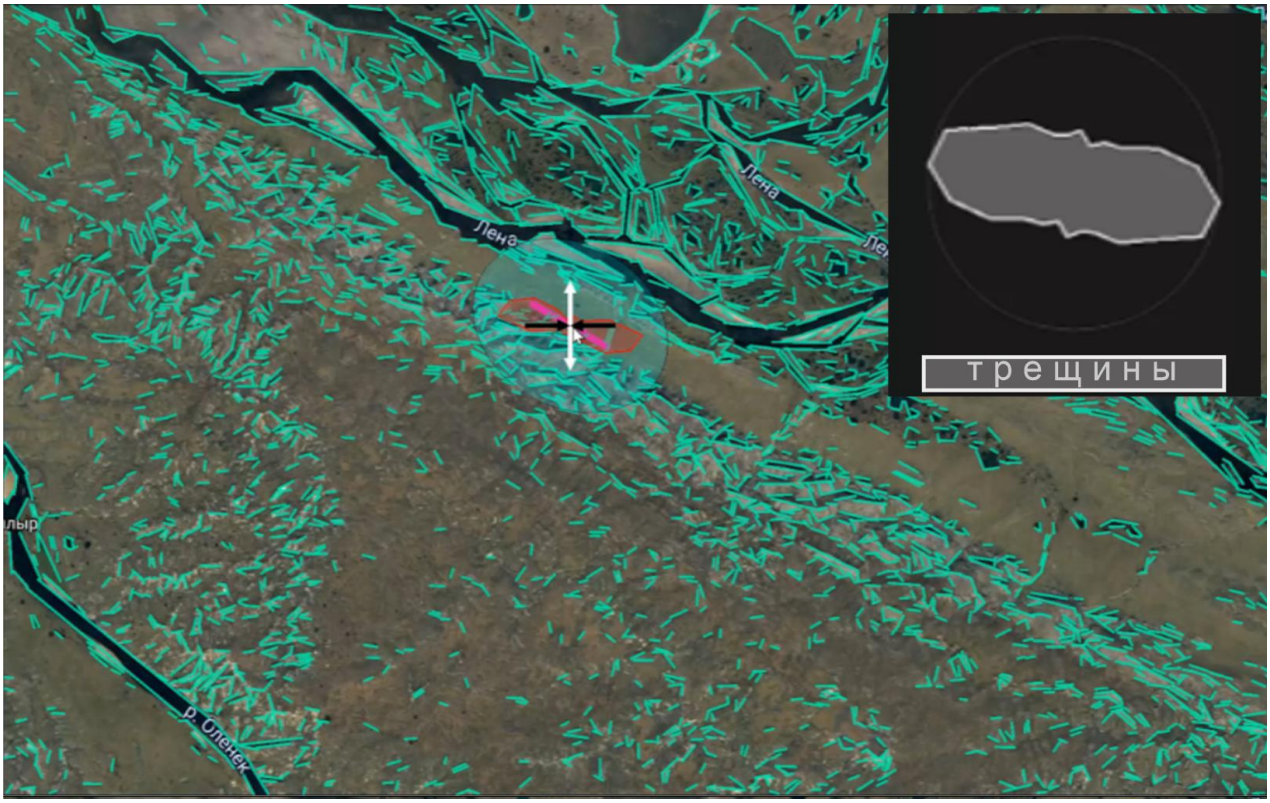


Рис. 1. Результат дешифрирования всего снимка с произвольно расположенным окном анализа

Обычно при решении обратных задач требуется обрабатывать значительно больше данных, чем для прямых задач. В случае прямой задачи, когда известны местоположение разрыва и область его динамического влияния, дешифрование и анализ линеаментов проводятся в зоне, непосредственно прилегающей к этой области. Однако в обратной задаче необходимо выполнять эти процедуры не только для всей исследуемой территории, но и повторять анализ для всех возможных направлений искомого разрыва. Это обстоятельство является основной причиной для использования параллельных вычислительных алгоритмов на GPU, которые могут существенно ускорить весь процесс.

На данный момент эта задача решена частично: был разработан алгоритм для дешифрирования линеаментов на GPU. В этом алгоритме осуществляется поиск незамкнутых контуров по предобработанной ЦМР (или спутниковому снимку), где линии имеют толщину в один пиксель. Каждое ядро GPU обрабатывает один пиксель изображения вместе с восемью ближайшими соседями. Сначала в несколько итераций устраняются пересечения линий, затем маркируются концы линий и промежуточные точки. На основе полученной маркировки формируется связный список координат каждого линеамента. Такой подход позволяет сразу исключить скрученные или замкнутые линии, а

также провести их классификацию на сколы или отрывы. Этот алгоритм оказался в 50 раз быстрее традиционного алгоритма Suzuki [1985], который широко используется в современных библиотеках компьютерного зрения.

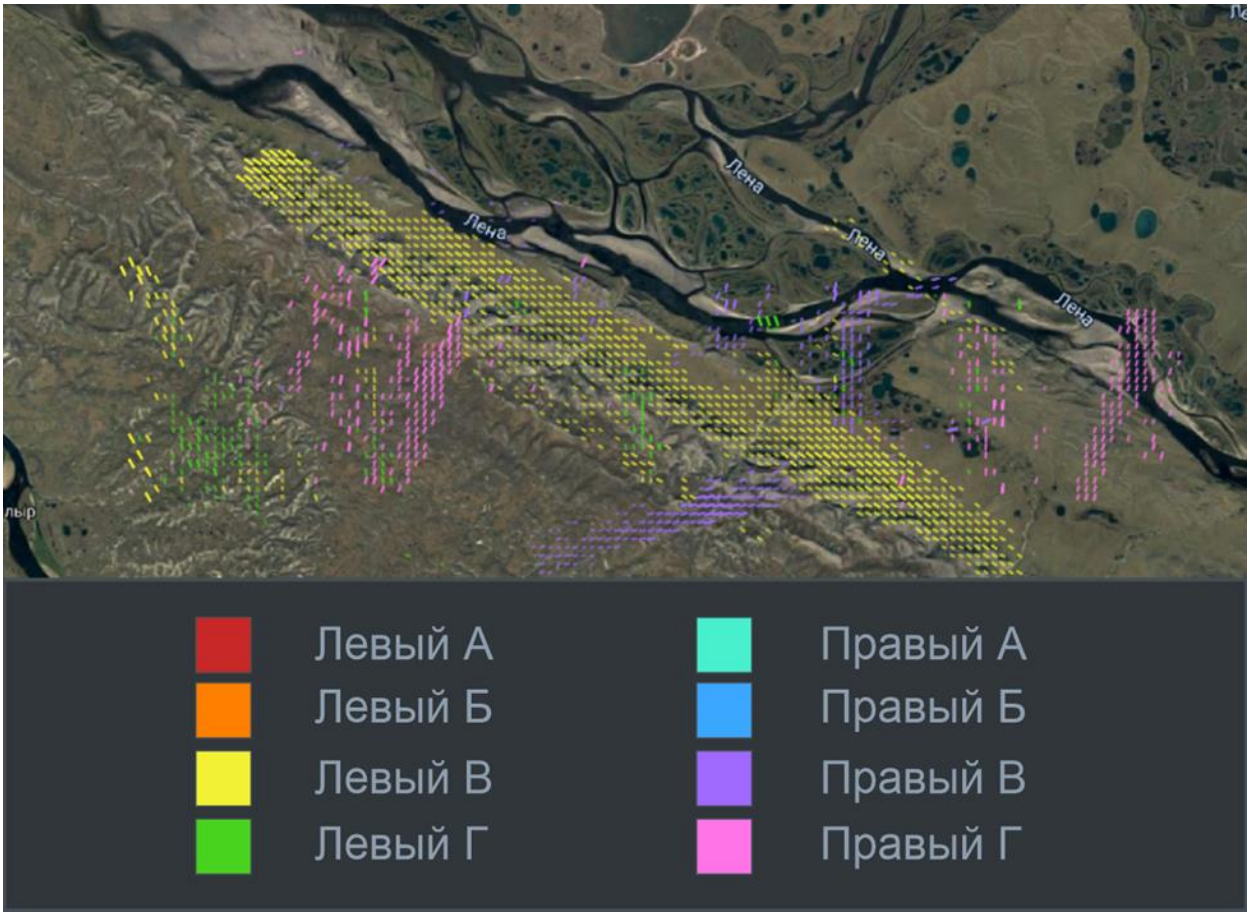


Рис. 2. Расчёт пробы разрыва в каждой точке. Жёлтые, зелёные штрихи – левый сдвиг; розовые и фиолетовые – правый сдвиг

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания РАН.

Литература

1. *Будков А.М., Кочарян Г.Г.* Моделирование распространения разрыва по активному разлому с гетерогенным трением // Динамические процессы в геосферах. 2023. Т.15. №2. С. 1–12.
2. *Гордеев Н.А., Тверитинова Т.Ю.* Основные этапы развития магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // М34 Материалы II Всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», посвященной 300-летию Российской академии наук. Москва, ИФЗ РАН. 22-24 октября 2024 г. – М.: Издательство ИФЗ РАН. 2024. 134 с.
3. *Гордеев Н.А., Сим Л.А., Молчанов А.Б., Малышкин Т.Е.* Комплексные тектонофизические исследования Горного Алтая // П78 Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тез. докл. IX Междунар. симпозиума, г. Бишкек, 24-29 июня 2024 г. – Бишкек: НС РАН. 2024а. с. 87.
4. *Гордеев Н.А., Сим Л.А., Тверитинова Т.Ю., Сычева Н.А., Березин О.А.* Новейшая тектоника и геология Горного Алтая и сопредельных территорий// Разломообразование в литосфере и сопутствующие про цессы: тектонофизический аспект: тезисы докладов Всерос сийской конференции, посвященной 75-летию ИЗК СО РАН, 45-летию лаборатории тектонофизики, 90-летию со дня рож дения профессора С.И. Шермана. Иркутск, 16-21 сентября 2024 г. – Иркутск: Изд.-во ИГУ. 2024б. С. 34–35.

5. *Клоков И.А., Горбатов Е.С., Гордеев Н.А., Колесников С.Ф.* Палеосейсмологический анализ Южнохибинского комплекса новейших дислокаций в коренных породах и рыхлых отложениях // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2024. 21. С. 123–136.
6. *Молчанов А.Б., Гордеев Н.А.* Использование параллельных вычислений в задаче поиска разрывов // П78 Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тез. докл. IX Междунар. симпозиума, г. Бишкек, 24-29 июня 2024 г. – Бишкек: НС РАН. 2024а. С. 105–106.
7. *Молчанов А.Б., Гордеев Н.А.* Автоматический поиск разрыных нарушений в пределах платформ // М34 Материалы II Всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», посвященной 300-летию Российской академии наук. Москва. ИФЗ РАН. 22-24 октября 2024 г. – М.: ИФЗ РАН. 2024б. 168 с.
8. *Молчанов А.Б., Гордеев Н.А.* Автоматическое определение типов и трендов трещиноватости в зоне новейших разрывов в программе SimSGM // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. 19. С. 244–247.
9. *Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. вузов. Геол. и разв. 1991. №10. С. 3–22.
10. *Трифонов В.Г.* Неотектоника подвижных поясов. – М.: ГЕОС. 2017. 179 с.
11. *Hancock P.L.* Brittle microtectonics: principles and practice // J. of Struct. Geol. 1985. V.7. No.3/4. P. 437–457.
12. *Lermontova A.S.* Stress field in a shear zone, and formation of the main fault // Geodynamics & Tectonophysics. 2021. 12 (3). P. 499–507.
13. *Ustinov S.A., Petrov V.A., Minaev V.A., Nafigin I.O., Yarovaya E.V.* Detection and Interpretation of Central Type Structures within the Territory of Southeastern Transbaikalia for Prediction of Ore-Forming Systems // Geology of Ore Deposits. 2024. V.66. No.4. PP. 345–375.
14. *Suzuki S., Abe K.* Topological Structural Analysis of Digitized Binary Images by Border Following. CVGIP. 1985. 30. 1. P. 32–46.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕНЕЗИСА НАДЛИТОСТАТИЧСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ КОРЫ АЛТАЯ МЕТОДОМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Д.С. Мягков

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; dsm@ifz.ru

Высокий уровень надлитостатических напряжений в коре внутриконтинентальныхорогенов, получен по данным тектонофизических реконструкций, но вопрос о его генезисе на текущий момент остаётся открытым. В данной работе представлен механизм, напрямую не связанный с латеральным взаимодействием блоков в рамках тектонического процесса, генерации надлитостатических напряжений в процессе формирования магматических поясов. В его рамках нагружение среды осуществляется проникающим по транскоровым разломам магматическим расплавом, давление в котором связано с давлением в очаге по линейной зависимости, что в некоторых случаях даёт значительно больший уровень давления в средней и верхней коре по сравнению с литостатикой пород. Именно, при плотности магмы равной или несколько меньшей плотности пород коры можно получить превышение давления магмы на первые сотни МПа даже при сравнительно небольшом (2-5%) превышении давления над литостатикой в самом очаге. В текущей работе представлены результаты численного моделирования о формировании подобных «магматогенных» напряжений в коре Центрально-Азиатского складчатого пояса. Численная модель представляет собой дальнейшее развитие вышеописанной аналитической модели, для расчёта используется применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом для исследования упруго-пластических тел и усовершенствованная Стефановым для применения в геомеханике. Тела модели рассматриваются как упругопластические, берётся подходящая для геосреды модифицированная модель Друккера-Прагера-Николаевского. В её рамках среда рассматривается как упрочняющееся упругопластическое тело, используется неассоциированный закон пластического течения. Результаты моделирования соответствуют стадиям нагружения коры современного Алтая и сопредельных структур в результате воздействия магматических процессов Алтайской, Южно-Монгольской и Селенгинской дуг. Даётся сравнение с тектонофизическими данными, показано, что данный механизм не только объясняет общий уровень напряжений, но и соответствует различным типам напряжённого состояния в орогенах и окружающих их структурах.

Рассмотрим простейшие численные модели. [Мягков, Ребецкий, 2024a, b]. Первая рассматриваемая модель представляет собой континентальную кору толщиной 40 км с развивающейся от подошвы до области максимального проникновения вертикальной интрузией (рассматриваются также модели с 2 и 4 параллельными интрузиями с равными расстояниями между точками изначального проникновения в кору). Режим продвижения интрузии по транскоровому разлому контролируется условием необходимости превышения давления магмы нормального напряжения на площадке вдоль тела разлома. Показаны случаи формирования интрузии на протяжении всей коры и случаи запирания интрузии. Вторая модель описывает аналогичную интрузию, но в плане – модель представляет собой ориентированное в горизонтальной плоскости пространство размером 100 х 100 км, в центре которого развивается интрузия размером 20 км. Исходное гравитационное напряжённое состояние соответствует глубине 15 км. Модель в плане позволяет исследовать формирование зон аномального растяжения близ боковых поверхностей интрузии.

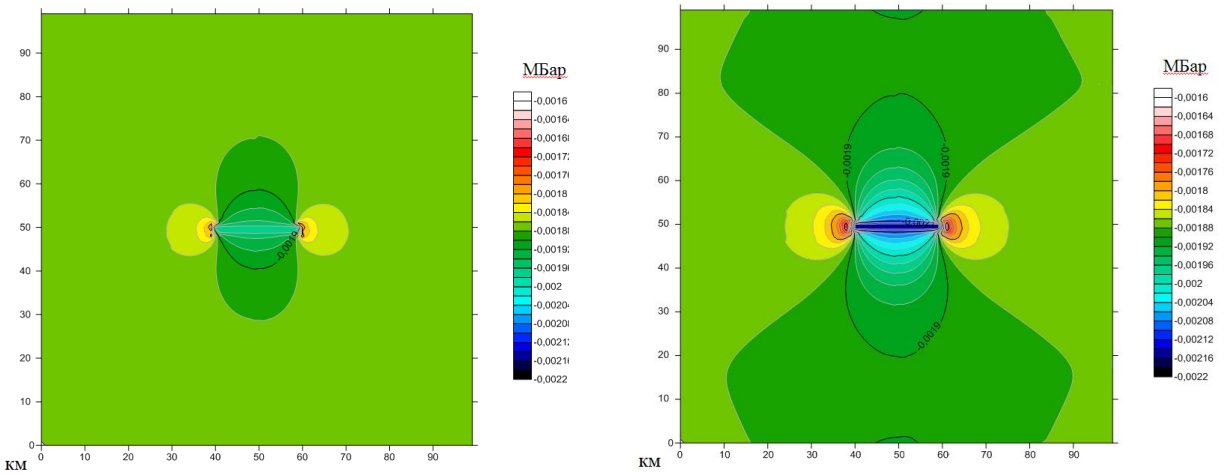
Первоначально задаётся гравитационная нагрузка и рассчитываются литостатические напряжения в модели. Далее в заранее определённую область шириной до 1.5 км начинает поступать магма из очага, давление в котором считается несколько выше литостатического (в работе рассматриваются значения от 100% до 120% от уровня литостатики). Интрузия формируется постепенно, на последнем этапе достигая дневной поверхности, если давление магмы выше нормального горизонтального напряжения на любой высоте, в противном случае происходит запирание дайки на соответствующей высоте.

В результате уровень аномальных напряжений горизонтального сжатия растёт до первых сотен МПа, причём происходит нагружение пород вокруг плоскости интрузии и между интрузиями для системы параллельных даек (рис. 1). Значительная часть (на расстояниях свыше 100 км среды вокруг магмопроводящих разломов переходит в режим горизонтального сжатия, в верхней, упругой части коры эта область простирается значительно дальше. Параллельно генерируются высокоамплитудные поля касательных напряжений – их порядок – первые десятки МПА для области вокруг интрузивной зоны, но особенно они высоки между проникающими интрузиями, доходя, в представленной модели,

до 40 МПа. После застывания магмы эти напряжения полностью не сбрасываются и, в качестве остаточных, действуют в среде вместе с литостатическими.

Вторая модель описывает аналогичную интрузию, но в плане – модель представляет собой ориентированное в горизонтальной плоскости пространство размером 100 х 100 км, в центре которого развивается интрузия размером 20 км. Исходное гравитационное напряжённое состояние соответствует глубине 15 км. Модель в плане позволяет исследовать формирование зон аномального растяжения близ боковых поверхностей интрузии.

Для модели интрузии в плане результаты моделирования на промежуточном и финальном этапе нагрузки (для давления) представления на рис. 1 и рис. 2 соответственно. При формировании транскоровой интрузии в плане прослеживаются 2 основных особенности формирующегося напряжённо-деформированного состояния среды [Rivalta et al, 2015]. Основное – вблизи тела интрузии (за исключением краевых частей) формируется область повышенных нормальных напряжений, связанных с давлением боковой плоскости интрузии (этот эффект рассматривался выше для модели по профилю). Область повышенных напряжений горизонтального сжатия занимает верхний и нижний сектора на рис. 1 и рис. 2, наиболее интенсивная аномалия формируется в перпендикулярном боковой плоскости интрузии направлении. Также близ боковых концов интрузии формируется область растяжения, с пониженным давлением и сильно пониженными нормальными напряжениями (в направлении, перпендикулярном простиранию дайки). В представленном на рис. 2 примере аномалия давления достигает 30 МПа.



а б

Рис. 1. Распределение давления в модели элементарной дайки в плане: (а) на ранней стадии формирования интрузии (давление магмы достигло уровня в 30% от максимального), (б) в момент завершения формирования интрузии (давление магмы достигло уровня в 100% от максимального)

Рассмотрим теперь основную задачу. Отдельные элементы её решения были представлены в [Мягков, Ребецкий, 2024с]. Для построения расчёта возникает вопрос их аппроксимации телами, которые могут быть заданы в модели сравнительно просто. В представленной модели магматические пояса аппроксимируются едиными транскоровыми интрузиями, последовательная активация которых приводит к формированию аномальных напряжений. Фактически магматические пояса задаются моделями, представленными в предыдущем разделе (простая дайка в разрезе и плане), однако текущая модель будет содержать совокупность даек (в плане) сложной геометрии, приблизительно соответствующей таковой для центральной линии каждого магматического пояса и имеющей ширину значительно большую, чем у обычной транскоровой интрузии – 1 км. На рис. 3 представлена геометрия магматических поясов на геологической карте в проекции Меркатора и общий вид модели в её собственных координатах. Для удобства результаты моделирования представлены на прямоугольной области, реальная область моделирования несколько искривлена и представлена пунктиром на рис. 2.

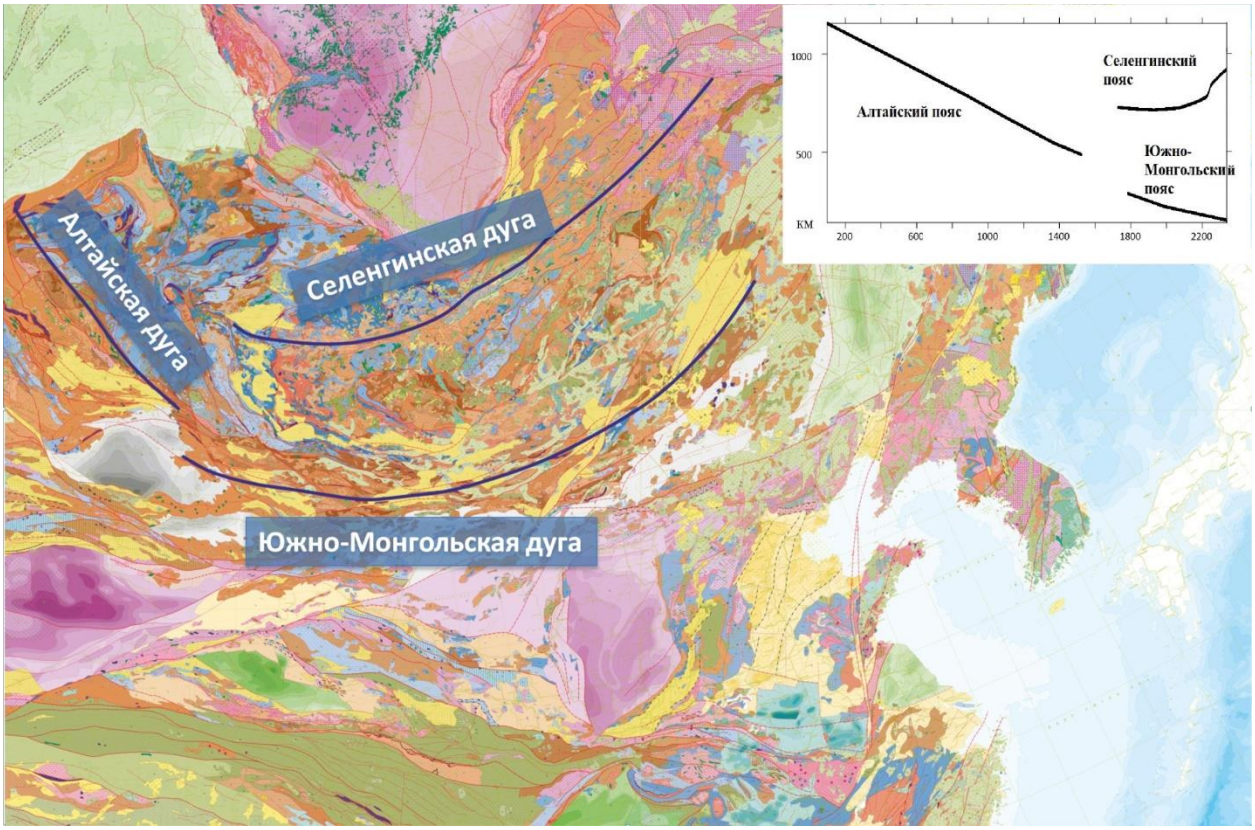


Рис. 2. Геометрия магматических поясов на геологической карте в проекции Меркатора и общий вид модели в её собственных координатах

Этапы моделирования в целом совпадают с таковыми для представленных ранее моделей. Изначально задаётся гравитационная нагрузка, далее последовательно активизируются магматические пояса в зависимости от возраста – от Алтайского к Селенгинскому.

Полученные результаты представлены на рис. 3 – рис. 6. На рис. 3 представлен общий вид поля давления для модели, на рис. 3 поле давления для каждого уровня по глубине отдельно с нанесёнными ориентациями оси наибольшего горизонтального сжатия σ_H (которая является осью σ_3 за исключением напряжённого состояния с геодинамическим типом «горизонтальное растяжение», представленное синим цветом на рис. 6).

Учитывая одинаковую геометрию моделей на каждом уровне, поле ориентаций оси σ_H не претерпевает особых отличий. Можно выделить следующие закономерности: близ боковой поверхности интрузии ось σ_H преимущественно перпендикулярна простиранию интрузии. Это даёт СЗ – ССЗ простирание σ_H близ Алтайского пояса с постепенным выравниванием в меридиональном направлении ближе к северной части модели (в области Саянского орогена). В области южно-Монгольской дуги направление σ_H меридиональное, тогда как для Селенгинской дуги, развивавшейся в уже сформированном предыдущими магматическими поясами полем напряжений и испытавшей сильный сдвиг, а также имеющей вогнутую геометрию, σ_H оринтирована в СЗ направлении к СЗ от пояса, в СВ к СВ и к северу от рассматриваемой части пояса имеет широтную ориентацию из-за эффекта сжатия со стороны концевых частей вогнутой по направлению С-Ю дуги. К югу от дуги, испытывая явное влияние от Южно-Монгольского пояса, поле напряжений имеет СЗ ориентацию σ_H на ЮЗ и субмеридиональную к югу и юго-востоку.

Уровень напряжений близ интрузий связан как давлением магмы в интрузиях, так с геометрией и взаимным расположением поясов. Так, к северу от западной части Алтайского пояса наблюдается несколько пониженный уровень напряжений из-за положительной кривизны этого участка (1.38 КБар на 5 км, 2.67 Бар на 10 км и 3.98 КБар на 15 км), тогда как к северу от южной части за счёт отрицательной кривизны происходит концентрация напряжений и уровень давления близ интрузии 1.47, 2.84 и 4.3 КБар соответственно). Аналогично для Южно-Монгольской дуги – к югу напряжения понижены и имеют уровень, сходный с полученным для западной части АП, тогда как к северу напряжения концентрируются, достигая, правда, меньших значений (давление – 1.43, 2.75 и 4.05 КБар). Чуть больший уровень (1.45, 2.78 и 4.1 КБар) наблюдается к северу от Селенгинской дуги (где также напряжения концентрируются из-за вогнутости на север) тогда как к югу из-за обратного эффекта они

значительно ниже (1.37, 2.66 и 3.97 КБар). Близ концевых участков интрузий формируется область растяжения. В этой области уровень давления примерно равен исходному (литостатическому), тогда как в небольшой зоне (около 70-100 км в диаметре) оно понижено, достигая минимума близ конца интрузии (для АП 3.1, 2.03 и 0.9 КБар на 15, 10 и 5км соответственно). Практически та же ситуация в концевой зоне ЮМП. Зоны растяжения АП и ЮМП сливаются в одну, формируя общую зону горизонтального растяжения в области Джунгарской впадины. Отметим, что для подобных концевых зон изолинии σ_H замыкаются вокруг конца интрузии, тяготея к параллельному простиранию концевой части интрузии ориентации.

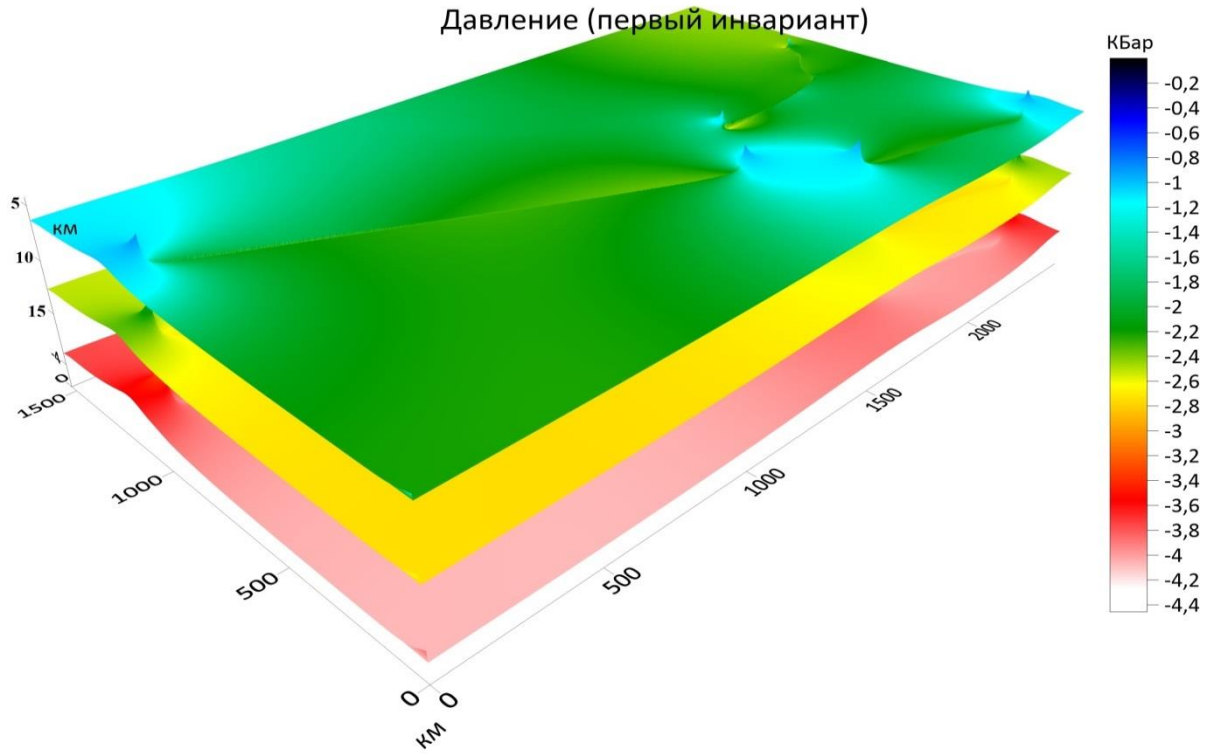


Рис. 3. Общее поле давления для модели

В рамках данной работы также представлены альтернативные математические модели формирования напряжённо-деформированного состояния системы хребет/впадина Алтайского орогена, призванные выявить принципиальную возможность формирования вышеописанного антиподного напряжённого состояния для хребтов и впадин орогена под действием того или иного геодинамического процесса, рассматриваемого как причина орогенеза.

Для определения тектонофизически корректного источника нагружения литосферы будущего эпиплатформенного орогена в рамках текущего исследования был выбран метод аналитического моделирования, позволяющий всеобъемлюще исследовать зависимость поведения модели от всех её параметров, но ограничивающий сложность строения модели. Использовались вязкие и упруго-вязкие модели. В источников нагружения рассматривались: 1) мелкомасштабная термогравитационная конвекция в астеносфере и 2) давление со стороны Инда-Австралийской плиты, приводящее к потере устойчивости верхних слоёв модели в условиях её латерального сокращения (модель общелитосферной складки, схемы моделей представлены на рис. 5). Подробно методика моделирования изложена в [Мягков, Ребецкий, 2016].

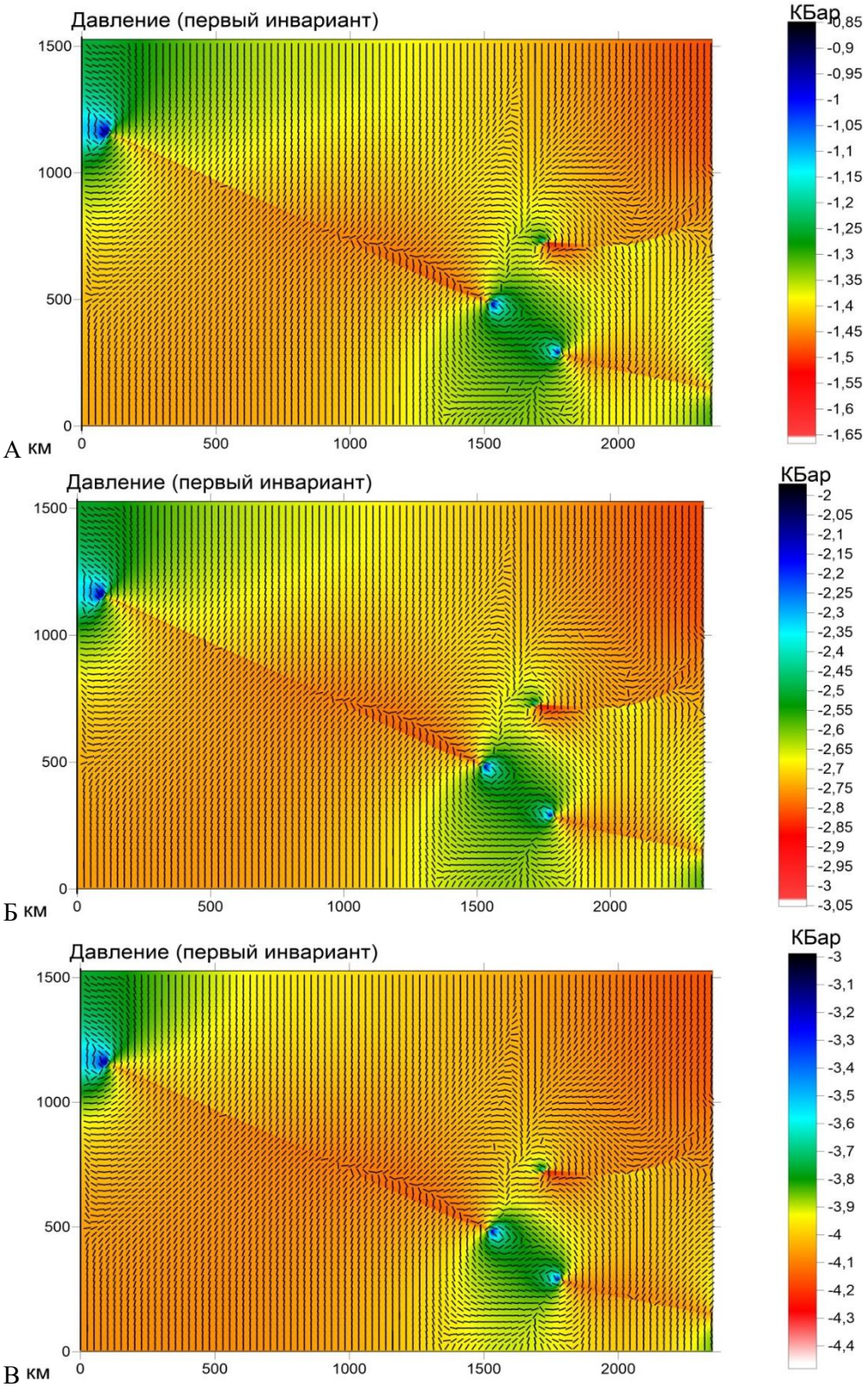


Рис. 4. Напряжённое состояние – первый инвариант (давление) и ориентации осей максимального горизонтального сжатия для глубин: А – 5 км, Б – 10 км, В – 15 км

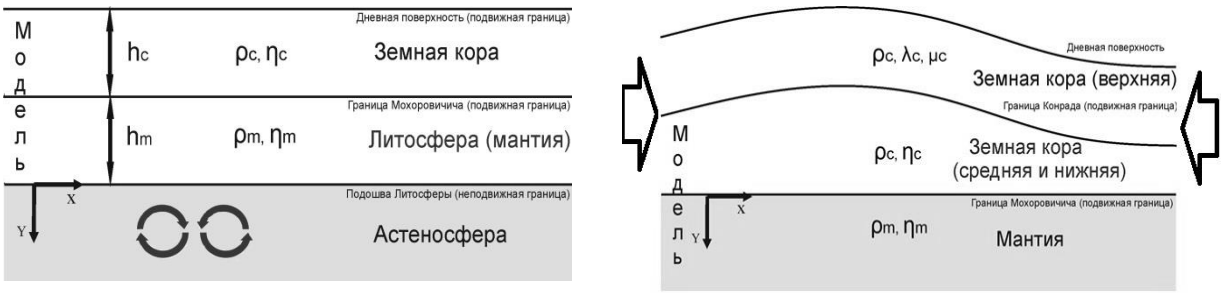


Рис. 5. Слева: схема модели I (задача о влиянии астеносферной конвекции). Справа: схема модели II (задача о горизонтальном сокращении литосферы)

Результаты моделирования показали несоответствие формирующегося в верхней и, отчасти, средней части модели 2 напряжённого состояния природным данным. На рис. 7 представлены поле скоростей и параметры напряжённого состояния (ориентации осей главного сжатия σ_1 и значения максимального касательного напряжения τ_{max} на финальной стадии деформации модели 2. Кроме того, модель показала несоответствие строению реальных структур и кинематически. Модель 1 также не показала полного соответствия данным тектонофизических реконструкций (также в верхней части), однако в меньшей степени, чем модель 1 и, на предфинальной стадии эволюции, достаточно хорошо соответствует данным тектонофизики. На рис. 6 представлены поле скоростей и параметры напряжённого состояния (ориентации осей главного сжатия σ_1 и значения максимального касательного напряжения τ_{max} на финальной стадии деформации модели, соответствующей последней схеме на рис. 5). В коре формируются замкнутые конвективные ячейки, скорости течения – до 0.3 мм/год. Рельеф с амплитудой более 1 км (между вершинами поднятий и центральными частями впадин) вполне соответствует наблюдаемому. Уровень касательных напряжений составляет, в среднем, 15 Мпа и имеет неявно выраженные максимумы и минимумы в верхней части коры, в целом соответствуя имеющимся представлениям, полученным исходя из оценки сброшенных напряжений в результате обработки сейсмологических данных. Ориентации главных осей совпадают с природными лишь в средней и нижней части коры модели I: в верхней части поднятий мы имеем субвертикальную ориентацию оси главного сжатия, во впадинах, соответственно, субгоризонтальную. Данная область отклонения напряжённого состояния от природного, впрочем, значительно сужается по мере приближения к моменту выравнивания рельефа после первого этапа эволюции модели. Таким образом, на определённом этапе данная модель демонстрирует хорошее соответствие природным данным.

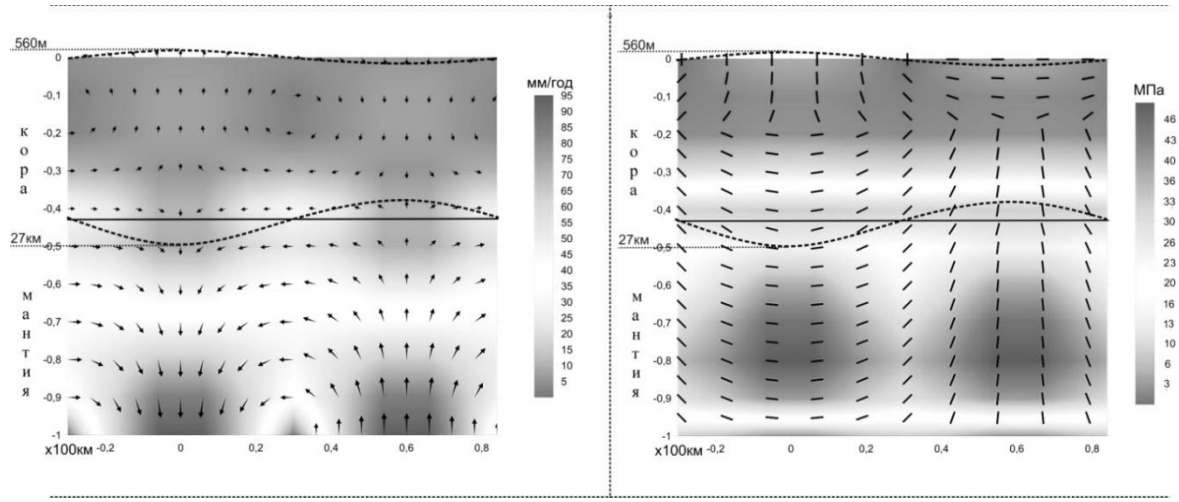


Рис. 6. Результаты моделирования (для указанного в тексте набора параметров) для модели I. Слева приведены абсолютные значения вектора скорости течения, с нанесёнными поверх ориентациями вектора скорости. **Абсолютные значения скорости в коре увеличены в 100 раз**. Справа - максимальные касательные напряжения, с нанесёнными поверх ориентациями оси σ_3. Данные приведены для значения времени **150** млн. л

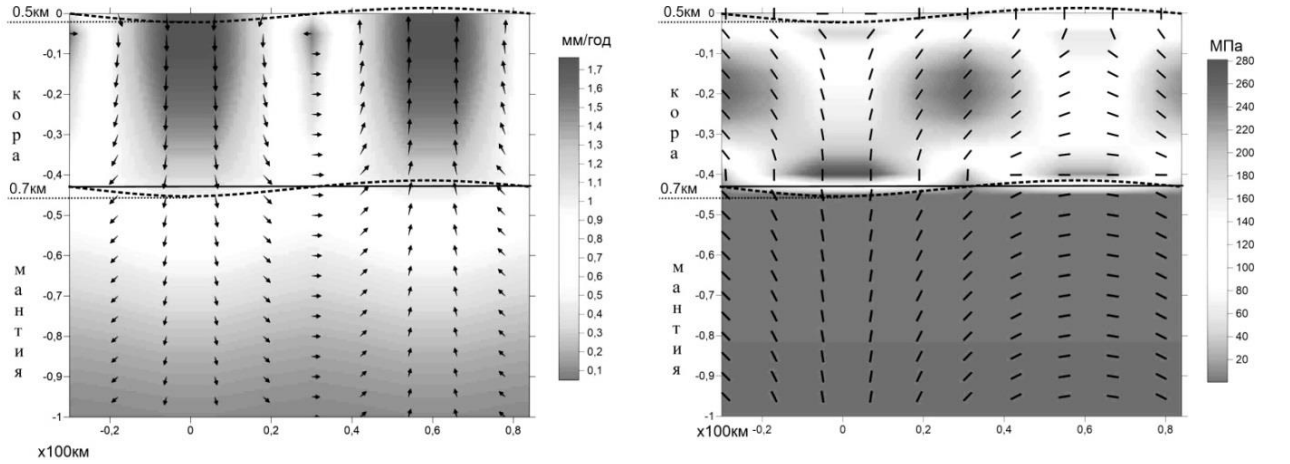


Рис. 7. Результаты моделирования (для указанного в тексте набора параметров) для модели II. Слева приведены абсолютные значения вектора скорости течения, с нанесёнными поверх ориентациями вектора скорости. **Абсолютные значения скорости в коре увеличены в 100 раз**. Справа - максимальные касательные напряжения, с нанесёнными поверх ориентациями оси σ_3. Данные приведены для значения времени **0.23** млн. л

Таким образом результаты, полученные для модели I являются более согласующимися с данными тектонофизики. Отклонения от природных данных в верхней части модели во многом связано ограничениями по сложности строения аналитических моделей и аппроксимацией отличной от Средней и Нижней Верхней коры единым телом. Отметим также выявленную важную роль формы учёта экзогенных (денудационно-аккумулятивных) процессов, высокие скорости которых для Центральноазиатских эпиплатформенных орогенов приводят к существенной перестройке напряжённого состояния, выполняя роль активного геодинамического процесса.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.* Эволюция структуры течения и рельефа эпиплатформенных орогенов под воздействием мелкомасштабной астеносферной конвекции // Вестник КРАУНЦ. 2016. №1. С. 257–290.
2. *Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.* Численное моделирование формирования напряжённо-деформированного состояния земной коры в процессе образования системы транскоровых интрузий // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания. – М.: ГЕОС. 2024a. Т.2. С. 36–38.
3. *Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.* Численное моделирование структуры генерируемой крупной интрузией поля напряжений в приложении к проблемам тектонофизики складчатых поясов // Современные техника и технологии в научных исследованиях: Сборник материалов XVI Международной конференции молодых ученых и студентов. – Бишкек: НС РАН. 2024b. С. 179–183.
4. *Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.* Численный расчёт индуцированных субдукционным магматизмом напряжений коры Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона // Материалы II Всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», посвященной 300-летию Российской академии наук. Москва, ИФЗ РАН. 22-24 октября 2024 г. – М.: ИФЗ РАН. 2024. С. 240–244.
5. *Rivalta, E., Taisne, B., Bunger, A. P., Katz, R. F*: A review of mechanical models of dike propagation: Schools of thought, results and future directions // Tectonophysics. 2015. V.638. PP. 1–42.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ

Д.С. Мягков

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; dsm@ifz.ru

Решается задача о расчёте методом численного моделирования напряжённо-деформированного состояния коры восточной Фенноскандии для сопоставления с особенностями полученных в рамках проекта геоэлектрических разрезов. Рассматриваются профили «Рыбачий-Видлица» (пр. 2-6) и профиль «Ковдор-Апатиты». На данном году реализации проекта была построена модель напряжённого состояния коры вдоль профиля Ковдор-Апатиты», учитывающая как литостатическое нагружение, так и потенциальную подвижку фундамента в области активных разломов модели. Также были получены новые решения для модели коры по профилю 2-6 Рыбачий-Выдлица (рис. 1), для которого были рассчитаны индуцированные денудацией напряжения аналогично тому, как ранее (в первый год реализации проекта) для модели вдоль профиля SVEKA [Мягков, Бондарь, 2023]. Результаты были сопоставлены с тектонофизическими реконструкциями напряжённого состояния и геоэлектрическим разрезом.

Задача решается методом численного моделирования. В численной модели для расчёта применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом [Wilkins, 1972] для исследования упруго-пластических тел и усовершенствованная Стефановым для применения в геомеханике [Стефанов, 2005]. Моделирование проводилось в лагранжевых координатах, тип механической задачи – плоская деформация. Тела модели рассматриваются как упругопластические, учитываются дилатансионные процессы. В отличие от классического подхода Уилкинса в данном подходе берётся более сложная и подходящая для геосреды модифицированная модель Друккера-Прагера-Николаевского. В её рамках среда рассматривается как упрочняющееся упругопластическое тело, используется неассоциированный закон пластического течения. Используются уравнения движения, однако для стабилизации инерционных процессов применяются искусственные вязкости.

Модели представляет собой массив ячеек прямоугольной формы, разделённое на основные тела – верхнюю и нижнюю кору и переходный слой. Также отдельно задаётся прилегающий к коре участок мантии. Модель вдоль профиля 2-6 состоит из 3400 x 100 (238 000) ячеек. Элементарная ячейка сетки представляла собой квадрат размером 0.5 x 0.5км Длина модели по горизонтали – 1 150 км, высота – 50 км. Для ячеек верхней коры использовались следующие параметры среды: $\rho = 2.7$ г/см^3, скорость продольных волн $v_p = 6.3$ км/с, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$, когезия $Y = 15$ Бар, коэффициент угла внутреннего трения $k_\alpha = 0.05$. Последнее значение здесь и далее эффективно занижено для учёта влияния флюида. Для нижней коры: $\rho = 2.9$ г/см^3, $v_p = 6.7$ км/с, $\nu = 0.25$, $Y = 30$ Бар, $k_\alpha = 0.1$. В переходном слое: $\rho = 3.1$ г/см^3, $v_p = 7.4$ км/с, $\nu = 0.25$, $Y = 35$ Бар, $k_\alpha = 0.12$. Для пород коры использовалась модель Друккера-Прагера-Николаевского, для мантии – Мизеса. Параметры мантии: $\rho = 3.3$ г/см^3, $v_p = 8.0$ км/с, $\nu = 0.25$, $Y = 50$ Бар, $k_\alpha = 0.0$. Вышеприведённые параметры являются средними и варьируются в пределах моделей в соответствие с сейсмоплотностными моделями Глазнева и Шарова [Глазнев и др., 1983].

Граничные условия условия задавались следующим образом: нижняя и боковые границы закреплены по нормали и на них задано условие проскальзывания, верхняя граница – свободная. Нагружение задавалось в 2 этапа для модели вдоль профиля «Рыбачий-Видлица»– на первом модель нагружалась гравитационными силами. На втором задавалось уже непосредственно экзогенное воздействие. Амплитуда денудации колебалась от 0 до 10 км. Наибольшая амплитуда задавалась равномерно вдоль профиля.

Результаты моделирования сравниваются с особенностями геоэлектрического разреза (рис. 3) и представлены на рис. 4. Так как моделирование ведётся в двумерной постановке (тип напряжённого состояния – плоская деформация), то геодинамический тип напряжённого состояния определяется отношением вертикального и горизонтального нормального напряжения – этот параметр представлен на рисунке. Когда данное отношение больше 1, тип напряжённого состояния – вертикальное сжатие, когда меньше – горизонтальное. При гравитационном напряжённом состоянии (рис. 4, денудация 0 км) вся модель находится в состоянии вертикального сжатия. При последовательной активации денудационной нагрузки (2-3-5-10 км), в верхней части коры формируется зона генерации аномальных напряжений горизонтального сжатия (механизм описан в [Мягков, 2020]). Уровне аномальных

напряжений зависит от амплитуды денудации и достигает по порядку десятков МПа. Ширина данного слоя колеблется от 2 км при денудации 2 км до более чем 10 км при денудации 10 км, при этом ниже формируется слой с меньшим отношением вертикальных и горизонтальных напряжений – при исходном значении в ~ 1.1 при гравитационной нагрузке в слое около 4 км отношение падает от 1.1 до 1, на границе аномального слоя и нижележащей части коры формируется гидростатическое состояние.

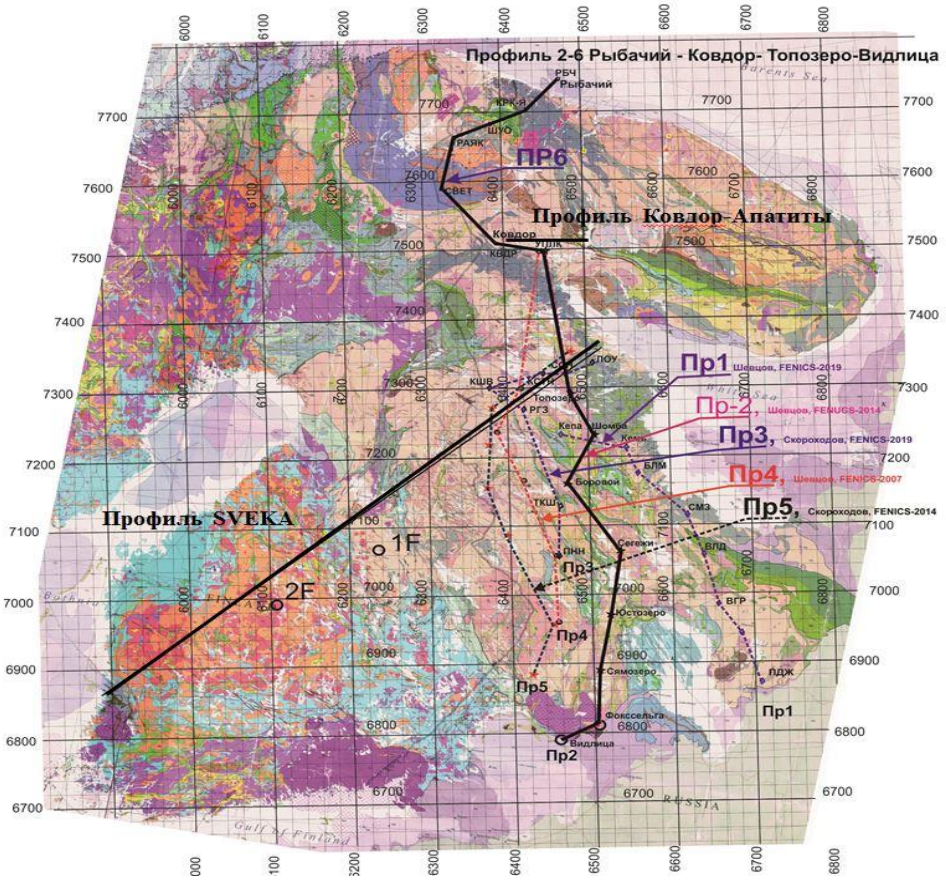


Рис. 1 Положение профилей построенных геодинамических моделей на геологической карте Фенноскандии - профиля SVEKA, профиля Рыбачий-Видлица и профиля «Ковдор-Апатиты»

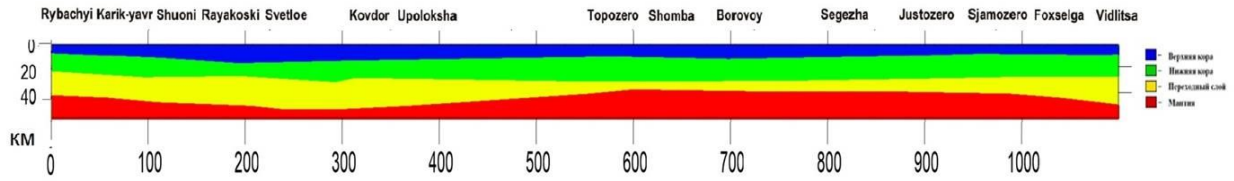


Рис. 2. Общая схема цифровой модели Земной коры Фенноскандии вдоль профиля Рыбачий-Видлица. Цветом обозначены наиболее отличные по упруго-прочностным свойствам части модели [Петров и др., 2014, Ребецкий и др., 2017; Rebetsky et al., 2018]

Таблица. 1. Средние значения параметров по слоям модели

Слой	Гранитно-метаморфический	Гранулит-базитовый	Переходный	Мантийная литосфера
Плотность, г/см^3	2.70	2.90	3.10	3.30
v_p, км/с	6.26	6.68	7.40	8.03
v_s,км/с	3.58	3.88	4.31	4.67
kα	0.10	0.10	0.12	0.00
Когезия, Бар	15	30	35	50

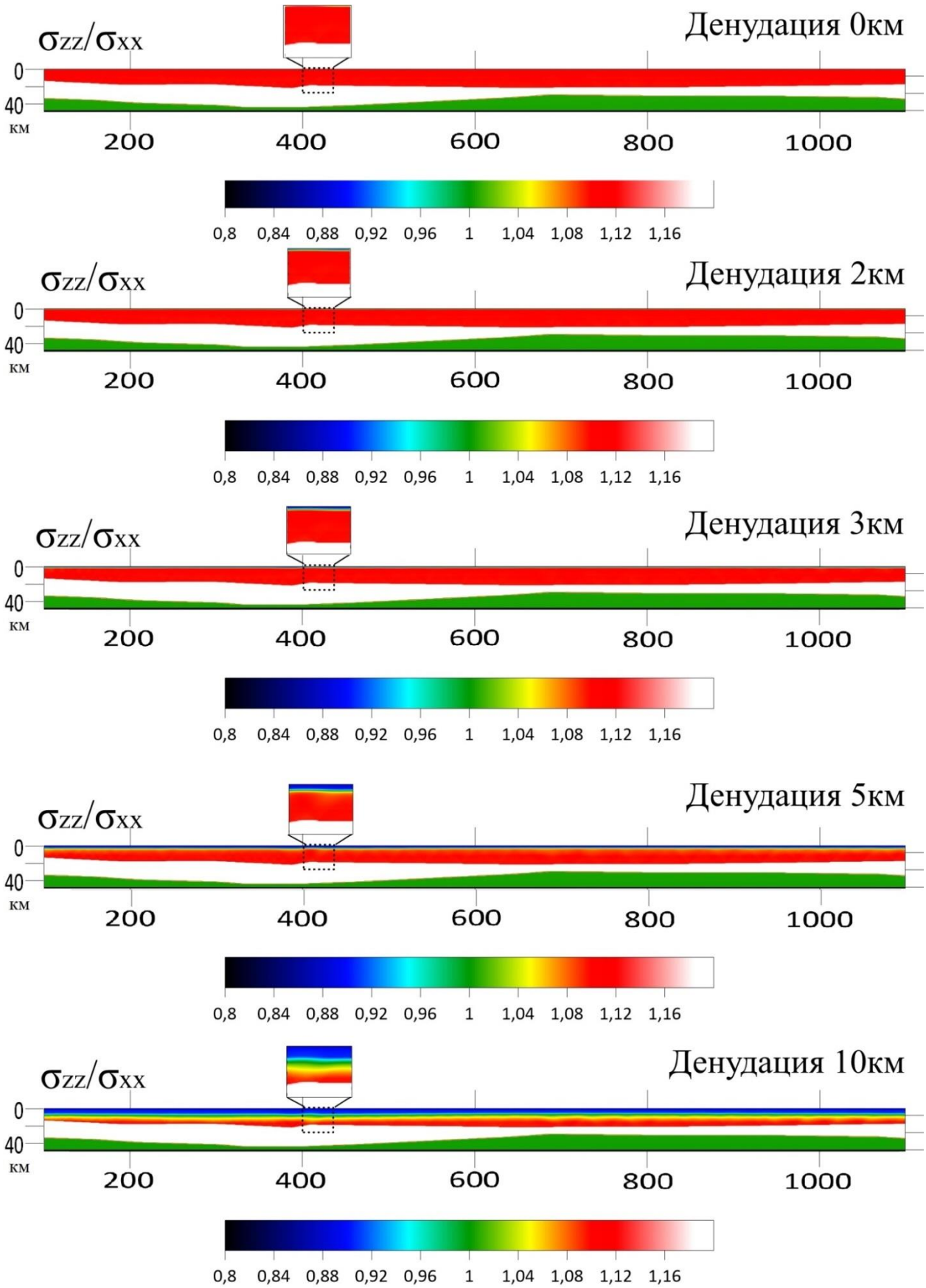


Рис. 3. Результаты моделирования тектонического этапа нагрузки для профиля «Рыбачий-Видлица». Отношение вертикального и горизонтального нормального напряжения в модели для денудационного этапа нагрузки

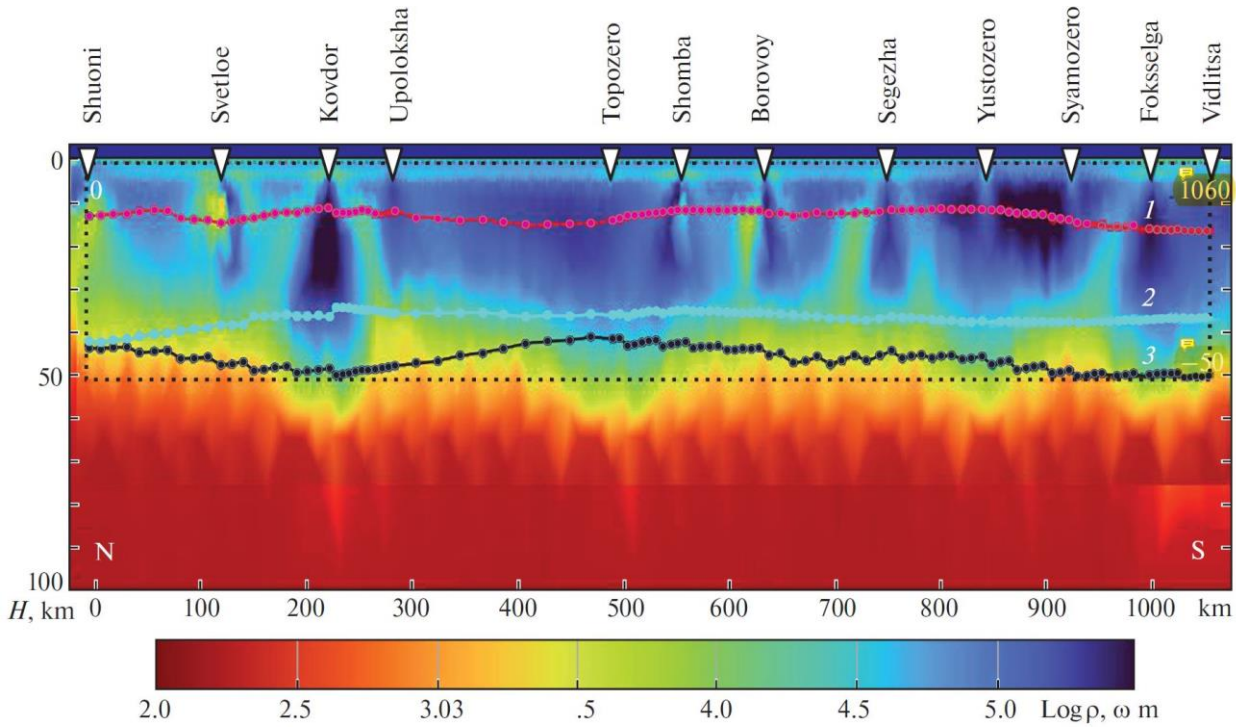


Рис. 4. Модель геоэлектрического разреза по профилю «Рыбачий-Видлица» из статьи [Shevtsov et al, 2022]

Согласно имеющимся оценкам, общий уровень денудации коры Кольского полуосрова с мезозоя оценивается в 11 км, что позволяет рассматривать модель с денудацией в 10 км как соответствующую реальной ситуации для Восточной Фенноскандии. Отметим, что первые 10-12 км отмечаются в качестве аномальной области на геоэлектрическом разрезе (рис. 3), что может говорить о том, что зоны высокого кажущегося сопротивления верхней коры связаны с зоной аномальных напряжений горизонтального сжатия, возникновение которых связано с экзогенными процессами (денудацией).

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Глазнев В.Н., Павловский В.И., Раевский А.Б.* Плотностная модель земной коры северо-восточной части Балтийского щита по гравитационным данным. // Геологическое истолкование потенциальных полей. – Киев: Наукова думка. 1983. С. 67–76.
2. *Мягков Д.С.* Численная модель формирования напряжённого состояния Земной коры вдоль профиля SVEKA за счёт денудации / Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. Т.17. С. 379–383.
3. *Мягков Д.С., Бондарь И.В.* Напряжённое состояние Фенноскандии. Сравнение данных тектонофизики и математического моделирования / Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. Т.20. С. 626–631.
4. *Ребецкий Ю. Л., Сим Л. А., Козырев А. А.* О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений. 2017. Т.59. №4. С. 263–280.
5. *Стефанов Ю.П.* Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т.8. №3. С. 129–142.
6. *Shevtsov A.N., Hannibal A.E., Korotkova T.G., and Skorokhodov A.A.* Results of 2D Inversion of Data from Deep Electromagnetic Probing With Industrial Power Lines (Fenics Experiment) // Seismic Instruments. 2022. V.58. S.2. PP. S306–S314.
7. *Wilkins M.L.* Computer Simulation of Fracture // Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246. 1972.

НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗОН ЛОКАЛИЗАЦИИ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ

И.И. Нугманов[1, 2], А.Н. Беседина[2, 3], А.А. Остапчук[2, 3]

[1] – АНО ВО «Университет Иннополис», г. Иннополис, Россия; i.nugmanov@innopolis.ru
[2] – Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия
[3] – Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), г. Долгопрудный, Россия

Курило-Камчатская дуга является объектом сейсмологических наблюдений на протяжении не менее 120 лет [Rhea и др., 2007; Федотов и др., 2011; Ломтев и др., 2013]. Дуга простирается примерно на 2100 км от о. Хоккайдо, Япония, вдоль Курильских островов и тихоокеанского побережья Камчатского полуострова до пересечения с Алеутской дугой в районе Командорских островов, Россия, и является согласно [Федотов и др., 2011] «в первом приближении однородной протяженной структурой». Согласно утверждению [Злобин и др., 2011] Курило-Камчатская дуга, представляя регион субдукции Тихоокеанской литосферной плиты является сейсмофокальной зоной планетарного масштаба. Исследования распределения современных землетрясений с определенными механизмами очагов в зоне субдукции выполненные [Злобин и др., 2011] на основе анализа всех известных каталогов (Геофизическая служба РАН и филиалы, NEIC, Гарвард и др.) показало, что наибольшее их число расположено на глубинах до 80 км. При этом в положении эпицентров землетрясений наблюдается выраженная зональность при движении с востока на запад в крест простирания Курило-Камчатской дуги. Сейсмофокальная зона представляет ослабленную многочисленными тектоническими нарушениями систему протяженных глубинных разломов, погружающуюся от глубоководной впадины к материку до глубин порядка 500-700 км под углом в среднем равным 50º [Симбирева и др., 1976; Rhea и др., 2007; Полец, 2017]. Полец А.Ю. [Полец, 2017] отмечает также, что наибольшее количество сильных глубокофокусных землетрясений Северного полушария за период инструментальных наблюдений зарегистрировано именно в пределах Курило-Камчатско-Охотского региона. Временные оценки повторяемости землетрясений в пределах региона по данным [Гусева, Архипова, 2019] имеют следующие гармоники: для M = 4.0 – 3 суток, для M = 5.0 – 1 месяц; для M = 6.0 – 6 месяцев; M = 7.0 – 2 года, для $M \geq 8$ – в среднем каждые 10 лет. Для последних, Лобковский [Лобковский, 2021] отмечает особую значимость необходимости прогноза землетрясений, в виду высвобождения значительных упругих напряжений, имеющих огромную разрушительную силу. Разработанный С.А. Федотовым [Федотов, Славина, 1968] метод долгосрочного сейсмического прогноза позволяет оперировать понятием цикличности сейсмического процесса и выделить 17-летний эффективный период повторяемости сильнейших землетрясений [Федотов, Соломатин, 2019] и его гармоники для Курило-Камчатской дуги. Следует отметить, что концепция сейсмического цикла позволяет для 5 летнего периода применения метода долгосрочного сейсмического прогноза С.А. Федотова выделить 3 принципиальные стадии, различающиеся по величине накопленной упругой энергии: I – стадию афтершоковых процессов, II – стадию стабильного накопления упругой энергии; III – завершающая стадия, характеризующаяся значительным количеством накопленной энергии, активизацией, затишьями, высокой нестабильностью сейсмического процесса, форшоками [Фетодов и др., 2011]. Такая градация позволяет выделять особые участки наибольшей вероятности возникновения сильнейших землетрясении ($M \geq 7.7$) – сейсмические бреши [Федотов и др., 2011; Федотов, Соломатин, 2019]. На протяжении Курило-Камчатской дуги Фетодов С.А. [Федотов, Соломатин, 2019] выделяет в среднем до 20 участков с длиной от 100 до 200 км и шириной 50 или 100 км. При этом авторы 5-летних сейсмических прогнозов [Федотов и др., 2011; Федотов, Соломатин, 2019] неоднократно указывают, что ввиду накопленной нереализованной упругой энергии в пределах Курило-Камчатской дуги существует потенциальная возможность возникновения мегаземлетрясения с $M \geq 8.5$, способного охватить (объединить) несколько сейсмических брешей.

Понятие сейсмической бреши как участка накопления сейсмической энергии, можно ассоциировать с зонами «неровностей» (asperities), буквально «прочные, напряженные» пятна, в окружении которых происходит частичный сброс напряжений в межсейсмический период [Кочарян, Кишкина, 2020]. Согласно [Lay и др., 1982] модель «неровностей», служит основой для понимания процессов, происходящих в зонах субдукции по всему миру, и помогает объяснить природу крупных землетрясений в этих регионах. В частности, это относится к форме, размерам, пространственному распределению «неровностей» в зоне субдукции, а также к феноменологическому наблюдению о

приуроченности очагов повторных землетрясений к одному и тому же участку разлома – «неровности» [Кочарян, Кишкина 2020]. Это наблюдение, не противоречит, а лишь подкрепляет методологические основы долгосрочного сейсмического прогноза С.А. Федотова по установлению наиболее вероятных мест следующих сильнейших ($M \geq 7.7$) землетрясений в местах, накопления сейсмической энергии [Федотов и др., 2011; Федотов, Соломатин, 2019].

Повышенная плотность разломов, как правило, коррелирует с более высокими магнитудами землетрясений, что говорит о том, что регионы со сложными системами разломов более подвержены значительным сейсмическим событиям [Шерман и др., 2022]. Федотов и Соломатин [Федотов, Соломатин, 2019] оценивают среднюю вероятность сильных землетрясений (магнитудой $M \geq 7.7$), происходящих в любом заданном месте Курило-Камчатской дуги в течение пяти лет (2019-2024 гг.), в пределах от 3.6% до 4.2%. Исследования выявили закономерности в пространственном и временном распределении сейсмических событий, указывающие на то, что крупные землетрясения часто группируются в определенные периоды и места в пределах дуги, под влиянием тектонических взаимодействий и геологических условий [Викулин, 2003].

Исследование сейсмичности Курило-Камчатской дуги последних лет представлено в работах [Чебров и др., 2015; Чебров и др., 2022]. Необходимо отметить, что при изучении скоростных характеристик разреза полуострова Камчатка выполненные коллективом авторов [Резниченко и др, 2023] установлено наличие локальных особенностей глубинного строения – существования слоев, физические свойства которых влияют на распространение упругих волн. Локальные особенности поля кинематического параметра Vp/Vs [Кучай и др., 2020] отражают неоднородности поля тектонических напряжений (зоны сжатия и растяжения). Лобковский [2022] также указывает на наблюдающиеся аномалии поля современных движений земной поверхности по данным регистрации сигналов глобальных навигационных спутниковых систем в Курило-Камчатской зоне субдукции: сегменты дуги находящиеся на разных стадиях сейсмического цикла накапливают упругие напряжения локально, в пределах сейсмогенных блоков континентальной окраины, которые разгружаются в моменты возникновения крупнейших субдукционных землетрясений. Lay [2009] указывает, что локальные особенности упругих характеристик земной коры, а также наличие зон сжатия и растяжения, оказывают значительное влияние на наблюдаемую при землетрясениях функцию источника (source time function, STF). Таким образом, для понимания механизмов формирования сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги, их зоны разрыва, интерес представляет изучение локальных особенностей поля напряжений, в частности распределения «неровностей» («asperities»).

Цель настоящего исследования – выявление пространственно-временных особенностей распределения сейсмичности в областях локализации сильнейших землетрясений Курило-Камчатской зоны субдукции.

Объект исследования и методика. Территориально объект исследования, Курило-Камчатская дуга, охватывает зону административной ответственности Камчатского (КФ ФИЦ ЕГС РАН), г. Петропавловск-Камчатский, и Сахалинского филиала Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба Российской академии наук" (СФ ФИЦ ЕГС РАН), г. Южно-Сахалинск. Вся территория исследования охвачена каталогом USGS NIEC (Геологическая служба США).

Для исследования были использованы каталоги КФ ФИЦ ЕГС РАН и USGS NIEC (Геологическая служба США) за период инструментальных сейсмологических наблюдений с 01.01.1990 по 20.08.2024 гг.

В таблице 1 представлена сводная информация о содержании каталогов сейсмических событий. Пространственное положение сейсмических событий представлено на рис. 1.

Таблица 1. Сведения о каталогах землетрясений для территории Курило-Камчатской дуги

Источник	**Длительность охвата наблюдений**	**Количество событий**	**Представительная магнитуда M_c**
USGS NIEC (Геологическая служба США)	с 01/06/1990 по 12/08/2024 гг.	16322	3.92
КФ ФИЦ ЕГС РАН	с 01/01/1990 по 20/08/2024 гг.	39008	2.96

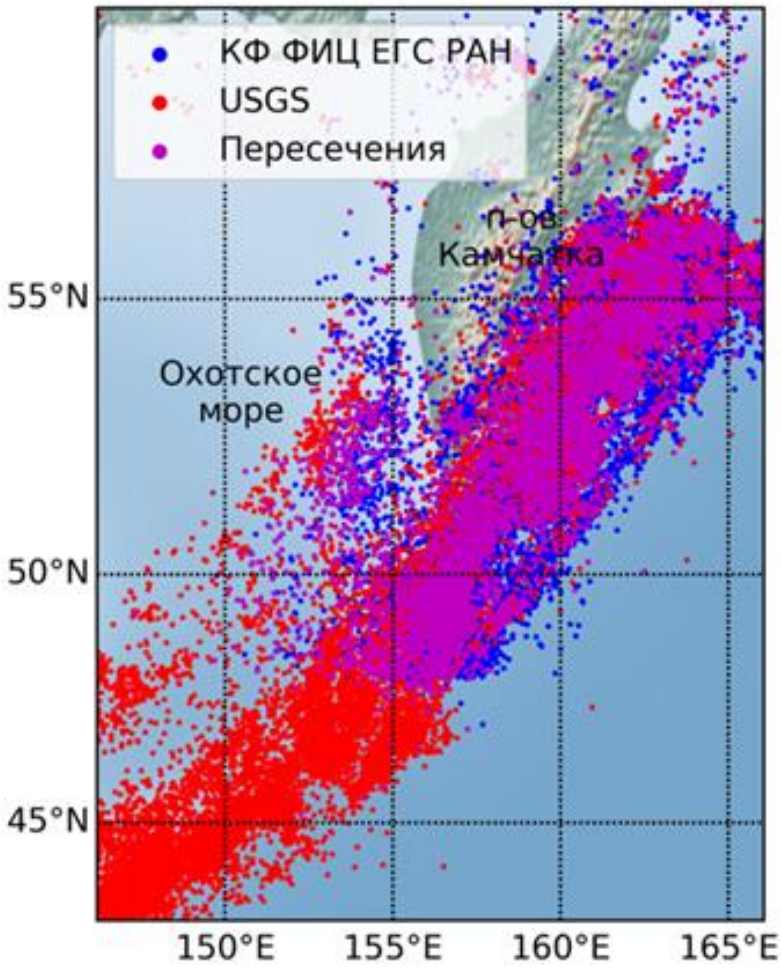


Рис. 1. Участок исследования. Символами показаны эпицентры землетрясений каталогов КФ ФИЦ ЕГС РАН (синим цветом) и USGS NIEC (Геологическая служба США, красным цветом), а также землетрясений, присутствующих в обоих каталогах (фиолетовым цветом)

Привлечение для анализа результатов регистрации сейсмических событий из разных каталогов особенно оправдано, не только ввиду увеличения выборки, но и с точки зрения дополнения афтершоковых последовательностей сильнейших землетрясений, которые характерны для Курило-Камчатской дуги. Ввиду технических ограничений разных конфигураций сетей регистрации многие события после сильного землетрясения могут быть пропущены из-за высокого уровня шума [Vorobieva, 2022]. При этом не исключением является проблема выявления дубликатов, то есть записей различных каталогов, относящихся к одному и тому же сейсмическому событию.

Объединение каталогов землетрясений представляется перспективным методом улучшения полноты и представительности сейсмического каталога. Подобный опыт представлен в ряде научных публикаций для различных регионов [Zare M. et al., 2014; Sawires R. et al., 2019; Vorobieva, 2022; Vorobieva, 2023; Gvishiani, 2023].

В работах [Vorobieva, 2022; Vorobieva, 2023; Gvishiani, 2023] указывается, что основная сложность в идентификации дубликатов состоит именно в том, что такие записи могут быть схожи в метриках пространства и времени к афтершокам. Для разрешения подобной ситуации предлагается использовать подход аналогичной задаче различения афтершоков и независимых событий с применением модифицированной метрики ближайшего соседства.

Данный метод основан на том, что, согласно [Шебалин, 2018], считается, что сейсмичность состоит из двух частей: (1) землетрясения, которые являются независимыми и (2) землетрясения, возникающие под воздействием других землетрясений (связанные события). Если определить в пространстве-времени-магнитуде меру связи между землетрясениями, то сейсмичность может быть представлена деревом связей между «ближайшими соседями». Определив, дополнительно, пороговое значение для этой меры, как границу между связанными и независимыми землетрясениями, то дерево распадается на отдельные деревья связанных событий.

Основные положения применения математических методов по определению порогового значения приводятся в работах [Шебалин, 2018; Pisarenko, 2019]. Шебалин [Шебалин, 2018] отмечает, что достаточно простым и надежным является корреляционный вариант пространственно-временной метрики, предложенный [Baiesi, Paczuski, 2004] и дополненный методом определения порогового значения в работах [Zaliapin, 2008, 2013, 2016, 2020]. Корреляционная метрика (функции «ближайшего соседства») для каждой пары события $\{i, j\}$, примененной в данной работе имеет вид (1):

$$\eta_{ij} = \begin{cases} t_{ij}(r_{ij})^d 10^{-bM_i}, t_{ij} > 0 \\ +\infty, \qquad t_{ij} \le 0 \end{cases}, \tag{1}$$

где $t_{ij} = (t_j - t_i)$ — время между двумя событиями; $r_{ij} = (r_j - r_i)$ — расстояние между двумя событиями; M — величина события (магнитуда); d — фрактальная размерность пространственного распределение землетрясений; b — наклон распределения Гутенберга – Рихтера.

Далее для каждого события j определялся его уникальный «ближайший сосед» i на основе минимизации метрики η_{ij} , рассчитанной по уравнению (2):

$$\eta_j = min(\eta_{ij}, i < j). \tag{2}$$

В работе [Vorobieva, 2022] предложена 2-х этапная модификация метрики «ближайшего соседства» для разделения афтершоков (связанных событий) и дубликатов в объединенном каталоге, которые происходят близко в пространстве и времени:

Дубликаты не имеют причинной связи, поскольку записи одного и того же землетрясения разными сетями являются независимыми событиями, поэтому разница во времени может быть как положительной, так и отрицательной.

Дубликаты не образуют дерево, а формируют пары, в которых события обязательно принадлежат разным исходным каталогам.

В данной работе в качестве основного каталога был выбран каталог КФ ФИЦ ЕГС РАН, все события которого были помечены категорией «1». Соответственно события каталога USGS NIEC получили категорию «2». Такой выбор не имеет влияния на результат идентификации дубликатов, поскольку задача поиска ближайшего соседа является симметричной [Vorobieva, 2022]. Алгоритм, использованный авторами работы, устанавливает соответствие между событиями из двух каталогов, после чего выполняется классификация землетрясений на уникальные и дубликаты с использованием евклидовой метрики (рис. 2).

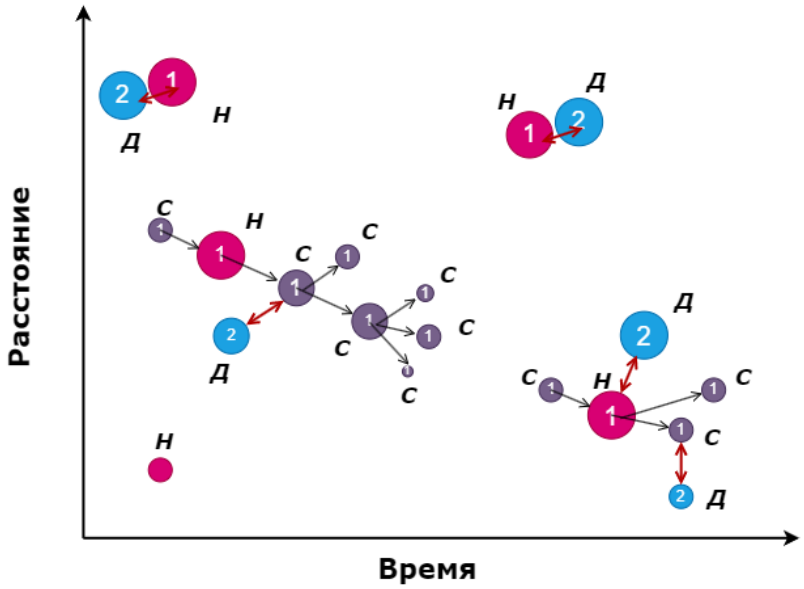


Рис. 2. Схема, поясняющая работу алгоритма идентификации дубликатов и декластеризации на основе метрики «ближайшего соседства» в пространстве и времени. Цифры в кружках определяют принадлежность события к каталогу. Буквами обозначены: Н – независимые события, С – связанные события, Д – дубликаты

Следует отметить, что для каждого исходного каталога, объединённого каталога, и всех последующих процедур преобразования (идентификация и удаление дубликатов, декластеризация) объединенного каталога сопровождалось оценкой полноты и определением представительной магнитуды M_c. В данном исследовании для оценки полноты каталога землетрясений была использована программная реализация метода, предложенного [Wiemer, 2000].

Для расчета фрактальной размерности d (в уравнении (1)), которая определяет вес пространственной компоненты относительно веса временной компоненты, был использован метод расчета фрактальной размерности Минковского-Буле (box-counting) на основе местоположений эпицентров землетрясений [Falconer, 1990].

Следующим этапом после исключения из анализа сейсмичности дубликатов был этап декластеризации объединенного каталога. В отличие от предложенного в работе [Pisarenko, 2020] процедуры случайной перестановки времён возникновения событий, которая разрушает причинно-следственные связи, существующие в отдельных кластерах, был использован иной подход. Исследования [Zaliapin, 2008, 2013] показали, что пуассоновское поле с отмеченной стационарной временной компонентой, равномерной или неоднородной случайной пространственной компонентой и распределением магнитуд по закону Гутенберга-Рихтера соответствует одномодальному распределению функции «ближайшего соседа» η_j. Подобное распределение отнесено нами к фоновой сейсмичности, представленной незначимыми событиями по [Шабалин, 2018]. Используя в качестве порогового значения η_0 1% перцентиль предложенное в работе [Ostapchuk, 2022] равное -4.58 было проведена декластеризация объединенного каталога на независимые и связанные события (рис. 3).

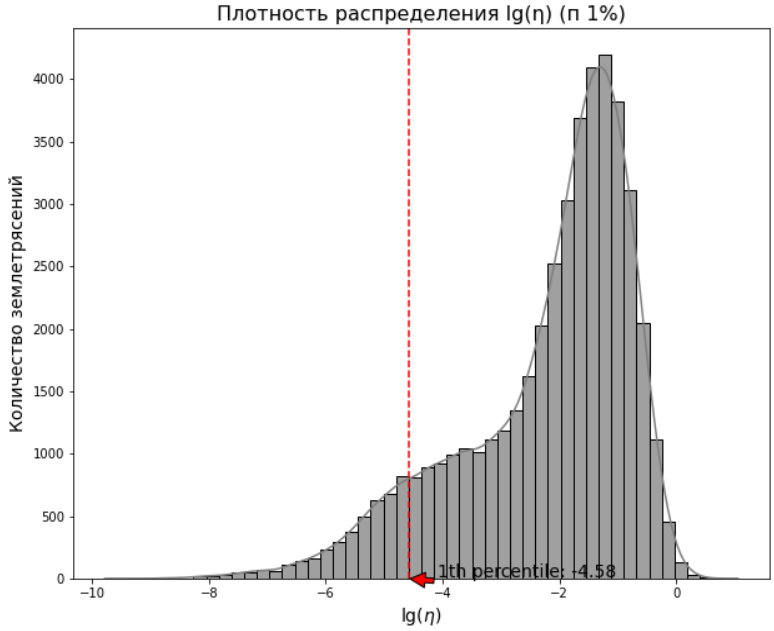


Рис. 3. Распределение функции «ближайшего соседа» для событий объединенного каталога

Результаты. Для более детального исследования двух множеств событий были построены карты нормированной плотности количества землетрясений (рис. 4). Карты плотности рассчитывались с использованием геоинформационных технологий. Пространство области исследования было разделено на равные ячейки размером 10 км. На данном этапе исследований было принято решение об использовании равномерного разбиения области на сетку, что является эффективным способом подсчета плотности исходных точечных данных, без привлечения дополнительной информации о «естественных» границах агрегации данных [Bennett, Vale, 2023]. Вокруг центра каждой ячейки выделялась окружность с радиусом 100 км и рассчитывалось количество событий, попадающих в эту окружность, которое далее делилось на ее площадь (км^2). Расчет карты плотности проводился по данным координат эпицентров для получения информации о пространственных закономерностях. На данном этапе исследования было принято решение не использовать магнитуды событий для создания матрицы весовых коэффициентов. Значения на картах плотности нормировались на максимальную величину каждого из множеств (независимых и связанных событий) для получения сопоставимого представления в интервале [0;1]. На картах наблюдаются несколько обособленных зон с повышенной плотностью количества событий, которые имеют различное пространственное расположение для

фоновой и кластерной сейсмичности. Для совместного анализа фоновой и связанной сейсмичности проводилось объединение двух карт плотностей. Для этого выполнялось поэлементное скалярное перемножение нормированных матриц плотностей событий. Для повышения контрастности результирующей карты дополнительно извлекался квадратный корень из найденной объединенной матрицы плотности. Построенная объединенная карта плотности количества фоновых и кластеризованных (связанных) событий использовалась для выделения предполагаемых областей «асперти» на поверхности скольжения, которые представляют собой участки повышенной плотности сейсмических событий. Обобщая полученные результаты, на объединенной карте плотности событий можно выделить крупные области, которые могут включать несколько контактных пятен в соответствии с идеей о потенциальной возможности возникновения сильного землетрясения, способного охватить несколько «асперити» (рис. 4). Оценка магнитуды потенциального события для выделенных зон проводилась по корреляционным соотношениям между линейным масштабом события L и величиной скалярного сейсмического момента M_0 для крупных землетрясений с разломами $L > 50$ км [Kocharyan, 2014]:

$$M_0 = 4.57 \cdot 10^{15} \cdot L^{2.26} \quad (3)$$

Выполненные оценки показали, что вдоль Курило-Камчатской дуги выделены зоны локализации потенциально возможных очагов мегаземлетрясений с магнитудами 8, 8.5 и 9. Оценка максимальной магнитуды проводилась с учетом следующих линейных размеров выделенных структур, 332.5, 708.5 и 1468 км. Области разрыва таких событий могут представлять собой объединение от 2 до 5 зон «асперити».

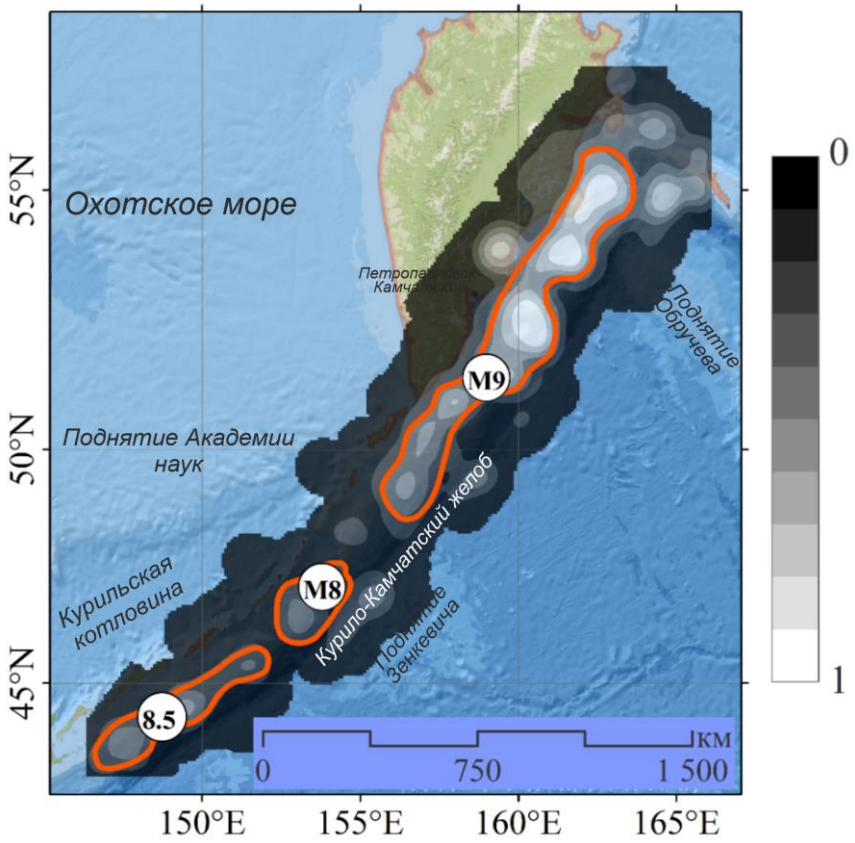


Рис. 4. Объединенная карта плотности независимых и связанных событий. Оранжевые линии очерчивают контуры, соответствующие областям разрыва потенциальных сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги с магнитудами 8, 8.5 и 9

Литература

1. *Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Полец А.Ю.* Распределение землетрясений по типам очаговых подвижек в Курило-Охотском регионе // Доклады Академии наук. 2011. Т.440. №4. С. 527–529.
2. *Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б.* Физическая мезомеханика очага землетрясения // Физическая мезомеханика. 2020. Т.23. №6. С. 9–24.

3. *Лобковский Л.И., Габсатаров Ю.В., Алексеев Д.А., Владимирова И.С., Рамазанов М.М., Ломтев В. Л., Нагорных Т. В., Сафонов Д. А.* Особенности строения и сейсмотектоники Курильской системы дуга-желоб // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2013. №3 (33). С. 94–109.
4. *Ломтев В.Л.* К строению и истории Курило-Камчатского глубоководного желоба (СЗ Пацифика) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. №3. С. 36–47.
5. *Полец А.Ю.* Глубокофокусные землетрясения и тектоническое поле современных напряжений в Курило-Охотском регионе // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2017. №1 (191). С. 26–37.
6. *Симбирева И.Г., Федотов С.А., Фиофилактов В.Д.* Неоднородности поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным // Геология и геофизика. 1976. №1. С. 70–85.
7. *Федотов С.А., Славина Л.Б.* Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой // Известия АН СССР. Физика Земли. 1968. №2. С. 8–1.
8. *Федотов С.А., Соломатин А.В.* Долгосрочный сейсмический прогноз (ДССП) для Курило-Камчатской дуги на VI 2019-v 2024 гг.; свойства предшествующей сейсмичности в I 2017-V 2019 гг. Развитие и практическое применение метода ДССП // Вулканология и сейсмология. 2019. №6. С. 6–22.
9. *Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2010-VIII 2015 гг., достоверность предыдущих прогнозов и их применение // Вулканология и сейсмология. 2011. №2. С. 3–27.
10. *Чебров В.Н., Дрознин Д.В., Кугаенко Ю.А., Левина В.И., Сенюков С.Л., Сергеев В.А., Ящук В.В.* Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. №1. С. 18.
11. *Чеброва А.Ю., Чемарев А.С., Матвеенко Е.А., Чебров Д.В.* Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. Т.21. №3. С. 66–91.
12. *Шебалин П.Н.* Математические методы анализа и прогноза афтершоков землетрясений: необходимость смены парадигмы // Чебышевский сборник. 2018. Т.19 (4). С. 227–242.
13. *Baiesi M., Paczuski M.* Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // Physical Review E – Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics. 2004. V.69. №6. P. 066106.
14. *Bennet L., Vale F.* Spatial Statistics Illustrated. Redlands, California: Esri Press. 2023. 185 p.*Bürgmann R., Kogan M. G., Steblov G.M., Hilley G., Levin V.E., Apel E.* Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2005. V.110. №B7.
15. *Falconer D.S.* Selection in different environments: effects on environmental sensitivity (reaction norm) and on mean performance // Genetics Research. 1990. V.56. №1. P. 57–70.
16. *Lay T., Kanamori H., Ammon C., Hutko A., Furlong K., Rivera L.* The 2006–2007 Kuril Islands great earthquake sequence // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2009. V.114. №B11.
17. *Ostapchuk A., Polyatykin V., Popov M., Kocharyan G.* Seismogenic patches in a tectonic fault interface // Frontiers in Earth Science. 2022. V.10. P. 904814.
18. *Rhea S., Tarr A.C., Hayes G., Villaseñor A., Furlong K.P., Benz H.M.* Seismicity of the earth 1900–2007, Kuril-Kamchatka arc and vicinity: U.S. Geological Survey Open-File Report. 2010. P. 2010–1083.
19. *Sawires R., Santoyo M. A., Peláez J. A., Corona Fernández R. D.* An updated and unified earthquake catalog from 1787 to 2018 for seismic hazard assessment studies in Mexico // Scientific data. 2019. V.6. №1. P. 241.
20. *Vorobieva I.A., Gvishiani A.D., Dzeboev B.A., Dzeranov B.V., Barykina Y.V., Antipova A.O.* Nearest neighbor method for discriminating aftershocks and duplicates when merging earthquake catalogs // Frontiers in Earth Science. 2022. V.10. P. 820277.
21. *Wiemer S.* Earthquake statistics and earthquake prediction research. Institute of Geophysics; Zürich, Switzerland. 2000.
22. *Zaliapin I., Ben-Zion Y.* Earthquake clusters in Southern California I: Identification and stability // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2013. V.118 (6).
23. *Zaliapin I., Gabrielov A., Keilis-Borok V., Wong H.* Clustering analysis of seismicity and aftershock identification // Physical review letters. 2008. V.101. №1. P. 018501.
24. *Zare M., Amini H., Yazdi P., Sesetyan K., Demircioglu M. B., Kalafat D., Tsereteli N.* Recent developments of the Middle East catalog // Journal of seismology. 2014. V.18. №4. P. 749–772.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РАССОХИНСКОГО И БАЛАХНИНСКОГО МЕГАВАЛОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ В ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОМ РЕГИОНАЛЬНОМ ПРОГИБЕ

А.Н. Обухов[1], А.А. Корнеев[1], С.Л. Каламкаров[1], И.Ф. Лошакова[1], С.Р. Иванова[1]

[1] – Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ФГБУ «ВНИГНИ»), г. Москва, Россия; obukhov@vnigni.ru

По новым геолого-геофизическим данным, полученным в Енисей-Хатангском региональном прогибе (ЕХРП) за последние 10 лет построены новые и актуализированы существующие структурные карты (материалы сейсмических съемок с учетом новых гравимагнитных данных). В результате появились новые возможности обоснования гравитационно-геодинамической истории тектонического развития региона [Афанасенков и др, 2017, 2018]. Цель работы – обоснование развития структур сжатия в геоструктуре глобального растяжения в результате гравитационного слайдинга (сползания) [Peel, 2014] осадочного чехла в прогибающуюся рифтовую зону. Район работ – Енисей-Хатангский региональный прогиб – является рифтовой зоной и к его осевой зоне приурочены Рассохинский и Балахнинский мегавалы, что для многих авторитетных исследователей является доказательством сжатия. Устоявшаяся традиция считать эти валы признаком сжатия существенно искажает результаты и прогнозы бассейнового моделирования, но, тем не менее, и эта точка зрения должна учитываться до тех пор, пока не будет доказано обратное.

Наличие в зоне ЕХРП крупнейших осадочных бассейнов: рифейского (мощностью до 10 км), палеозойского карбонатного (не менее 5 км), верхнепалезойского терригенно-угленосного (не менее 5 км); вулканогенно-осадочного пермо-триасового (не менее 5 км) и мезозойского (послесреднетриасового, мощность более 8 км) – говорит о значительной роли прогибаний на северной окраине Сибирской платформы, то есть зон растяжения. Следовательно, ЕХРП – это зона преимущественного растяжения, но для полной геологической модели региона необходимо решение центрального вопроса всех тектонических моделей – вопроса о механизме и источнике деформаций.

Северо-восточная окраина Сибирского континента от южных бортов ЕХРП, Анабаро-Хатанги и Лено-Анабара до Приверхоянского прогиба представляла собой пассивную континентальную окраину. Со среднего карбона до позднего мела здесь развивались типичные для них дельтовые комплексы. Именно континентальные склоны демонстрируют фактические причины складкообразования. Деформация осадочных толщ под воздействием гравитационной тектоники происходит на большинстве окраин мира [Morley et al., 2011; Peel., 2014]. Таким образом наша исходная модельная предпосылка заключается в том, что в процессе окраинно- и внутриконтинентального рифтогенеза формируются мощные осадочные толщи, которые в процессе гравитационного тектоники – слайдинга (сползания) в погруженную центральную зону Енисей-Хатангского регионального прогиба образуют Рассохинский и Балахнинский мегавалы.

По авторским палеотектоническим и палеогеографическим построениям [Афанасенков и др, 2018; Обухов и др, 2020; Каламкаров и др, 2024] обоснованы основные тектоно-седиментационные события северной окраины Сибирского палеоконтинента: смена мегасиквенсов или структурно-формационных комплексов (СФК) от обширной (на север от континента на 750 и более км, а субширотно вдоль – до 1200 км.) шельфовой преимущественно карбонатной формации (PZ_{1-2}-C_1) на окраинно-континентальную дельтовую терригенную (C_2-P_2) протяженностью от континента уже до 400 км, далее на рифтовую осадочно-вулканическую (P_3-T_1) с одновременным сокращением площадей осадконакопления. Субширотная синрифтовая формация терригенного триаса (T_2-$_3$) ознаменовала заложение ЕХРП, происходящее синхронно со складчатостью Таймыра. Это был уже относительно узкий (90-150 км) прогиб, который в течение юрско-мелового этапа расширился до 350 км и образовал мощный (до 7 км, в среднем более 4 км.) терригенный мезозойский структурно-формационный этаж.

Главное тектоническое событие на северной окраине Сибирской платформы пермо-триасовый рифтинг. В результате обширный Таймырский фрагмент был отодвинут на север на 50-70 км, с разрывом дорифтовых комплексов, а среднекаменноугольно-пермские осадочные толщи компенсировали этот разрыв. В пермское время эту компенсацию дополнил приток магматического материала из оси рифтинга, который в оленекское время завершился мощным трапповым излиянием. Этот рифтовый этап (P_3-T_1) ознаменовался вулканическими трапповыми, силловыми и интрузивными

процессами, причем основные трапповые излияния продолжались не более 1 млн. лет и охватывали единым без разрывов мощным (более 2 км) плащом базальтов и долеритов обширные территории Западной и Восточной Сибири и Таймыра (Сибирская трапповая провинция) [Криволуцкая, 2014]. Таким образом, выделяется так называемая вулканическая печать, фиксирующая предсреднетриасовую поверхность в регионе [Обухов и др., 2017].

И только в среднем-позднем триасе оформились контуры будущего регионального прогиба. После рэт-лейасского перерыва с юрского времени начался основной этап формирования осадочного чехла ЕХРП на фоне обширного растяжения (мощность только юрских отложений более 4 км). Следующее заметное тектоническое событие – неокомский эпизод некомпенсированного прогибания с почти синхронной инверсией по оси прогиба. Поднятия центральных мегавалов начались с позднего мела с максимумом в олигоцене-неогене [Афанасенков и др., 2018; Каламкаров и др., 2024]. Причем поднятия происходили на фоне постоянного регионального прогибания, без выхода валов выше поверхности эрозии. Каждый этап прогибаний в ЕХРП инициировал синхронное поднятие валов. Вся эта история детально прослеживается и документируется на сейсмических профилях. В бортовых зонах ЕХРП в осадочном чехле полностью отсутствуют деформации сжатия. Постоянно существующий региональный уклон бортов инициирует гравитационно-геодинамический слайдинг (оползание) осадочного чехла в осевую зону. Гравитационно-геодинамические срывы по различным детачментам продолжались в течение всей истории ЕХРП, начиная с конца триаса, усиливаясь в середине мела, в конце олигоцена и в плиоцен-четвертичное время. Срывы объясняют инверсионную структуру и асимметрию – южную Рассохинского и северную Балахнинского мегавалов.

В ходе более чем десятилетнего федерального регионального изучения и постоянной актуализации геолого-геофизической модели ЕХРП в ФГБУ «ВНИГНИ» были построены структурные, литолого-фациальные и палеогеографические карты всего Гыдано-Хатангского региона.

При построении тектонической модели при анализе современных сейсмических работ по федеральным программам были отмечены новые довольно важные геологические факты. Так в пределах Северо-Сибирской моноклизы на южном борту ЕХРП повсеместно отмечается зона отсутствия триасовых, карбон-пермских и возможно более древних формаций (рис. 2а). Эта зона отсутствия верхнего палеозоя и триаса прослеживается и на северном борту ЕХРП в районе Тарейского вала [Каламкаров и др., 2024]. Таким образом, зоны узких вытянутых зияний в сплошном поле триасовых и верхнепалеозойских отложений протягиваются вдоль северного и южного борта Енисей-Хатангского регионального прогиба. Ширина этой зоны в среднем составляет около 20 км, причем на западе она увеличивается до 50 км и более и рифейские и нижнепалеозойские толщи под зоной этого зияния подняты в крупную пологую антиклинальную складку (рис. 2а). И триас на бортах не смят, а разорван на фрагменты. Важен еще и масштаб рассмотрения исходных данных. Привычное сжатие горизонтального масштаба (обычно 1 к 20), настолько затушевывает механизм деформаций, что кажется разумным латеральное смятие осадочной толщи в десятки и сотни километров. Многие исследователи из-за наличия центральной системы Рассохинского и Балахнинского валов уверены, что современный режим ЕХРП – это сжатие. Оно также сопровождается мощным процессом метасоматического преобразования осадочных формаций доюрского возраста в осевых зонах прогиба и субширотными вытянутыми узкими (10-30 км) гипербазитовыми валообразными интрузиями по бортам прогиба [Балдин, Мунасыпов, 2015]. И эта общая уверенность в сжатии ЕХРП вызывает методические и общегеологические вопросы:

- Следует учитывать особенности восприятия – прогиб имеет ширину около 300 км, и даже при средней мощности 3-5 км это очень тонкий плоский объект с весьма низкой прочностью. Сжать его с бортов сложно (инструментально вычисленное горизонтальное сжатие [фондовые данные МГУ им. М.В. Ломоносова, 2016] Рассохинского и Балахнинского валов составляет всего 5 км).
- Почему сжатие деформирует только центральную часть впадины, а не краевые зоны, в которые упирается жесткий фундамент (как должно быть при «бульдозерном эффекте»)?
- Почему наклонные отражения от неопротерозойско-палеозойских толщ на наклонных бортах ЕХРП на глубинах более 10 км выглядят такими гладкими и ровными, и как удалось комплексу, накапливающемуся в одном месте в течение более чем миллиарда лет избежать тектонических перестроек, дрейфа континентов и других геологических событий?
- Инверсионные Рассохинский и Балахнинский валы в центре ЕХРП являются частью Обско-Лаптевской гряды по [Балдин, Мунасыпов, 2017]. Но на западе Обско-Лаптевская гряда не сжимается Карским блоком с севера, и с юга её сжать нечем – Мессояхский вал находится в центре гигантской синеклизы. Другое объяснение образования валов – гравитационно-геодинамическое срыв осадочного чехла в депоцентр Большехетской впадины [Обухова и др., 2016].

Основным материалом для работы был полный интерпретационный проект в современном интерпретационном комплексе Енисей-Хатангской, Анабаро-Хатангской и Лено-Анабарской нефтегазоносных областей (НГО), включающий более 85 000 пог. км сейсмических профилей МОГТ 2D преимущественно новых комплексных (в том числе гравимагнитных и электроразведочных) региональных работ 2012-2024 гг.

По структурным картам изучены главные деформации осадочного чехла по всем откартированным горизонтам. Наиболее показательным горизонтом является поверхность по подошве юрских отложений (Ia), представленный на структурно-тектонической карте (рис. 1).

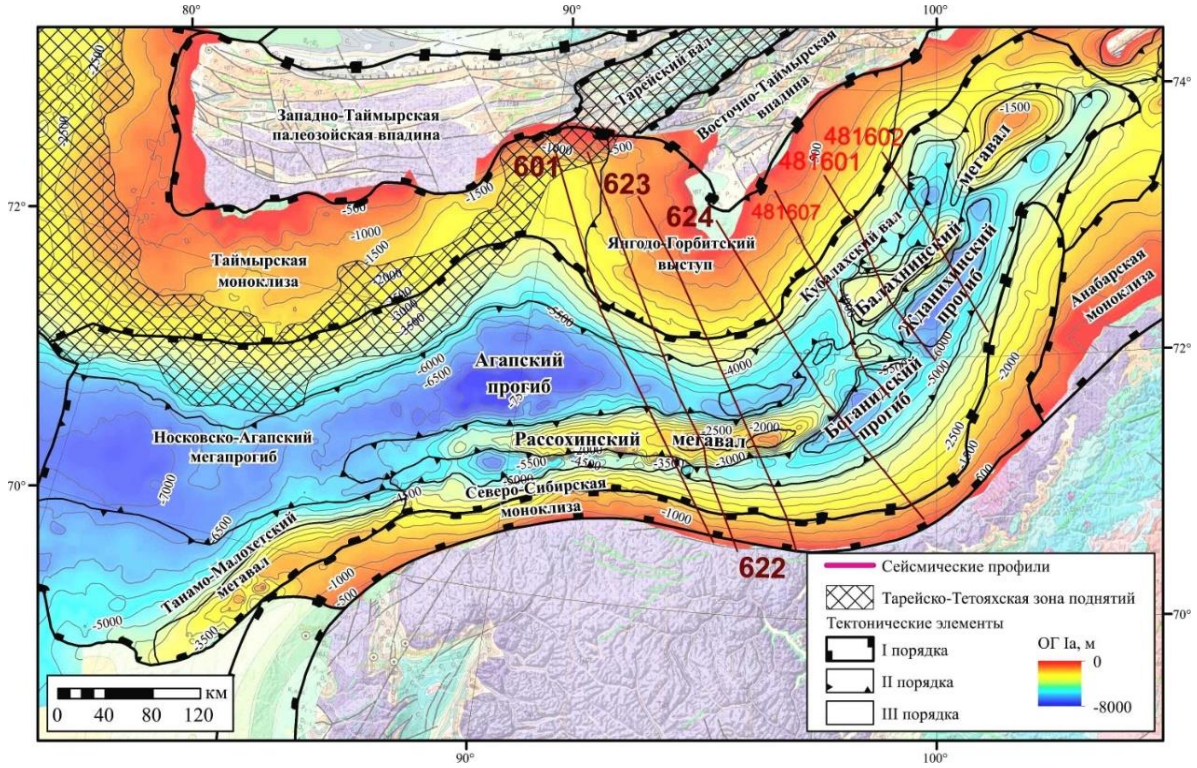


Рис. 1. Структурно-тектоническая карта центральной части ЕХРП (основа по отражающему горизонту Ia – подошва юры), по [Афанасенов и др., 2017] с изменениями и дополнениями. Показаны линии профилей для рис. 5

Для изучения морфологии поверхностей отражающих горизонтов, как разделов разных структурно-формационных комплексов были изучены структурные карты и различные атрибуты сейсмических поверхностей. По атрибуту «наблюдаемые углы падения горизонта» выявлено, что в целом поверхность доюрского чехла в ЕХРП относительно ровная, углы падения составляют от 0° до 5°, на бортах до 6-8° и на склонах валов до 10-14° (рис. 2а, б.). Проведенный атрибутный анализ помогает представить объективную информацию о структурных поверхностях (то есть по площади) при региональной сети сейсмических профилей МОГТ-2D.

Атрибут азимута падения показывает, что этот параметр Рассохинского и Балахнинского мегавалов заметно различается, что связано с различием направлений тектонических деформаций – северную у первого и юго-западную у второго. В тылу зон срывов находятся самые глубокие прогибы ЕХРП (соответственно Агапский и Боганидо-Жданихинский (рис. 1)) Сравнение азимутов четко показывает, что Рассохинский мегавал имеет большую ассимметрию в южном направлении, а Балахнинский имеет северную асимметрию, но с меньшими углами наклона северного борта. В целом это свидетельствует об их тесной связи с прилегающими прогибами – Рассохинского с Агапским и Балахнинского с Боганидским и Жданихинским. И это дает основание выделить две зоны гравитационно-геодинамических срывов: Рассохинскую с основным движением аллохтона с севера на юг и Балахнинскую – с движением масс с юга на север. При этом мы помним, что остаются и встречные, но существенно менее мощные направления срывов (широкие стрелки на рис. 2а).

Атрибут изменения краев поверхности (рис. 3б) показал, что Балахнинский мегавал является результатом воздействия нескольких зон деформаций и поэтому более сложен по строению. Здесь, как и на Анабаро-Хатангской седловине явно присутствуют срывы по солям в палеозойском карбонатном комплексе, которые прослеживаются и на прилегающей акватории моря Лаптевых.

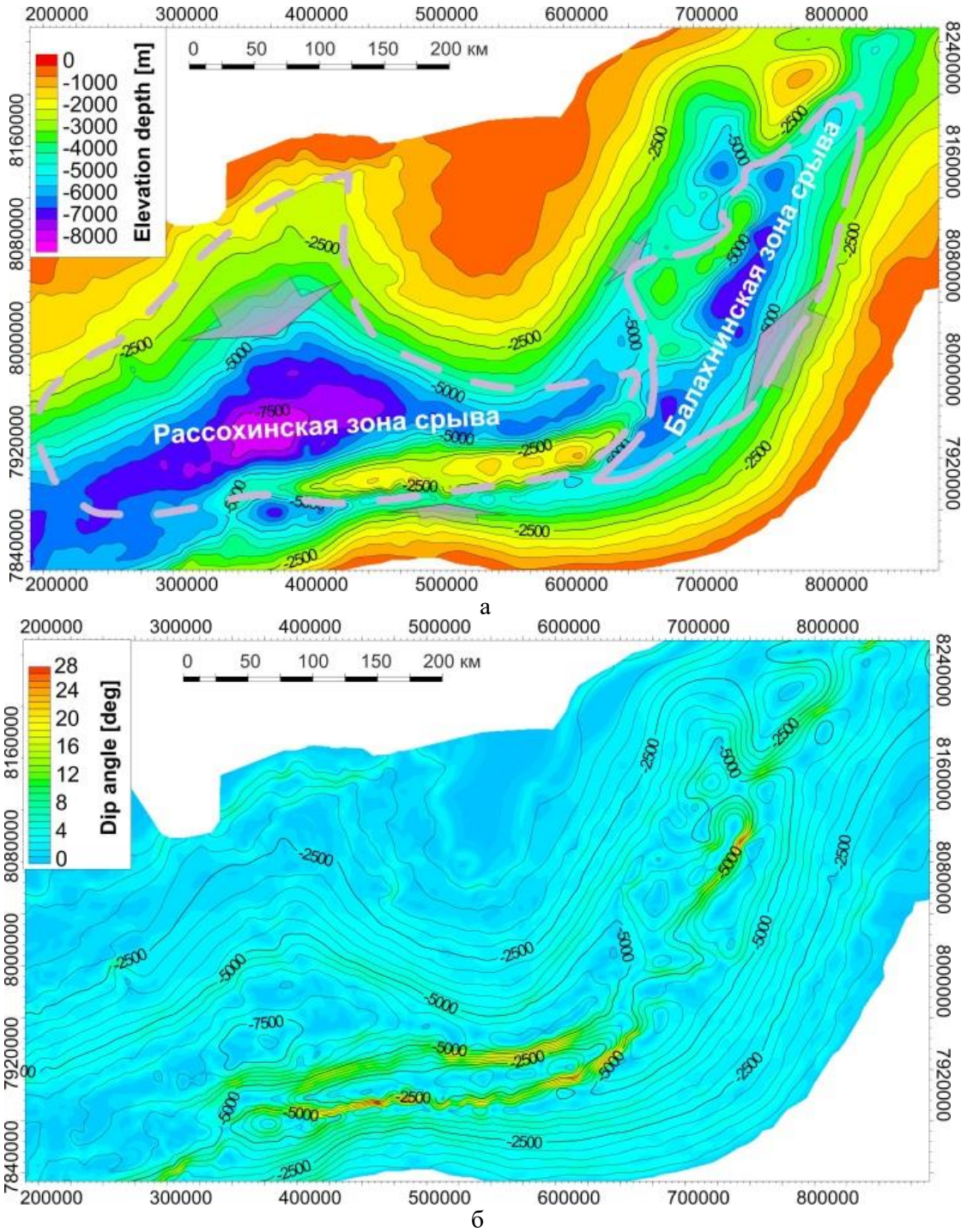
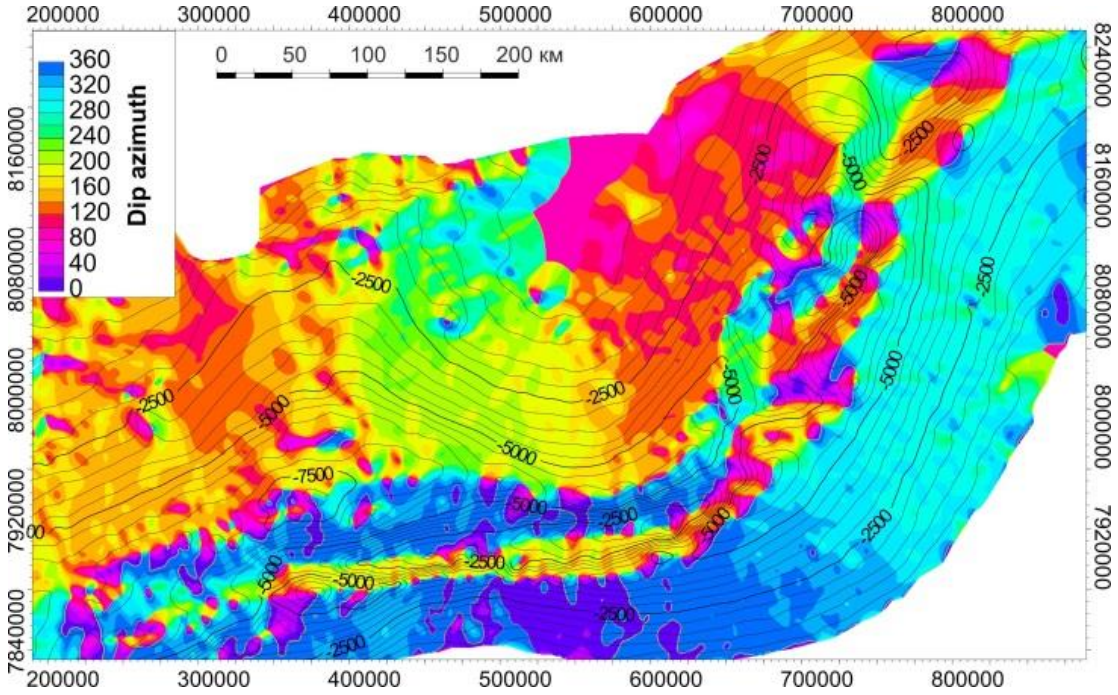


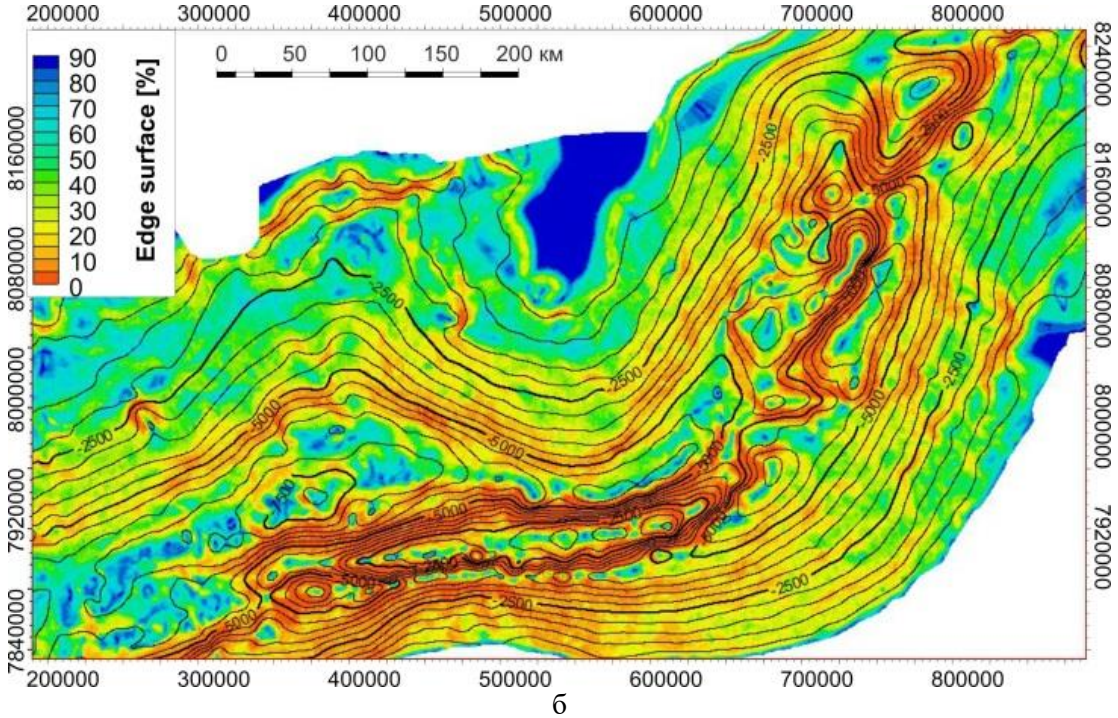
Рис. 2. Структурная карта с атрибутами по поверхности Ia: (а) фрагмент структурной карты; (б) атрибут – наблюдаемые углы падения горизонта

И главное, что показывают эти карты, это возможную динамику гравитационных срывов в центральной части ЕХРП, которая вообще интересна тем, что давления Рассохинской и Балахнинской зон срывов в этой части впадины примерно одинаковы, а значит здесь вид валов симметричный (и разрушения скоплений углеводородов будут минимальными (рис. 4).

Детально изучались сейсмические профили СП 014622 на Рассохинском и СП 481601 на Балахнинском мегавалах. На первом было проведено трехмерное моделирование источников магнитных и гравитационных аномалий с опорой на результаты сейсморазведки и полученную объемную плотностную модель по новым аэрогравимагнитным данным, что позволило выделить зоны вещественно-петрофизических комплексов фундамента, в которых выделяется осевая часть, состоящая преимущественно из основных и ультраосновных пород.



а



б

Рис. 3. Структурная карта с атрибутами по поверхности Ia: (а) атрибут азимута углов по поверхности Ia; (б) атрибут краев изменения поверхности Ia – зоны максимального наклона краев поверхности

В этой центрально-осевой зоне в результате внутриконтинентального рифтогенеза в позднепермское-раннетриасовое время произошло дробление коры с внедрением большого количества интрузий, даек и силлов. Причём объем интрузивного материала настолько значителен, что он сам по себе обеспечивает разрыв допермской осадочной толщи [Иванова, Обухов и др., 2024] А к востоку, к Анабаро-Хатангской седловине эта аномальная часть менее интенсивно выделяется в потенциальных полях, что может говорить о прекращении продвижения рифтового процесса из Енисей-Хатангского прогиба на восток [Афанасенков, Лыгин и др., 2017].

На менее деформированном в осевой части профиля 481601 проведены и палеотектонические построения (выравнивание на конец триасового – начало юрского периодов). На этом профиле особого внимания требуют следующие моменты – возраст последних внедрений силлов (P_3-T_2) может быть моложе вышезалегающей трапповой толщи (P_3-T_1). Также как и возраст рифтового фундамента, возраст внедряющихся интрузий может быть моложе туфолавовой трапповой толщи.

В результате анализа выявлены следующие важные моменты. На бортах трапповый пермо-триас (нижний фиолетовый слой – P_3-T_2) образует квестовые (обрывистые) формы захороненного рельефа, который образовался в результате разрыва единого вулканического траппового поля (P_3-T_1) как последствие средне-позднетриасовых рифтовых растяжений [Обухов и др., 2020]. То есть площадь траппового поля уже к началу среднего триаса оказалась **меньше,** чем растянувшееся основание. Отметим также, что именно на это время пришелся максимум силловых внедрений, которые в выходах прослеживаются на всей периферии плато Путорана (что некоторые из авторов наблюдали на реке Амбардах на северо-востоке этого траппового поля). По механизму внедрения силлов, предложенному В.С. Старосельцевым [2008], внедряющиеся массы силлов диоритов (P_3-T_2) при контакте с пластовой водой образуют зоны аномального пластового давления, практически делающие срывы вышележащей трапповой толщи по ним неизбежными. А необходимый угол наклона (рис. 3а) на бортах пермотриасового бассейна обеспечивает рифтовое погружение (рис. 4), что хорошо видно на нижнем профиле с выравниванием. Таким образом, здесь мы наблюдаем первый триасовый эпизод слайдинга туфолавовой толщи с первыми деформациями накопившихся пермо-триасовых отложений. Среднетриасовые терригенные толщи с туфолавовой (P_3-T_1) толщей также имеют небольшое угловое несогласие – это уже второй эпизод срывов. Угловое несогласие терригенного триаса и юрского чехла – то, что называют средне-позднетриасовой складчатостью – это третий эпизод срывов перед формированием основного чехла ЕХРП. Как мы видим, на верхней юрско-меловой части разреза, срывы проявили себя поднятием Балахнинского и Рассохинского мегавалов на неокомском клиноформном этапе (рис. 4, зона севернее скв. Верхнекубинской) и на позднемеловом – палеогеновом этапе.

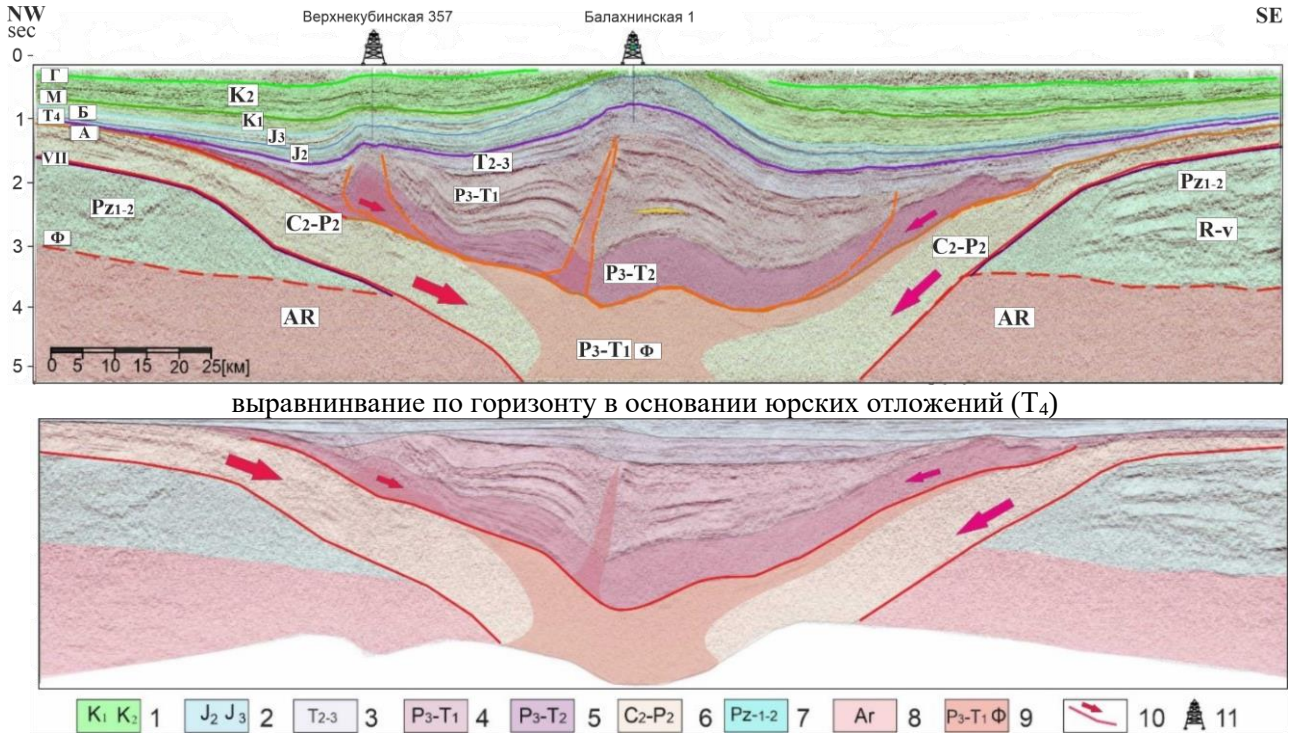


Рис. 4. Сейсмогеологический профиль 481601 и выравнивание по горизонту T_4 (в низах юры) (расположение см. на рис. 1).

1-3 – мезозойский комплекс отложений: 1 – меловые; 2 – юрские, 3 – терригенный триас; 4-5 – вулканоногенно-осадочный комплекс: 4 – трапповый пермо-триасовый, 5 – силловый пермо-триасовый; 6 – Терригенный палеозой; 7 – Карбонатный палеозой; 8 – Архей-протерозойский кристаллический фундамент; 9 – Рифтовый пермо-триасовый интрузивный фундамент; 10 – зоны срывов-детачментов с направлениями срывов; 11 – глубокие скважины. Индексы сейсмических горизонтов на профиле: Г – кровля сеноманских отложений, М – нейтинская пачка, Б – «баженовская пачка», T_4 – кровля нижней юры, А – кровля палеозоя, VII – кровля карбонатных палеозойских отложений (D-C1), Ф – кровля фундамента

Причем здесь также видно, что без вулканогенно-траппового индентора (жесткого толкающего упора) не обошлось. Более мощное прогибание в южном Боганидо-Жданихинском прогибе определяет более значительное давление на северную прибортовую зону, в результате чего образуется Кубалахский вал (левая часть рис. 4).

Для обобщения тектоники и строения Рассохинско-Балахнинской системы мегавалов была построена система сейсмогеологических профилей по центральной части ЕХРП, при этом горизонтальный масштаб приближен к вертикальному (рис. 5). Для построения гравимагнитной модели региона использовались глубинные профили по существующим скоростным моделям. Базовым являлся СП 014622 [Иванова, Корнеев и др., 2024], его итоговая геолого-геофизическая модель была использована для описания строения глубинных приосевых зон ЕХРП для остальных профилей в качестве основы.

В результате моделирования потенциальных полей по сейсмическому профилю 0146622 установлено наличие в фундаменте большого объема магматических масс ультраосновного и основного состава в осевой части ЕХРП, подтверждающий рифтовый режим развития региона. Эта тектономагматическая модель стала обоснованием формирования валов в осадочном чехле в результате гравитационного слайдинга (сползания) отложений по образовавшимся силлам, полого наклонённым к центру рифта. Далее встречные потоки осадочных толщ сминали друг друга, образовывая валы в обстановке общего растяжения территории (рис. 5).

Слайдинг осуществлялся также и по солям в девонских отложениях карбонатного палеозоя, а также, по силлам в карбонатном нижнем-среднем палеозое и возможно, по серпентинитовым разделам внутри ультраосновных пород рифтового фундамента в приосевой части ЕХРП.

Сейсмогеологическая картина на всех профилях получилась похожая с такими особенностями: деформации сжатия на бортах ЕХРП отсутствуют полностью, отмечаются сбросы и грабены; повсеместно на бортах отмечается зона отсутствия триасовых отложений и тектоническое срезание еще карбон-пермских и даже более древних отложений; на сводах мегавалов отмечаются грабены проседания. Цветковые разломы не наблюдаются, хотя сдвиговые деформации в плане отмечаются.

Сейсмические отражения с бортов ЕХРП полого погружаются на времена более 8 секунд (глубины не менее 18 км) и образуют на бортах наклонные сейсмические отражения в вулканической толще, уверенно идентифицируемые как границы SDR (Seaward dipping reflectors) [Cramez, 2014]. Наиболее яркими для представления пакетов SDR являются профили проекта ГК82 Центрально-Таймырской съемки (рис. 5), на которых они прослеживаются на северном и южном борту ЕХРП. Это отражения от так называемой туфолавовой толщи. На прилегающем плато Путорана толща (Сибирская трапповая провинция и Норильский район) представлена чередованием лавовых покровов и маломощных горизонтов туфов, туффитов и осадочных пород (мощность до 2 км). Этот комплекс на рис. 4 формирует квестовые туфолавовые обрывы на бортах ЕХРП.

В заключение приведём следующие **выводы**.

Рифтовая система Енисей-Хатангского регионального прогиба проявляется в рельефе фундамента в виде глубокой субширотной зоны аномальных глубин. Сейсмические отражения на бортах ЕХРП полого погружаются на глубины не менее 18 км и образуют на бортах наклонные сейсмические отражения вулканических базальтов, уверенно идентифицируемые как границы SDR). Таким образом, вся нижняя допермская часть разреза в осевой зоне ЕХРП представляет собой молодой пермо-триасовый рифтовых фундамент видимой мощностью более 15 км, представленный вулканоплутоническими формациями.

Природа валов в Енисей-Хатангском региональном прогибе объясняется гравитационным сползанием (слайдингом) осадочных толщ с бортов рифта. В рифтовой модели формирование Рассохинского и Балахнинского мегавалов происходит за счет глобального гравитационного сползания (слайдингом) мезозойского чехла, верхнепалеозойского и пермотриасового комплексов с бортовых зон в мегасинеклизы.

Источником энергии гравитационной геодинамики всегда является прогибание и особенно некомпенсированное, которое вызывает и сопровождается слайдингом осадочных аллохтонов по всем имеющимся в разрезе реологическим разделам.

Формирование центральных валов в ЕХРП всегда было некатастрофичным, и гравитационная тектоника всегда происходила конседиментационно и валы никогда не выходили за базис эрозии.

Выделены следующие эпизоды гравитационно-геодинамических срывов (слайдинга):

– среднетриасовый эпизод слайдинга туфолавовой толщи с первыми деформациями накопившихся пермо-триасовых отложений.

– среднетриасовые терригенные толщи с туфолавовой (P_3-T_1) толщей также имеют небольшое угловое несогласие – это уже второй эпизод срывов.

– угловое несогласие терригенного триаса и юрского чехла (средне-позднетриасовая складчатость) – это третий эпизод срывов перед формированием основного чехла ЕХРП.

– главный эпизод срывов в верхней юрско-меловой части разреза проявил себя поднятием Балахнинского и Рассохинского мегавалов на неокомском клиноформном этапе.

– на позднемеловом – неоген-четвертичном этапе срывы продолжались и продолжаются до настоящего времени, но они никогда не образовывали выступов выше базиса эрозии, что подтверждает их оползневой тип. В осадочных формациях следует также учитывать и реологию сминаемых пород – глинистые толщи в центре прогиба при формировании Рассохинского и Балахнинского мегавалов будут разрываться, и это в том числе вероятная причина «размыва» сводов.

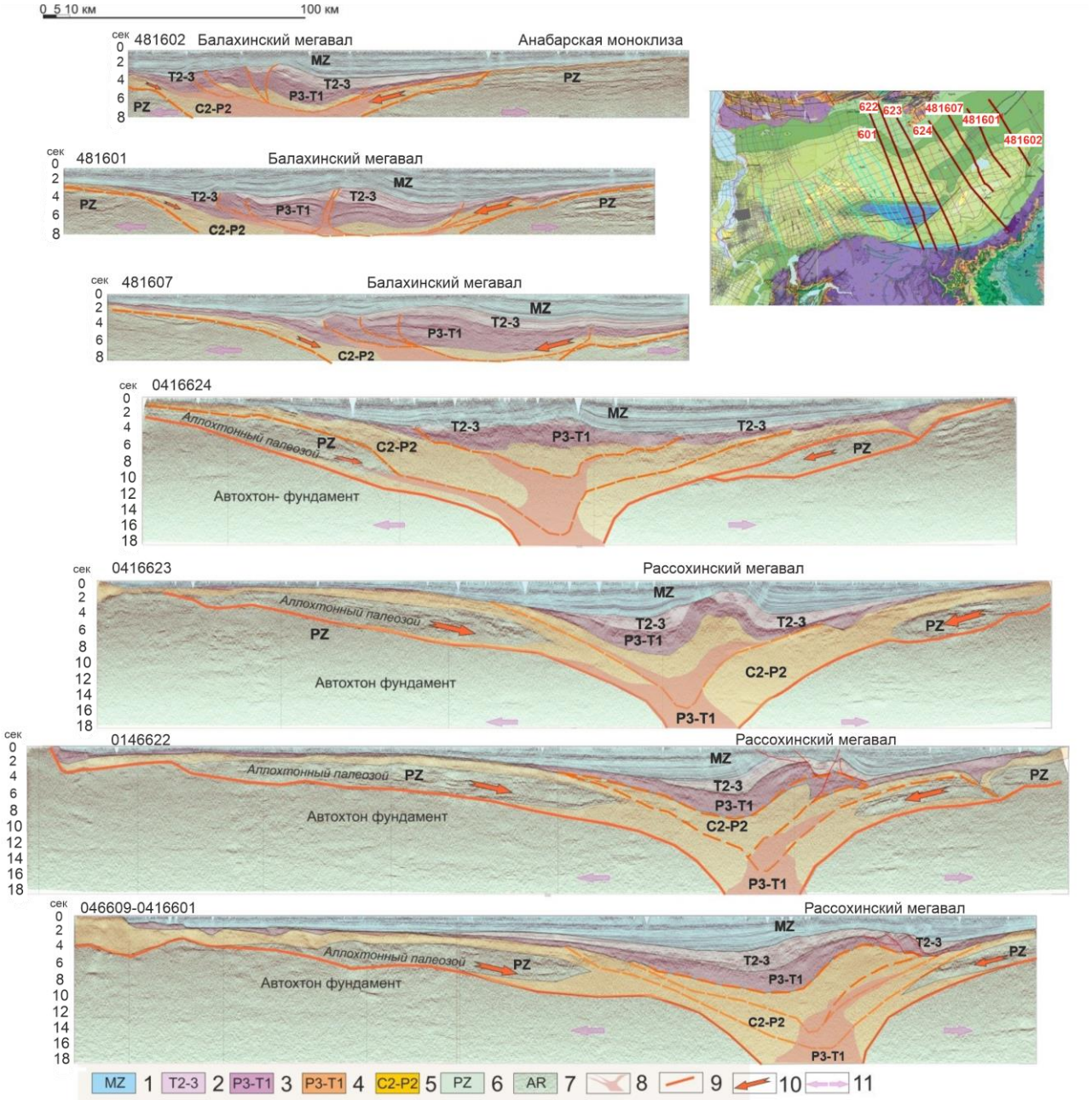


Рис. 5. Субмеридиональные временные профили центра Енисей-Хатангского регионального прогиба.
Возраст структурно-формационных комплексов: 1 – мезозойский, 2 – синрифтовый терригенный (T_{2-3}), 3 – рифтовый осадочно-вулканический (P_3-T_1), 4 – рифтовый вулканический (P_3-T_1), 5 – терригенный палеозой (C_2-P_2), 6 – карбонатный палеозой (PZ), 7 – кристаллический фундамент (AR); 8 – рифтовый фундамент с интрузивными телами, выделенный по гравимагнитным данным (P_3-T_1), 9 – разломы-детачменты; 10 – направления срыва пород осадочного чехла; 11 – направления рифтового растяжения и разрыва кристаллического фундамента

Отметим также некоторые мало применяемые, но весьма наглядные методы сейсмогеологического анализа. Атрибутный анализ является дополнительным критерием для восстановления тектонической истории формирования и развития системы центральных валов ЕХРП

(тектонического и палеотектонического анализа), и он также помогает представить информацию о структурных поверхностях при региональной сети сейсмических профилей МОГТ-2D.

Гравитационный слайдинг действовал во всей мезозойской истории ЕХРП, а в триасе он еще и сформировал Таймырскую складчатую зону, деформации которой тесно связаны со срывами по девонским солям. То есть складчатость Таймыра может быть простым галокинезом.

Целью настоящей работы было представление гравитационно-геодинамической модели формирования крупных валов в рифтовой геоструктуре при полном отсутствии латерального сжатия. И если при объяснении складчатости осадочных бассейнов будет учитываться и этот механизмом, наша цель будет достигнута. Гравитационная геодинамика дает простую и непротиворечивую историю и механику деформаций осадочных бассейнов, без привлечения умозрительных представлений. И постепенно гравитационная тектоника принимается научным сообществом [Соборнов, 2024].

Литература

1. *Афанасенков А.П., Лыгин И.В., Обухов А.Н., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М.* Объемная реконструкция тектонических элементов Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации // Геофизика. 2017. №2. С. 60–70.
2. *Афанасенков А.П., Обухов А.Н., Чикишев А.А., Шайдаков В.А., Бордюг А.В., Каламкаров С.Л.* Тектоника северного обрамления Сибирской платформы по результатам комплексного анализа геолого-геофизических данных // Геология нефти и газа. 2018. №1. С. 5–25.
3. *Афанасенков А.П., Обухов А.Н., Чикишев А.А.* К вопросу о рифтогенезе Енисей-Хатагского регионального прогиба / В сб. «Новые Идеи в Геологии Нефти и Газа-2017». МГУ имени М.В. Ломоносова, 25-26 мая 2017 г. МГУ. 2017. С. 241–247.
4. *Балдин В.А., Мунасыпов Н.З.* Неопротерозойско-палеозойские и триасовые комплексы Гыдана и Таймыра // Геофизика. 2017. №3. С. 76–88.
5. *Иванова С.Р., Корнеев А.А., Лошакова И.Ф., Каламкаров С.Л., Обухов А.Н.* Актуальные результаты комплексных сейсморазведочных и аэрогравимагнитных работ в аспекте изучения тектоники и нефтегазоносности Рассохинского мегавала // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2024. Т.19. №3. С. 1–21.
6. *Иванова С.Р., Обухов А.Н., Корнеев А.А., Каламкаров С.Л., Лошакова И.Ф., Соколова Т.Б.* Геолого-геофизическая модель центральной части Енисей-Хатангского регионального прогиба по результатам комплексной интерпретации современных сейсмических и гравимагнитных съёмок // Жизнь Земли. 2024. Т.46. №3. С. 278–289.
7. *Каламкаров С.Л., Петров А.Л., Лошакова И.Ф., Ухлова Г.Д., Обухов А.Н.* Особенности нефтегазоносности палеозойского и мезозойского структурных этажей Енисей-Хатангской нефтегазоносной области с учетом тектонических и геохимических данных // Геология нефти и газа. 2024. №1. С. 7–26.
8. *Криволуцкая Н.А.* Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. – М.: Товарищество научных изданий КМК. 2014. 305 с.
9. *Обухова М.А. Кузнецов И.К., Сазыкин М.К.* Гравитационная геодинамика Большехетской впадины // Конференция «Геомодель-2016. Вопросы геол. и разработки месторождений нефти и газа». 2016.
10. *Обухов А.Н., Каламкаров С.Л., Корнеев А.А.* Гравитационно-геодинамическая модель Енисей-Хатанского регионального прогиба // Научно-технологический дайджест Научно-практической конференции по вопросам разведки и разработки месторождений нефти и газа на территории Восточной Сибири, ИНГГ СО РАН. 2020. С. 108–113.
11. *Соборнов К.О.* Соленосные складчато-надвиговые пояса Северной и Центральной Евразии: строение и нефтегазоносность // Геология нефти и газа. 2024. №5. С. 45–66.
12. *Старосельцев В.С.* Актуальные проблемы тектоники нефтегазоперспективных регионов. Новосибирск: Наука. 2008. 212 с.
13. *Cramez C.* Atlantic-Type Divergent Margins // Home Page of a conference on "Atlantic-Type Divergent Margins". 2014.
14. *Peel F.J.* The engines of gravity-driven movement on passive margins: Quantifying the relative contribution of spreading vs. gravity sliding mechanisms // Tectonophysics. 2014. V.633. P. 126–142.
15. *Morley C.K., King R., Hillis R., Tingay M., Backe G.* Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics,structure and hydrocarbon prospectivity: a review // Earth Sci. Rev. 2011. V.104 (1-3). P. 41–91.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия, reb@ifz.ru

Методы инверсии природных напряжений и деформаций. После работ М.В. Гзовского [Гзовский, 1954, 1956] в России получили интенсивное развитие тектонофизические методы реконструкции природных напряжений и деформаций по данным, полученным в геологических обнажениях. В этих методах базисом реконструкции – инверсии напряжений являются данные геологических или сейсмологических индикаторов разрывных смещений, к которым относятся соответственно — трещины различного генезиса и механизмы очагов землетрясений.

Следует вспомнить, что первые методы реконструкции напряжений из данных о разрывных смещениях восходят к работам Беккера [Becker, 1883], в которых считалось, что плоскость разрыва совпадает с плоскостью круговых сечений эллипсоида напряжений – плоскость действия наибольших касательных напряжений. Гипотеза Беккера получила широкое распространение среди геологов и до середины XX века использовалась во многих работах при объяснении причин возникновения тектонических разрывов. В работах экспериментаторов [Link, 1929; Griggs, 1930, 1936; Chang, 1948] эта гипотеза была поставлена под сомнение. Эксперименты Байерли [Byerlee, 1968, 1978 и др.] показали, что данная гипотеза не отвечает природе хрупкого разрушения в горных породах, которое происходит, прежде всего, вдоль плоскостей, близких по ориентации к плоскости внутреннего трения – плоскости скалывания, отклоняющейся от плоскости максимальных касательных напряжения на углы 15-20^o. С тех пор прошло почти сто лет, но опыт автора статьи показывает, что «родимые пятна» теории максимальных касательных напряжений до сих пор продолжают сопровождать как тектонофизические алгоритмы реконструкции напряжений, так и интерпретацию ее результатов.

Сохраняя историческую хронологию развития алгоритомв методов реконструкции природных напряжений, прежде всего отметим методы структурного анализа трещин: сопряженных пар сколов Гзовского [1954б, 1956], поясов трещин Даниловича [1961] в его развитии Шерманом [Шерман, Плешаков, 1980], статистический и тектонодинамический методы Николаева [1977], метод квазиглавных напряжений Парфенова [1981], парагенетический метод анализа дизъюнктивных структур Расцветаева [1987], метод морфокинематического анализа Гинтова [Гинтов, Исай, 1984, Гинтов, 2005], структурно-геоморфологический метод анализа разномасштабных линеаментов Сим [1996], тройственного парагенеза трещин Семинского [1986]. Во всех этих методах инверсия напряжений производится по данным о трещинах без смещений. В указанных методах структурного анализа, используя результаты экспериментов по разрушению горных пород в условиях однородного одноосного нагружения, а также в условиях локализованного сдвига (эксперименты Г. Клооса, В. Риделя и др.), были созданы алгоритмы определения ориентации осей главных напряжений, ответственных за формирование исследуемых трещин. Все перечисленные выше методы ориентировались на анализ геологических данных о трещинах и разрывах, формирующихся вблизи плоскости скалывания горных пород, хотя это не всегда четко понимали сами авторы методов. Отсюда при определенных типах исходных данных могли возникать достаточно большие ошибки в определении ориентации главных осей напряжений (15-20^o).

С другой стороны, в работах Балакиной [1962] и Введенской [1969] был предложен метод анализа осей главных напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений, использующий гипотезу о совпадении нодальных плоскостей с сопряженными плоскостями максимальных касательных напряжений. Метод, подобный методу Введенской, в настоящее время в приложении к совокупности средне сильных землетрясений используется Зобак [Zoback, 1989, 1992] и Хардебек [Hardebeck, Hauksson, 2001]. Следует также отметить, что метод Гзовского близок к методу Андерсона [Anderson, 1951], графический метод Даниловича близок методу М-плоскостей Азауд [Arthaud, 1969], а метод Зобак и Хардебек ранее рассматривался в работе Парфенова [1981]. Важно напомнить, что все эти методы позволяют определять только ориентацию главных осей тензора напряжений.

Если указанные выше методы при создании алгоритмов реконструкции напряжений опирались на закономерности механики хрупкого разрушения, то группа методов, созданная исторически позднее, использовала в своих алгоритмах уже положения механики пластичности, в частности теории пластичности Батдорфа – Будянского [1961]. К подобным методам относятся: кинематический метод Гущенко [1975, 1979] и метод Юнги [1979]. В этих методах используются данные о трещинах со смещениями — зеркала скольжения или механизмы очагов землетрясений. При этом в рамках

графических и численных алгоритмов рассчитывается не только ориентация главных напряжений, но и коэффициент Лоде – Надаи, определяющий вид эллипсоида напряжений и соотношения девиторных компонент главных напряжений. В это же время в западной Европе и США были созданы методы: Кэри [Carey, Bruneier, 1974], Анжелье [Angelier, 1975], Эчекопара [Etchecopar et al., 1981], Рэчес [Reches, 1983], Гефарда [Gephart, Forsyth, 1984], Майкла [Michael, 1984], Ляля [Lisle, 1987]. Из представленных здесь методов в мире сейчас наибольшее распространение получили подходы Анжелье, которые реализованы в ряде известных программных кодов [Delvaux, 1997].

Другое направление, опирающееся на представления теории пластичности и ориентированное на расчет тензора необратимых — остаточных трещинных деформаций, развивалось в работах Ризниченко [1965, 1977], Степанова [1979], Юнги [1979]. В этих работах созданы численные алгоритмы расчета главных осей и коэффициента Лоде-Надаи тензора приращений сейсмотектонических деформаций, формирующихся за счет смещений по совокупностям сколовых трещин. Данное направление исследований практически в это же время начало развиваться также в работе Брюна [Brune, 1968]. Заметим, что вышеперечисленные работы опирались в расчетах на сейсмологические каталоги механизмов очагов землетрясений.

К вопросу о достоверности методов инверсии напряжений. К концу 80-х годов прошлого века обсуждение методических вопросов в области инверсии напряжений в целом было завершено. Здесь прежде всего имеется в виду та часть проблемы, которая касалась получения данных об ориентации осей главных напряжений и форме эллипсоида напряжений (коэффциент Лоде – Надаи или Рэйтио). Большая часть геологов, занимавшихся данной проблемой (Анжелье, Ляль, Бержерат, Кэри-Гальпхардис, Гущенко, Николаев, Л. Сим и др.), понимала, что ключевым моментом здесь является умение выделить из общей совокупности зеркал скольжения или данных по трещиноватости такой ее части, которая характеризует однородную фазу деформирования массива. У них были разные подходы непосредственно к инверсии напряжений и в способах выделения однородной выборки трещин (зеркал скольжения), но без этого этапа работ положительный результат не мог быть достигнут.

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

В подходах к формированию однородных выборок трещин, созданных разными геологами, всегда реализовывался принцип упругой разгрузки массива за счет смещения вдоль каждой трещины из однородной выборки. Наиболее ясно этот принцип можно проиллюстрировать для методов инверсии из зеркал скольжения. Он требовал, чтобы на плоскости каждой трещины угол между векторами смещения и касательного напряжения для искомого тензора напряжений был острым (рис. 1). В методах Анжелье и Ляля это условие дополнялось требованием минимума суммы этих углов. На основании этого требования единственным образом определялись три угла Эйлера для трех главных осей напряжений и коэффициент формы эллипсоида напряжений.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Катакластический метод Ребецкого. В настоящее время наиболее перспективным из всех указанных методов следует рассматривать метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА) [Ребецкий, 1997, 2001, 2003а, б, 2007; Rebetsky, Polets, 2018; Ребецкий, Сычева, 2024], развиваемый в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН, который соединил в себе основные положения расчета параметров напряжений и необратимых деформаций, следующих из положений теории пластичности. Этот метод, состоящий из четырех этапов реконструкции, последовательно определяет компоненты полного тензора напряжений и нормированный тензор приращений сейсмотектонических деформаций. Основу алгоритма метода составляют энергетические представления теории пластичности, определяющие нахождение компонент тензора напряжений, которые доставляют максимум разгрузки (упругой диссипации) внутренней энергии упругих деформаций для тензора сейсмотектонических деформаций. Эти положения определяют необходимость совместного расчета тензора напряжений и необратимых деформаций, чего нет ни в одном из рассматривавшихся выше методов.

Важно отметить, что только в МКА и в кинематическом методе Гущенко создан алгоритм формирования однородных выборок данных о разрывных смещениях. Он базируется на требовании снижения внутренней упругой энергии массива после каждого смещения на разрыве. Это означает наличие острого угла между направлением смещения и касательным напряжением на плоскости разрыва для искомого тензора напряжений (рис. 1).

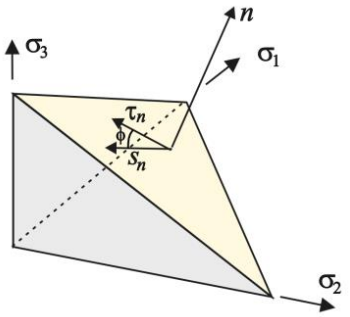


Рис. 1. Схема возможного взаимного расположения на плоскости трещины сдвига направлений борозды скольжения $\boldsymbol{s}_n$ (смещение висячего крыла) и касательного напряжения $\boldsymbol{\tau}_n$ ($\boldsymbol{\varphi}$ – угол между ними), действовавшего в момент ее образования или реактивизации

Замечу, что ранее в методах инверсии напряжений часто упоминалось положение Ботта и Валеса [Wallace, 1951; Bott, 1959] о совпадении направления смещения и касательного напряжения как базиса расчета. Но на самом деле ни в одном из этих методов это требование не выполнялось. В каких-то методах максимальный угол между смещением и касательным напряжением ограничивался директивно, а в каких-то он вообще не ограничивался (методы Юнги, Гефарда, Майкла и др.), что могло приводить к появлению в одной выборке, по которой определялись параметры тензора напряжений или приращений тензора сейсмотектонических деформаций, диаметрально противоположных механизмов очагов землетрясений.

В МКА возможность определения не только ориентации осей главных напряжений, но и величин напряжений основана на использовании кроме механизмов очагов землетрясений еще и дополнительных сейсмологических данных о сброшенных напряжениях, геофизических данных о рельефе поверхности и плотности пород коры, а также об обощающих положениях экспериментальной геомеханики и теории хрупкого разрушения. Так, на втором этапе метода возможность определения нормированных величин максимальных касательных напряжений и эффективного давления связана с использованием области хрупкого разрушения на диаграмме Мора (рис. 2).

Математический алгоритм этого этапа реализует замеченный и хорошо понятный факт о большей вариабельности сколов в однородной выборке в случае низкого уровня всестороннего давления в сравнении со случаем высокого давления. При этом в МКА долгое время использовалась диаграмма Мора с линией прочности, параллельной линии сухого трения, в которой область хрупкого разрушения представляла собой полосу (рис. 2б). Она имела наиболее простую форму и в целом соответствовала закономерности, получаемой из экспериментов (рис. 2а). Однако после того, как МКА стал использоваться для оценки сейсмической опасности участков активных разрывов [Ребецкий и Кузиков, 2016; Ребецкий и др. 2021; Ребецкий, 2023; Тихоцкий и др., 2023], возникла необходимость его модификации. В МКА была применена апроксимация диаграмм Мора в виде треугольной области хрупкого разрушения (коэффициент внутреннего трения меньше коэффициента сухого трения $k_s > k_f$). В этом случае в явной форме реализуется одна из главных закономерностей хрупкого разушения, определяющая неэффективность хрупкого разрушения при высоком уровне нормальных к разрыву напряжений.

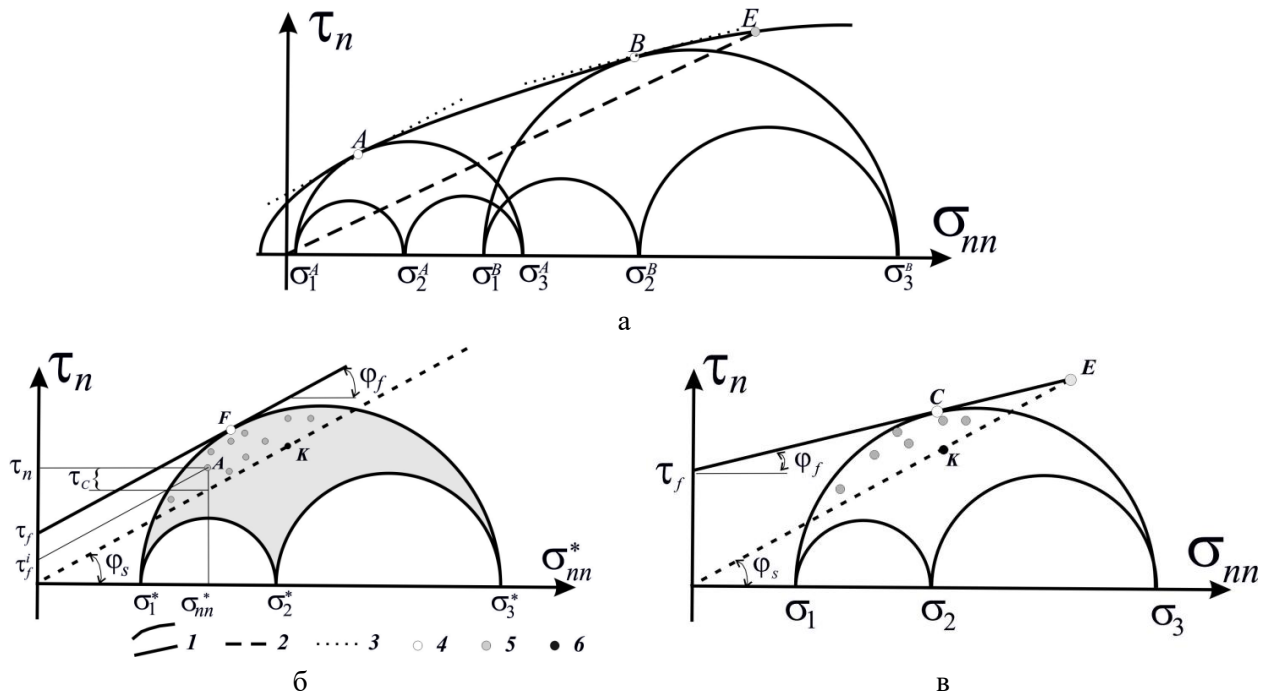


Рис. 2. Графическая схема предельных состояний на диаграмме Мора для напряженных состояний. Большие круги Мора касаются предельной линии прочности: (а) в виде криволинейно огибающей, (б) в виде прямолинейной предельной линии параллельной линии сухого трения, (в) в виде прямолинейной предельной линии, не параллельной линии минимального сухого трения.
1 – предел хрупкой прочности (криволинейная или прямая линии); 2 – минимальное сопротивление «сухого» статического трения (стационарная стадия на разломе); 3 – касательные к предельной огибающей; 4 – предельное состояние на разломе, отвечающее максимальной прочности; 5 – напряженные состояния в области возможного хрупкого разрушения; 6 – напряженное состояние минимального сопротивления хрупкого разрушения (точка *K* для (б) и (в)). *A, B, C, F* – предельные состояния хрупкого разрушения, *E* – состояние, разделяющее область хрупкого (слева) и псевдопластического (справа) деформирования породы

Следует заметить, что положение о взаимосвязи касательных напряжений с эффективными нормальными напряжениями на плоскостях сколов, вытекающее из геомеханического эксперимента, использовалось в работах [Angelier, 1989; Raches, 1983]. Дополнительные сейсмологические данные о величине сброшенных напряжений в очаге сильного землетрясения Ландрес (1992 г.) использовала при оценке напряжений Дж. Хардебек [Hardebeck, Hauksson, 2001]. Методически наиболее близким к МКА является метод [Angelier, 1989], ориентированный на геологические данные о совокупностях борозд скольжения. Отличие МКА от метода Анжелье состоит в алгоритме оценки прочности сцепления массивов горных пород и связано с привлечением данных о сброшенных напряжениях и отсутствием постулата о гидростатическом законе распределения по глубине флюидного давления. Отметим, что последняя гипотеза также используется в работах [Sibson, 1974; Angelier, 1989; Govers et al., 1992; Cloethingh, Burov, 1996]. Таким образом, заключаем, что МКА соединил в себе большинство ранее уже известных алгоритмов, связав их в единый комплекс на базе определяющих принципов механики разрушения и теории пластичности.

Как показано в работе [Ребецкий, Войтенко, 2017, 2018; Ребецкий и др., 2016], этот алгоритм можно применять и для данных без смещений, что позволяет переходить к определению соотношения между шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений. Данный подход является примером для дальнейшего развития методов инверсии напряжений.

Отдельно следует отметить структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим, который ориентирован на изучение неотектонических напряжений на платформах и в тех регионах, где сдвиговая тектоника представлена наиболее сильно. Этот метод в его исходных положениях был ориентирован на определение ориентации оси максимального сжатия. В самое последнее время он получил свое развитие на определение величин напряжений с использованием некоторых положений и алгоритмов МКА в работе [Ребецкий и др., 2016].

Говоря о новой модификация МКА, созданной для улучшения качества расчета кулоновых напряжений, отметим, что в методе также был изменен максимальный принцип, определяющий ориентацию главных осей напряжений и форму эллипсоида напряжений. Ранее в МКА, как и в других

методах, математическая функция, обеспечивающая нахождение оптимального решения, опиралась на гипотезу Валлеса и Ботта. Максимум этой функции определял максимальность диссипации упругой энергии на совокупности механизмов очагов землетрясений для истинного тензора напряжений:

$$F_3 = \sum \frac{\mathbf{1}}{W^k} \boldsymbol{s}_n^k \boldsymbol{\tau}_n^k .\ k = 1, \ldots . K, \qquad (1)$$

где s_n^k и τ_n^k – соответственно, вектор смещений и вектор касательного напряжения для k-го очага землетрясения с нормалью n^k, где W^k – характерный размер области упругой разгрузки в направлении нормали n^k.

В новой версии МКА при определении максимальной функции предлагается использовать другой, достаточно стандартный подход, применяемый в теории пластичности, и в частности, в теории псевдопластичности, ориентированной на изучение деформаций в горных породах [Stefanov et. al., 2011; Makarov, Eremin, 2013]. Здесь при выборе пластического потенциала используется функция текучести типа Кулона–Мора или Друккера–Прагера. В приложении к рассмотренной выше проблеме упруго-хрупкого тела будем использовать критерий Кулона–Мора:

$$\tau_{ns}^k - k_s \left| \sigma_{nn}^k \right| = \tau_f^k , \qquad (2)$$

где σ_{nn}^k – нормальное напряжение на разрыве, τ_f^k – прочность сцепления k-го разрыва. В этом случае функцию F и максимальный принцип на ее основе можно записать в следующем виде:

$$F = \sum \frac{1}{W^k} (s_n^k \tau_{ns}^k - k_s s_n^k \left| \sigma_{nn}^k \right|) \to \max , \qquad (3)$$

Этот вид максимальной функции F реализован в алгоритме модифицированной версии и в настоящее время используется в алгоритмах программы STRESSseism. катакластического метода.

Следует сказать, что после перехода в определении ориентации осей главных напряжений из данных о сопряженной паре сколов (метод Гзовского) к их нахождению из совокупности трещин скалывания (зеркал скольжения), на которые заранее не накладываются никакие ограничения, обратная задача перестала быть корректной, т.е. стала чувствительной к ошибкам в формировании экспериментальных данных [Тихонов, Арсенин, 1979]. В МКА проблема исключения из однородных выборок МОЗ, ей не соответствующей, решена на основе требования уменьшения упругой энергии в результате каждой трещины сдвига на искомом тензоре напряжений. Алгоритм, реализующий это требование, связан с суммированием по отдельности квадрантов сжатия и растяжения МОЗ. Эта проблема корректно не была решена ни в одном из методов реконструкции напряжений, кроме МКА.

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

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

максимальных касательных напряжений обеспечивается повышенным уровнем флюидного давления [Иванов, 1992; Киссин, 2015], значения которого превышают гидростический закон распределения по глубине.

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

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

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

Напряженное состоянии коры для внутриконтинентальных орогенов. Большой вклад в понимание геодинамики континентальных орогенов (Северный Тянь-Шань — СТШ, Алтае-Саяны — АС, Высокая Азия — Тибет, Гималаи, Памир, Гиндукуш, Куньлунь — ВА) внесли результаты тектонофизической инверсии природных напряжений, опирающиеся на сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений [Ребецкий, 2015]. Установлено, что (рис. 3):

1) кора внутриконтинентальных горно-складчатых орогенов СТШ и АС в масштабе осреднения, сопоставимом с мощностью коры, имеет существенно неоднородное по геодинамическому типу и интенсивности напряженно-деформированное состояние;

2) в коре крупных участков поднятий в виде высокогорных хребтов (альпийский тип горных поднятий) в большинстве случаев (около 65 % от их площади) напряженное состояние отвечает ориентации оси максимального сжатия в субгоризонтальном направлении – геодинамические режимы горизонтального сжатия и сдвига;

3) в коре крупных участков опускания в виде межгорных впадин (долина Больший Озер — АС, Чуйская СТШ) и передовых прогибов в большинстве случаев (около 75 % от их площади) напряженное состояние отвечает ориентации оси максимального девиаторного растяжения (минимального сжатия) в субгоризонтальном направлении – геодинамические режимы горизонтального растяжения и сдвига;

4) в коре внутригорных впадин, вовлеченных в поднятия (Кочкорская, Суусамырская для СТШ, Чуйская и Курайская для Алтая) в большинстве случаев напряженное состояние отвечает ориентации оси промежуточного главного напряжения в субвертикальном направлении — геодинамический режим горизонтального сдвига;

5) в коре крупных по площади и высоких горных плато (Памир, Тибет, Тувинское нагорье) ориентация осей девиаторного растяжения субгоризонтальна (геодинамические режимы горизонтального растяжения и сдвига);

6) величины изотропного давления, усредненные по площади коры горно-складчатых орогенов СТШ, АС и ВА близки к литостатическому давлению, что дает уровень дополнительных (по отношению к чисто гравитационному напряженному состоянию) напряжений горизонтального сжатия около 1.3 кбар;

7) разброс в результатах расчета тектонического давления составляет около 0.2-0.4 от литостатического давления, что приводит к появлению областей высокого уровня девиаторных напряжений, как в зонах повышенного тектонического давления, так и там, где оно понижается.

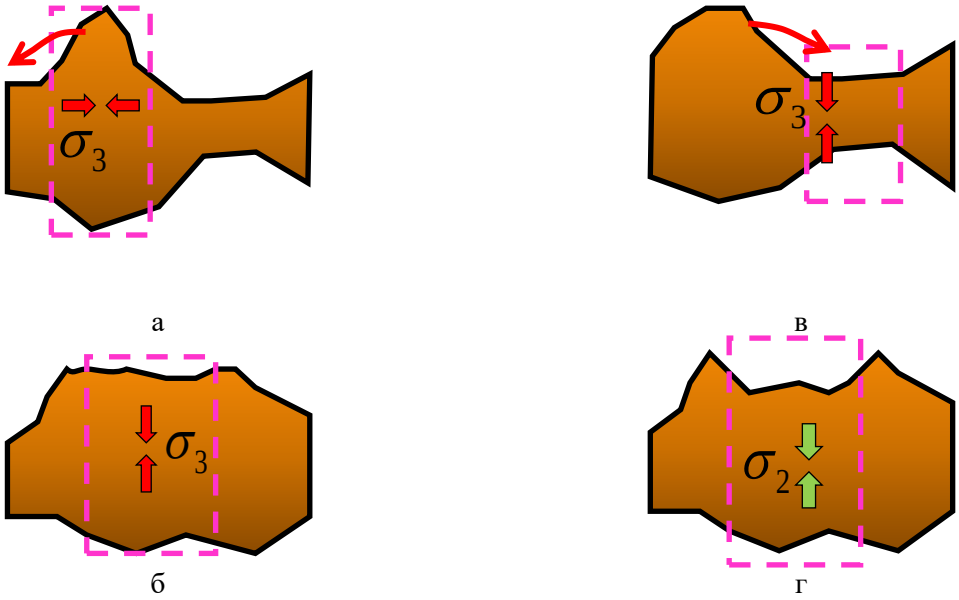


Рис. 3. Обобщенные схемы режимов напряженного состояния для коры: (а) горных поднятий в виде хребтов, (б) горных поднятий в виде плато и нагорьев, (в) крупных межгорных впадин и передовых прогибов; (г) межгорных впадин, вовлеченных в поднятия.
Красные стрелки направления максимального сжатия, зеленые – промежуточного главного напряжения

Результаты проведенных исследований показали, что напряженное состояние коры во впадинах и поднятиях в виде отдельных хребтов и их групп в областях внутриконтинентальных орогенов является *антиподным.* Данные GPS-геодезии, пересчитанные в поле деформаций, не противоречат, а данные горного дела в виде результатов замеров напряжений in-situ в шахтах и выработках [Марков, 1977, 1980, 1985] полностью подтверждают результаты тектонофизической реконструкции природных напряжений.

Главные закономерности поля глобальных напряжений. Здесь представляется мировая карта коровых напряжений, полученная на основе МКА [Ребецкий, 1997, 2003а, б, 2005]. Расчет напряжений выполнялся программой STRESSseism по алгоритму МКА в его новом варианте, позволяющим работать в едином режиме, но с разным масштабом усреднения напряжений в сейсмоактивных районах с существенно разной плотностью эпицентров очагов землетрясений.

Расчеты выполнялись по сетке 0.1*0.1 градус (76400 точек расчета напряжений) по данным о 43664 фокальных механизмах землетрясений каталога Global CMT (https://www.globalcmt.org) для верхнего слоя литосферы 0-60 км (условная кора). Результаты расчета компонент тензора в виде ориентации напряжений наибольшего горизонтального сжатия представлены на рис. 4. Анализ результатов реконструкции напряжений для океанической литосферы в зонах спрединга и для активных континентальных окраин позволяет выделить следующие закономерности:

Зоны океанского спрединга характеризуются ориентацией напряжений максимального горизонтального сжатия, как правило, почти параллельной их простиранию. Имеются также отдельные участки зон спрединга, где оси этих напряжений ориентированы косо (углы порядка 20-30°). Исключение из этого правила составляет арктическая зона спрединга. Здесь оси максимального горизонтального сжатия на нескольких участках вблизи полюса почти ортогональны простиранию оси хребта. Небольшое число данных о напряженном состоянии за пределами зоны спрединга показывает, что здесь оси максимального горизонтального сжатия становятся ортогональными простиранию зоны (например, Индийская плита вблизи Западного фланга Зондской дуги).

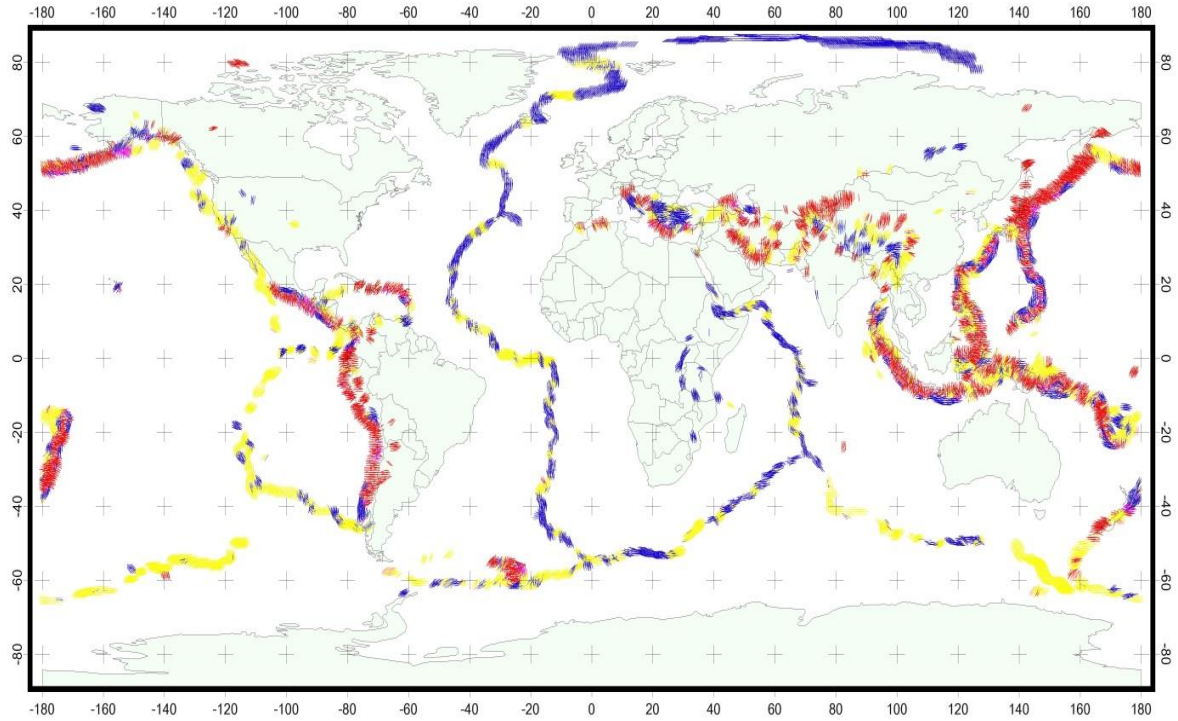


Рис. 4. Ориентация осей максимального горизонтального сжатия и геодинамический тип напряженного состояния (красный – гор. сжатие, желтый – гор. сдвиг, синий – гор. растяжение)

Зоны спрединга практически никогда не представлены единым геодинамическим режимом и сочетают на разных участках напряженное состояние горизонтального растяжения или горизонтального сдвига (например, Антарктическая зона и Атлантическая в южном полушарии рис. 5, 6). Наиболее длинные и непрерывные участки горизонтального растяжения в северном полушарии Атлантической зоны спрединга не превышают 1500–2000 км. И здесь опять выделяется арктическая зона спрединга, которая без прерывания отвечает режиму горизонтального растяжения. Заметим, что из всех зон спрединов эта является единственной, для которой не выделяются трансформные разломы.

Наиболее протяженные трансформные зоны, как правило, представлены геодинамическими режимами горизонтального сдвига, хотя в них на отдельных участках могут наблюдаться режимы горизонтального растяжения и даже сжатия. Здесь оси максимального горизонтального сжатия составляют с простиранием зоны углы, близкие к 45°.

В зонах спрединга ориентация поддвиговых касательных напряжений, возникающих на подошве коры и литосферы, как правило, хаотичная. Только для небольших участков она может быть выдержана в одном направлении (например, северный сегмент Индийской зоны вблизи экватора). Отсутствует закономерная направленность этих касательных напряжений и в коре трансформных зон (например, Калифорнийская зона сдвига).

Зоны субдукции, развивающиеся под островные дуги, имеют однотипное строение вдоль своего простирания и сложное — вкрест простирания. Наиболее стандартным является геодинамический режим горизонтального сжатия в коре островной дуги и континентальном склоне с направлением оси максимального горизонтального сжатия ортогонально простиранию дуги. В сопряженной литосфере океанского склона сразу за тальвегом желоба наблюдается режим горизонтального растяжения с ориентацией оси минимального сжатия также вкрест простирания островной дуги (например, Курильские острова).

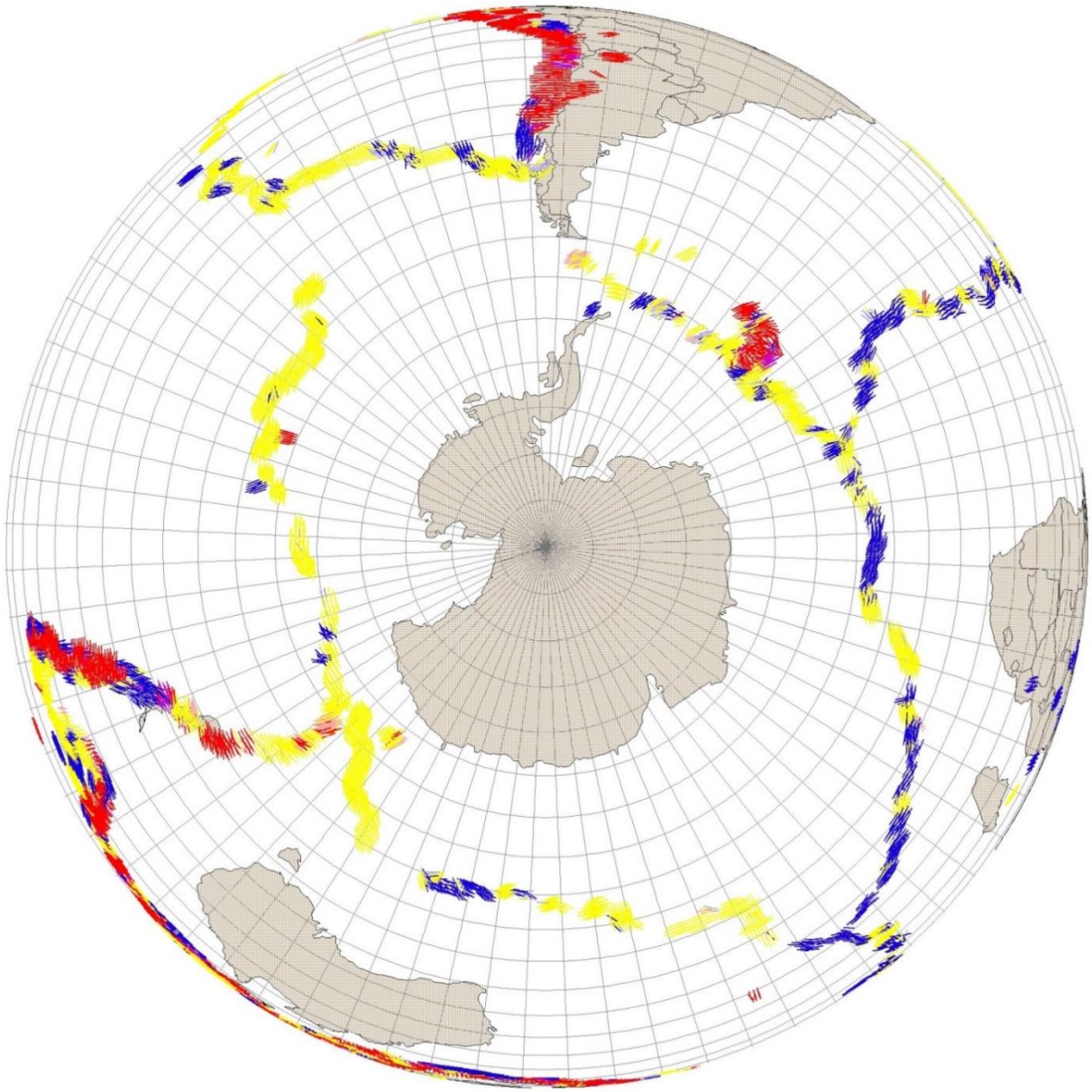


Рис. 5 Ориентация для южного полушария осей максимального горизонтального сжатия и геодинамический тип напряженного состояния (красный – гор. сжатие, желтый – гор. сдвиг, синий – гор. растяжение)

Есть зоны субдукции с еще более сложным строением, когда области горизонтального растяжения с обеих сторон ограничивают осевую зону горизонтального сжатия (например, Филиппинская и Явская островные дуги). Они представлены режимом горизонтального сжатия в центральной части островной дуги и режимом горизонтального растяжения по краям дуги. При этом направление максимального горизонтального сжатия в коре островной дуги ортогонально ее простиранию, а в океанской плите за тальвегом желоба и в литосфере задугового прогиба становятся параллельным простиранию дуги.

Зоны субдукции в активных континентальных окраинах характеризуются переходом вкрест их простирания от режима горизонтального растяжения в океанской плите до желоба к состоянию горизонтального сжатия в континентальном склоне (рис. 7). В отношении океанской плиты это не везде выявлено в наблюдениях из-за нехватки сейсмических станций на островах океанов. Оси минимального горизонтального сжатия (девиаторного растяжения) в океанской плите до желоба направлены ортогонально тальвегу желоба, а в коре континентального склона параллельны ему и совпадают с ориентацией оси промежуточного главного напряжения. Примером такой закономерности является Южно-Американская зона субдукции.

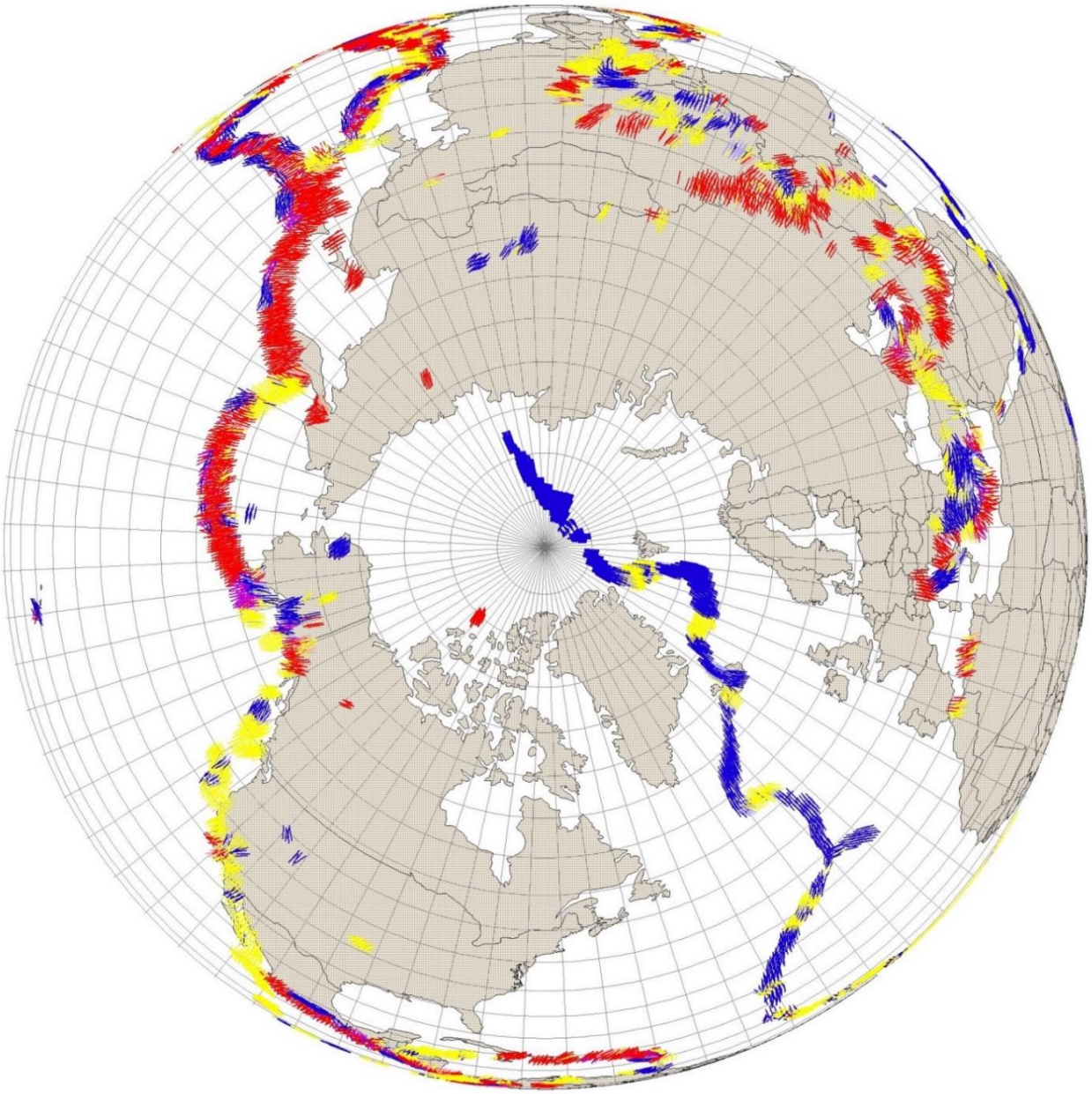


Рис. 6. Ориентация для северного полушария осей максимального горизонтального сжатия и геодинамический тип напряженного состояния (красный — гор. сжатие, желтый — гор. сдвиг, синий — гор. растяжение)

В коре континентального (субконтинентального) склона зон субдукции поддвиговые касательные напряжения строго упорядочены и ориентированы от океана к континенту, что отвечает большей скорости течения в этом направлении в астеносфере в сравнении со скоростью движения литосферной плиты. В литосфере океанского склона эта закономерность может не выдерживаться.

В океанской литосфере оси напряжений минимального сжатия в большинстве случаев ориентированы вдоль погружающегося слэба. При этом до тальвега желоба они субгоризонтальны (рис. 7), а после в погруженной части слэба они почти параллельны направлению его погружения. В редких случаях здесь могут возникать участки, для которых вдоль слэба ориентированы оси максимального сжатия (рис. 7).

Зоны континентальных коллизий, сопровождающиеся горными поднятиями, наиболее часто представлены режимом горизонтального сжатия, а иногда режимом горизонтального сдвига в тех случаях, когда морфология горных поднятий отвечает хребтам. В этом случае оси максимального сжатия всегда субгоризонтальны и ориентированы ортогонально простиранию хребтов.

Данные о природных напряжениях, получаемые методами тектонофизики [Ребецкий, 2009; Rebetsky, Tatevossian, 2013; Ребецкий и др., 2013] из сейсмологических каталогов о механизмах очагов землетрясений, показывают, что уровень девиаторных напряжений в зоне субдукции в несколько раз

ниже уровня этих напряжений во внутриконтинентальных орогенах. Для получения абсолютных значений напряжений использовались сейсмологические данные о величинах сброшенных напряжений в очагах наиболее сильных землетрясений исследуемых регионов. В зонах субдукции уровень этих сброшенных напряжений для землетрясений с M > 8.0 редко превышает 1 МПа, а стандартным значением являются 0.5-0.6 МПа. В то же время в континентальной коре стандартным значением сброшенных напряжений для землетрясений с M=7-8 является 3-6 МПа. Известны и существенно большие величины сброшенных напряжений 10 и даже 30 МПа для очень больших землетрясений (Нью Мадридское $M = 8.0$). Уже это одно говорит о том, что напряжения в коре континентальных орогенов и щитов существенно выше напряжений в коре.

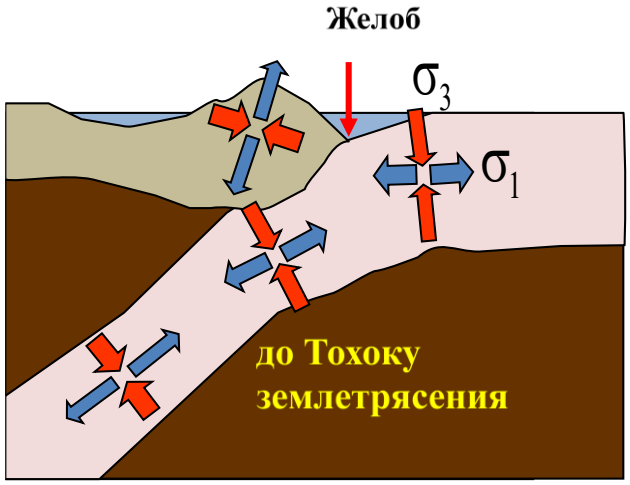


Рис. 7. Обобщенные схемы режимов напряженного состояния зон субдукции. Красные стрелки направления максимального сжатия, зеленые – промежуточного главного напряжения

Наши результаты реконструкции величин напряжения для коры Курильских островов, Японии и Западного фланга Зондской дуги показали, что максимальные касательные напряжения здесь не превышают 10 МПа, при стандартном среднем значении 3-5 МПа. В то же время в коре Алтайского орогена по данным о сброшенных напряжениях Алтайского землетрясения 2003 года был получен уровень максимальных касательных напряжений 80-100 МПа при стандартном среднем значении в 30-50 МПа. Таким образом, напряжения, вызываемые горизонтальными движениями плит, в зонах субдукции создают напряжения дополнительного горизонтального сжатия, превышающие литостатическое давление только на 5-10 МПа, и их явно недостаточно для формирования напряжений сжатия в коре орогенов.

Орогены тихоокеанского типа. После работ [Dewey, Bird, 1970; Miyashiro et al., 1982; Maruyama et al., 1996] главными особенностями строения орогенов тихоокеанского типа (ОТТ), формирующихся на активных континентальных окраинах, считается: 1) наличие мощной аккреционной призмы; 2) региональный метаморфический пояс (мощность 2 км), пояс гранитоидных батолитов (мощность 15 км) и пояс кислых вулканических пород шириной 200-300 км; 3) мощный вулканизм, проявляющийся как на внутриокеанических дугах прямо над океанической литосферой, так и над континентальной плитой на расстояниях 400-600 км от тальвега океанского желоба; 4) утолщенная континентальная кора орогена. Орогенез начинается с субдукции, активного вулканизма и аккреции океанических пород. Важную роль в формировании ОТТ играют тектоническая эрозия, к которой относят фронтальную и базальную эрозию, а также прогрессивный метаморфизм, происходящий в эродированном коровом материале при его перемещении вдоль поверхности океанской коры до глубин 60 км [Yamamoto, 2009]. Далее идет эксгумация и выдавливание вверх метаморфизированных пород на уровень средней коры с формированием купольного поднятия амагматической дуги, а также подъем астеносферы и отделение области ОТТ типа от континента. Для зон субдукции западного фланга тихоокеанской сейсмофокальной области характерно наличие на глубинах 400-600 км субгоризонтально лежащих стагнант блоков с горизонтальной протяженностью в 700 и более километров.

Формирование всех основных структур и процессов ОТТ рассматривается в рамках концепции тектоники литосферных плит, основополагающей теорией которой являются циклы Вилсона. Последние предполагают, что основным фактором, создающим условие для горизонтального движения океанской литосферной плиты, является восходящая ветвь общемантийной конвекции, формирующая зону океанского спрединга (ЗОС). Здесь в соскальзывающей с хребта океанской литосферной плите возникает повышенное горизонтальное давление (рис. 8).

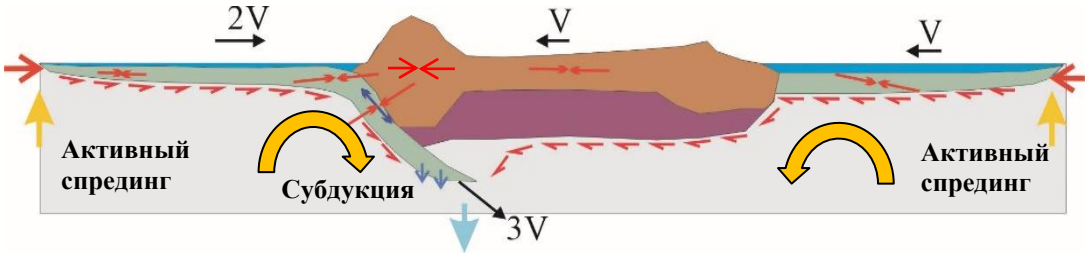
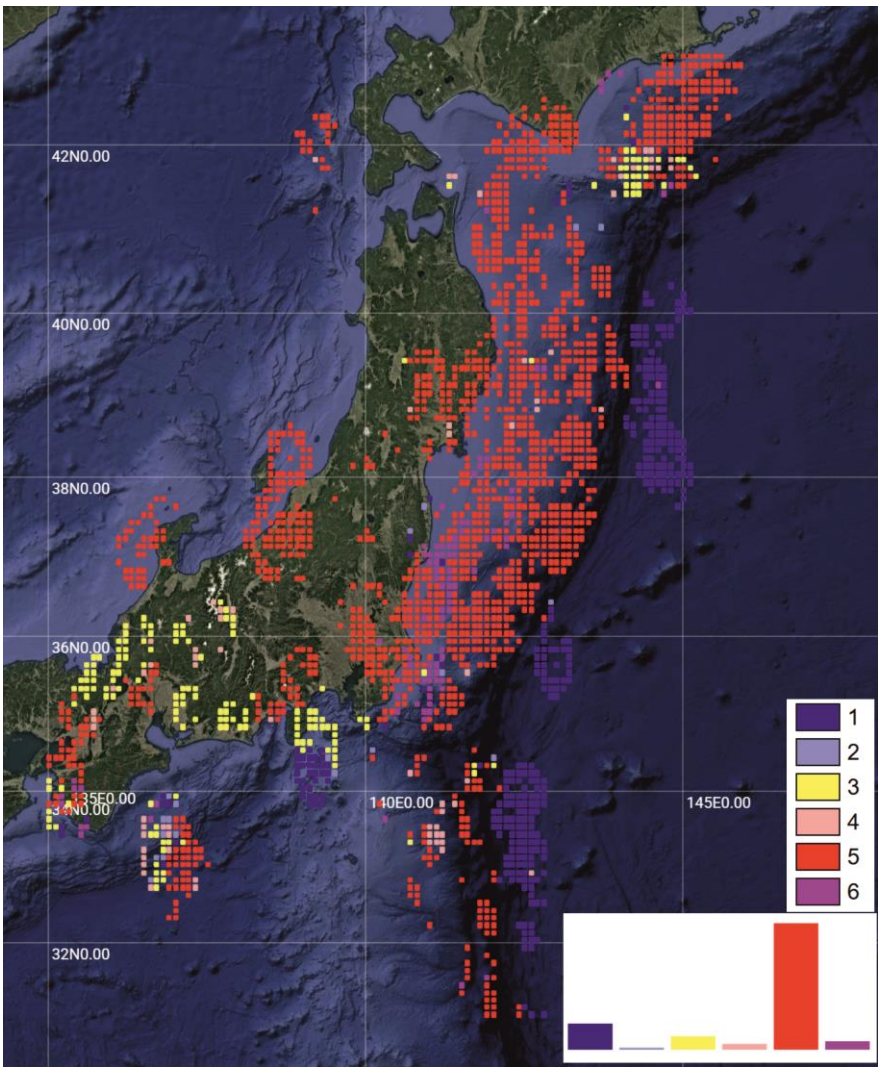


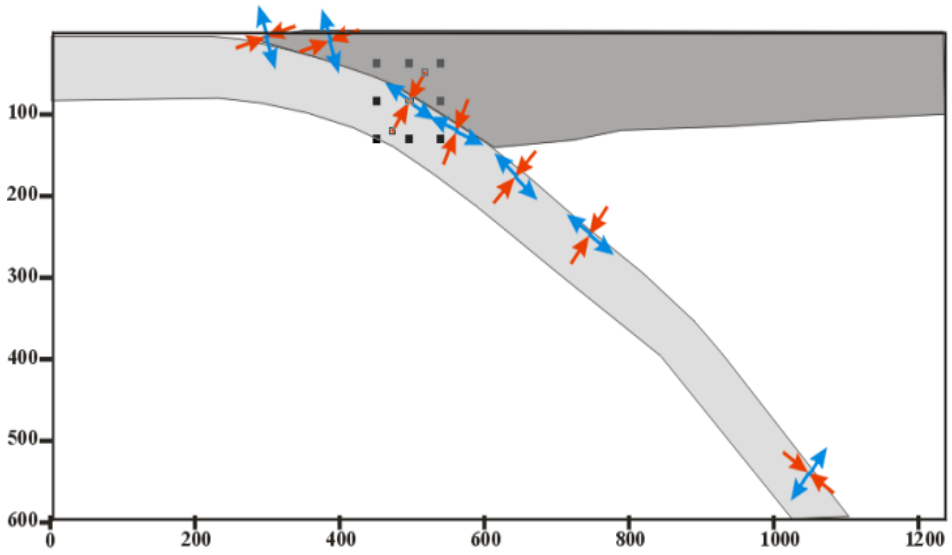
Рис. 8. Активные силы и напряжения в рамках существующей концепции тектоники литосферных плит

Считается, что горизонтальные ветви мантийной конвекции, растекающиеся в обе стороны от ЗОС, создают касательные напряжения на подошве океанской литосферы в стороны от ЗОС к зонам субдукции. Это увеличивает уровень горизонтальных напряжений сжатия по мере приближения к зоне субдукции (ЗС). Третьим силовым фактором, определяющим движение океанской литосферной плиты в ЗС, является тяговое усилие со стороны погруженной в мантию части океанской литосферы. Оно возникает по мере погружения океанской литосферы вследствие ее утяжеления из-за избавления от части воды. Все перечисленные силовые факторы не только определяют горизонтальное движение океанической литосферы вдоль земной сферы, но и предопределяют ее пододвигание под континентальную. Продолжение этих взглядов должно распространяться также на геометрию слэба в верхней мантии – обратный изгиб и выполаживание на глубинах 400-600 км. Следствием действия всех указанных выше силовых факторов в океанской литосфере в зоне перед тальвегом желоба, там, где литосфера еще не испытывает значимого изгиба, в направлении, нормальном к простиранию ЗС, должен действовать наибольший уровень напряжений горизонтального сжатия, и это напряжение является главным сжатием. По мере погружения слэба океанской литосферы это сжатие должно уменьшаться из-за действия тягового усилия при погружении слэба. На каких-то глубинах напряжения, действующие вдоль погружения слэба, уже не будут наибольшими сжимающими напряжениями. Наличие более высокого уровня напряжений горизонтального сжатия вблизи тальвега желоба со стороны океанской литосферы должно приводить к тому, что и с другой стороны от тальвега океанского желоба в направлении, нормальном к его простиранию, будет действовать главное напряжение наибольшего сжатия, высокий уровень которого определяет укорочение и утолщение континентальной коры в ОТТ.

Сделанные выводы, однако, не находят своего подтверждения ни в сейсмологических данных ЗС, ни в представленных выше описаниях главных факторов и процессов ЗС. Основные эти противоречия следующие: 1) Сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений, возникающих в океанской коре перед тальвегом желоба, являются сбросовыми. Поэтому тектонофизические реконструкции напряжений показывают, что ориентация напряжений наибольшего сжатия здесь субвертикальная, а из двух субгоризонтальных главных напряжений в направлении нормали к простиранию ЗС действует наименьшее сжатие [Yamamoto, 2009]. 2) Тектонофизическая реконструкция напряжений, выполненная по сейсмологическим данным, показала, что в глубинной части слэба (100-400 км) в направлении его погружения действует наименьшее из главных сжимающих напряжений [Романюк, Ребецкий, 2001] (рис. 9). 3) Погружение осадочной аккреционной призмы на глубины до 60 км невозможно в условиях высокого уровня горизонтального сжатия на границе между погружающейся океанской литосферой и континентальной литосферой. 4) Высокий уровень горизонтального сжатия, который будет действовать с самого начала субдуцирования океанской литосферы, не позволит сформироваться вулканическим процессам, т.к. давление магмы в магмопроводящих каналах в верхней части коры не способно продвинуть магму вверх в коре с напряженным состоянием горизонтального сжатия [Ребецкий, 2020]. 5) Формирование на посторогенной стадии ОТТ задугового моря также невозможно объяснить в модели с высоким уровнем напряжений горизонтального сжатия в океанской литосферной плите.



а



б

Рис. 9. (а) Геодинамический тип напряженного состояния в коре японской зоны субдукции (выполнен с использованием интернет -ресурса лаборатории 204 "Тектонические напряжения Евразии"); (б) Ориентация осей наибольшего (красный цвет) и наименьшего (синий) сжатия для вертикального профиля вдоль 30° Южно-Американской зоны субдукции.
1 – горизонтальное растяжение, 2 – транстенсия, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – транспрессия, 5 – горизонтальное сжатие, 6 – вертикальный сдвиг

Для формирования растяжения в тылу островной дуги (посторогенная стадия), проявления вулканизма на поверхности континентальной коры (переходная и основная стадии), затягивания осадочной аккреционной призмы вниз (начальная стадия) необходимо допустить возможность надвигания континентальной литосферы на океанскую – механизм ролл-бэк [Ребецкий, 2020]. Следует говорить о том, что на всех стадиях процесса формирования ОТТ в океанской литосфере не было напряжений большого горизонтального сжатия, действовавших по нормали к простиранию ЗС. Ровно это и подтверждают сейсмологические данные и результаты тектонофизической реконструкции напряжений. Заметим, что из результатов тектонофизической реконструкции глобального поля тектонических напряжений [Ребецкий, 2023] также следует, что в направлении от ЗОС до ЗС в океанической коре наибольшее горизонтальное напряжений действует параллельно простиранию этих структур. Таким образом, нет давления в ЗОС и касательных напряжений в направлении ЗС на подошве океанской литосферы. Следует отметить, что механизм ролл-бэка хорошо объясняет формирование стагнант блоков.

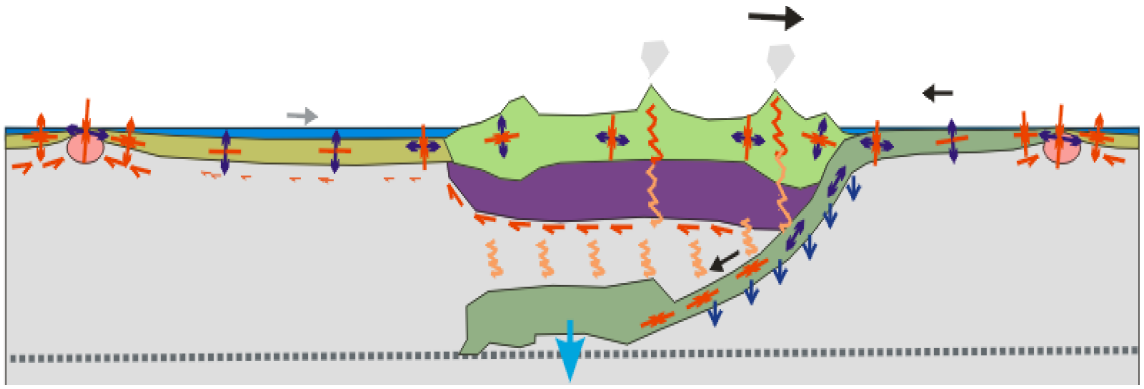


Рис. 10. Активные силы и напряжения в рамках концепции тектоники пассивного океанского спрединга и определяющей роли вертикальных сил в механизме ролл-бэка в зонах субдукции

Вопросы формирования напряжений горизонтального сжатия в коре ОТТ следует связывать с процессами вулканизма и тектонической эрозией, а объяснение увеличения мощности коры связано с выплавками базальтов, происходящими после поступления воды в континентальную кору из мантии над стагнант блоком и погруженной океанской литосферы в зоне субдукции.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Балакина Л.М.* Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1962. №1. С. 1471–1483.
2. *Батдорф С.Б., Будянский Б.* Математическая теория пластичности, основанная на концепции скольжения. – Изд. Ин. лит. Механика. 1961. Т.171. №1. С. 24–29.
3. *Введенская А.В.* К дискуссии по поводу теоретической модели очага землетрясения // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1961. №2. С. 261–263.
4. *Введенская А.В.* Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. – М.: Наука. 1969. 134 с.
5. *Гзовский М.В.* О задачах и содержании тектонофизики // Изв. АН СССР, сер.геофиз. 1954а. №3. С. 244–263.
6. *Гзовский М.В.* По поводу рецензии Г. И. Гуревича // Изв. АН СССР, серия геофиз. 1956. №4. С. 487.
7. *Гзовский М.В.* Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре // Разведка и охрана недр. 1956. №11. С. 7–22.
8. *Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, сер.геофиз. 1954б. №3. С. 390–410.
9. *Гинтов О.Б., Исай В.М.* Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. журнал. 1984. Т.6. №3. С. 3–10.

10. *Гущенко О.И.* Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР. Сер. геофиз. 1975. Т.225. №3. С. 557–560.
11. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. – М.: Наука. 1979. С 7–25.
12. *Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. – Иркутск: Иркут. политехн. ин-т. 1961. 47 с.
13. *Иванов С.Н.* Реологическая зональность литосферы, природа и значение границы K_1 // Метаморфогенная металлогения Урала. – Екатеринбург. 1992. 44 с.
14. *Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. 2-е изд. – М.: Наука. 2015. 328 с.
15. *Марков Г.А.* Закономерности распределения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Новые данные и практические приложения // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. – Апатиты: Кол.фил.АН СССР. 1985. С. 72–84.
16. *Марков Г.А.* О распространении горизонтальных тектонических напряжений в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология. 1980. №1. С. 20–30.
17. *Марков Г.А.* Тектонические напряжения и горное давления в рудниках Хибинского массива. – Л.: Наука. Ленинград. Отд. 1977. 211 с.
18. *Николаев П.Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений. // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1977. №12. С. 113–127.
19. *Парфенов В.Д.* Анализ напряженного состояния в ангидридовых тектонитах // ДАН СССР. 1981. Т.260. №3. С. 695–698.
20. *Райс Дж.* Механика очага землетрясения. Сер. Механика. Новое в зарубежной науке. – М.: Мир. 1982. 217 с.
21. *Ребецкий Ю.Л. Войтенко В.Н.* Новый тектонофизический метод реконструкции напряжений по данным о морфологии трещиноватости // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. М-лы L Тектонического совещания. – М.: ГЕОС. 2018. Т.2. С. 137–141.
22. *Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008б. Т.11. №1. С. 66–73.
23. *Ребецкий Ю.Л.* Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин // Дис. док. физ.мат. наук. – М.: Изд. ОИФЗ. 2003а. 455 с.
24. *Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т.28. №5. С. 70–84.
25. *Ребецкий Ю.Л.* О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады РАН. 2008в. Т.423. №4. С. 538–542.
26. *Ребецкий Ю.Л.* Об особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т.6. Вып.4. С. 437–466.
27. *Ребецкий Ю.Л.* Поле глобальных коровых напряжений Земли // Геотектоника. 2020. №6. С. 3–24.
28. *Ребецкий Ю.Л.* Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады РАН. 2003б. Т.400. №3. С. 237–241.
29. *Ребецкий Ю.Л.* Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии Океании // Доклады РАН. 1997. Т.354. №1. С. 101–104.
30. *Ребецкий Ю.Л.* Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // Геофизический журнал. 2007б. Т.29. №4. С. 92–110.
31. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. – М.: Академкнига. 2007а. 406 с.
32. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонофизическое районирование сейсмогенных разломов Восточной Анатолии и Караманмарашские землетрясения 06.02.2023 г // Физика Земли. 2023. №6. С. 37–65.
33. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонофизическое районирование сейсмогенных разломов Восточной Анатолии и Караманмарашские землетрясения 06.02.2023 г // Физика Земли. 2023. №6. С. 37–65.
34. *Ребецкий Ю.Л., Guo Y., Wang K., Алексеев Р.С., Маринин А.В.* Напряженное состояние земной коры и сейсмотектоника Западного Сычуаня, Китай // Геотектоника. 2021. №6. С. 75–97.
35. *Ребецкий Ю.Л., Войтенко В.Н.* Новый тектонофизический подход к изучению напряженного состояния в момент рудообразования и прогнозу оруденения // Всероссийская конференция.

«Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты» Москва, ИГЕМ РАН, 20–22 ноября 2017 года. – М.: ИГЕМ РАН. 2017. С. 183–189.
36. *Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И.* Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т.57. №6. С. 1225–1250.
37. *Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №2. С. 271–291.
38. *Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.* Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т.47. №11. С. 1192–1206.
39. *Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю.* Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // Геодинамика и тектонофизика 2014. Т.5. Вып.2. С. 469–506.
40. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. – М.: ГЕОС. 2017. 234 с.
41. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* Развитие структурно-морфологического метода Л.А.Сим на оценку величин напряжений // Материалы XLVIII Тектонического совещания. Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. – М.: Геос. 2016. Т.2. С. 117–123.
42. *Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А.* Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской горной области: реконструкция на основе модифицированных алгоритмов катакластического метода // Геосистемы переходных зон. 2024. Т.8. №4. С. 261–276.
43. *Ребецкий Ю.Л.* Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // БМОИП. сер. геол. 2001. Т.76. Вып.4. С. 28–35.
44. *Ребецкий Ю.Л.* Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещений // Геофизический журнал. 2005. Т.27. №1. С. 39–54.
45. *Ризниченко Ю.В.* О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. – М.: Наука. 1965. С. 56–63.
46. *Ризниченко Ю.В.* Расчет скоростей деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. №10. С. 34–47.
47. *Романюк Т.В., Ребецкий Ю.Л.* О механизмах генерации избыточного горизонтального сжатия в континентальной коре // Физика Земли. 2001. №2. С. 23–35.
48. *Семинский К.Ж.* Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дизъюнктивов // Геология и геофизика. 1986. №10. С. 9–18.
49. *Сим Л.А.* Неотектонические напряжения Восточно-европейской платформы и структур обрамления. Автореф. Дис. д-ра геол.-минерал. наук. – М.: Изд-во МГУ. 1996. 41 с.
50. *Степанов В.В.* Количественная оценка тектонических деформаций // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука. 1979. С. 67–71.
51. *Стефанов Ю.П.* Численное моделирование процессов деформации и разрушения геологических сред. Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. д.физ.-мат.н. Томск. 2008. 30 с.
52. *Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач - 2 изд-ие. – М.: Наука. 1979. 285 с.
53. *Тихоцкий С.А., Татевосян Р.Э., Ребецкий Ю.Л., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С.* Караманмарашские землетрясения 2023 г. в Турции: сейсмическое движение по сопряженным разломам // Доклады РАН. 2023. Т.511. №2. С. 228–235.
54. *Шерман С.И. Плешанов С.П.* Метод поясов в исследовании приразломной трещиноватости // Геология, поиск и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. 1980. С. 8–20.
55. *Юнга С.Л.* О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры. Изв. АН СССР сер. Физика Земли. 1979. С. 14–23.
56. *Anderson E.M.* The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain // Second edition revised, Oliver and Boyd, Edinburgh. 1951. 206 p.
57. *Angelier J.* From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J. Struct. Geol. 1989. V.11. №½. P. 37–49.
58. *Angelier J.* Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiquues // C. R. Acad. Sci. Paris, ser. D. 1975. V.281. P. 1805–1808.
59. *Arthaud F.* Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allogement et intermediare d'une population de failles // Bul. Soc. geol. Fr. 1969. 72 p.
60. *Anderson E.M.* The dynamics of faulting. Trans. Edinburgh. Geol. 1951. Sec (8). P. 387–402.
61. *Becker G.F.* Finite Homogeneous Strain Flow and Rupture of Rock // Bull. Geol. Soc. Am. 1893. V.4. P. 13–90.

62. *Bott M.H.P.* The mechanics of oblique slip faulting // Geol. Mag. 1959. No.96. P. 109–117.
63. *Brune J.* Seismic moment, seismicity and rate slip along major fault zones // J. Geophys. Res. 1968. V.73. No.2. P. 777–784.
64. *Byerlee J.D.* Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res. 1968. V.73. No.14. P. 4741–4750.
65. *Byerlee J.D.* Friction of Rocks // Pure and applied geophys. 1978. V.116. P. 615–626.
66. *Carey E., Bruneier B.* Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une populaton de failles // C.R. Acad. Sci. Paris, ser. D. 1974. V.279. P. 891–894.
67. *Chang W.Y.* Adaptation as a mode of development of fractures and its relation to geological phenomena // Contrib. Nat. Res. Inst. of Geol. Academia Sinica. 1948. No.8.
68. *Cloethingh S., Burov E.* Thermomechanical structure of European continental lithosphere: contstraints from rheological profiles and EET estimates // Geophys. J. Inter. 1996. V.124. P. 695–723.
69. *Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., Sankov V.* Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophys. 1997. V.282. P. 1–38.
70. *Dewey J.F., Bird J.M.* Mountain belts and the new global tectonics // J. Geophys. Res. 1970. V.75. P. 2625–2647.
71. *Etchecopar A., Vasseur G., Daignieres M.* An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis // J. Sruct. Geol. 1981. No.3. P. 51–65.
72. *Gephart J.W., Forsyth D.W.* An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // J. Geophys. Res. 1984. V.89. No.B11. P. 9305–9320.
73. *Govers R., Wortel J.R., Cloethingh S.A.P.L, Stein C.A.* Stress Magnitude estimates from earthquakes in oceanic plate interiors // J. Geophys. Res. 1992. V.97. No.B8. P. 11749–11759.
74. *Griggs D.T.* Deformation of rocks under high confining pressures // J. Geol. 1936. V.44. No.5.
75. *Griggs D.T.* The Strain Ellipsoid as a theory of Rupture // Am. J. Sci. 1930. V.30. P. 121–137.
76. *Hardebeck J.L., Hauksson E.* Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // J. Geophys. Res. 2001. V.106. No.B10. P. 21859–21882.
77. *Link T.A.* Some applications of the strain ellipsoid // Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 1929. V.13. P. 1449.
78. *Lisle R.* Principal stress orientation from faults: an additional constrain // Ann. Tectonicae. 1987. No.1. P. 155–158.
79. Makarov P.V., Eremin M.O. Fracture model of brittle and quasi-brittle materials and geo-environments. Physical mesomechanics. 2013. 16 (1). P. 5–26.
80. *Maruyama S., Liou J.G., Terbayashi M.* Blushchist and eclogites of the world, and their exhumation // Intern. Geol. Rev. 1996. V.38. P. 485–594.
81. *Michael A.J.* Determination of stress from slip data: faults and folds // J. Geophys. Res. 1984. V.89. No.B11. P. 11517–11526.
82. *Miyashiro A., Aki K., Sengor A.M.C.* Orogeny. John Wiley&Sons. 1982. 242 p.
83. *Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu.* The method of cataclastic analysis of discontinuous displacements. Moment Tensor Solutions - A Useful Tool for Seismotectonics / Editor Sebastiano D'Amico. Springer. Cham. 2018. P. 111–162.
84. Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K. // Tectonophysics. 2016. V.685. P. 60–76.
85. *Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E.* Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bull. Soc. Geol. Fr. 2013. V.184. No.4-5. P. 335–346.
86. *Reches Z.* Faulting of rock in three dimensional strain fields. II Theoretical analysis // Tectonophysics. 1983. V.95. P. 133–156.
87. *Sibson R.H.* Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // Nature. 1974. V.249. No.5457. P. 542–544.
88. *Stefanov Yu.P., Chertov M.A., Aidagulov G.R., Myasnikov A.V.* Dynamics of inelastic deformation of porous rocks and formation of localized compaction zones studied by numerical modeling // Journal of the Mechanics and Physics of Solids. 2011. No.59. P. 2323–2340.
89. *Wallace R.E.* Geometry of shearing stress and relation to faulting // J. Geol. 1951. No.59. P. 18–130.
90. *Yamamoto S., Senshu H., Rino S., Omori S., Maruyama S.* Granite subduction, tectonic erosion and sediment subduction // Gondwana Res. 2009. V.15. P. 443–453.
91. *Zoback M.L.* First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The Word stress map project // J.Geop.Res. 1992. V.97. No.B8. P. 11703–11728.
92. *Zoback M.L.* Global patterns of tectonics stress // Nature. 1989b. V.341. P. 291–298.

ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ. НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ТЕКТОНОФИЗИКИ В ИХ РЕШЕНИИ

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; reb@ifz.ru

Введение. Проблема прогноза мест сильных землетрясений в СССР стала актуальной после катастрофического Ашхабадского землетрясения 1948 г. Начавшиеся исследования в этой области возглавил Г.А. Гамбурцев, который в то время разрабатывал первые сейсмические методы изучения внутреннего строения коры [Гамбурцев, 1960]. Поэтому вполне объяснимо, что движение в направлении решения данной важнейшей проблемы он видел в изучении строения и физического состояния зон разломов. В заключении ученого совета Геофизического института АН СССР, прошедшем в декабре 1951 года, в разделе, связанном с изучением условий возникновения землетрясений и развития методов прогноза, после пяти пунктов организационного характера первым научным пунктом исследования было «изучение механизма тектонических деформаций методами полевых тектонофизических наблюдений и лабораторного моделирования». Эти исследования, по убеждению Гамбурцева, должны были проводиться вместе с изучением глубинного строения и состояния разломов геофизическими методами (ГСЗ и КМИЗ), с развитием сейсмологических методов изучения динамических параметров очагов, с изучением региональной сейсмичности инструментальными, сейсмотектоническими и тектонофизическими методами. Опору на методы геотектоники и геофизики можно считать детерминированным подходом в прогнозе землетрясений. Конечной его целью было нахождение места подготовки будущих сильных землетрясений.

Вторым направлением исследований в области прогноза, которое отдельным пунктом вошло в постановление ученого совета ГЕОФИАН, было «изыскание предвестников землетрясений». Здесь основные исследования были связаны с выявлением закономерностей вариации электрических, магнитных, деформационных (наклономеры) и других полей на стадии непосредственно перед землетрясением. Считалось, что комплексное использование данных геотектоники и геофизики позволит указать место будущего сильного землетрясения, а предвестники позволят разработать технологию предупреждения приближающейся опасности – прогноз времени землетрясения. При этом и здесь Г.А. Гамбурцев считал, что «необходимо находить такие физические характеристики явлений, которые могли бы нас избавить от необходимости прибегать к методу статистики».

Соратником этих идей Г.А. Гамбурцева был и один из основателей тектонофизики в СССР М.В. Гзовский. Он разрабатывал геологические критерии сейсмичности [Гзовский, 1957], к которым относил области повышенных касательных напряжений [Гзовский, 1956] и больших вертикальных градиентов движения поверхности земли [Гзовский, 1963]. С поправкой на представления тех лет о механизмах хрупкого разрушения в сегодняшнем их понимании речь должна идти о зонах повышенных кулоновых напряжений и участках высоко градиентных движений поверхности, т.е. о разломных зонах.

К сожалению, после ухода Г.А. Гамбурцева первое и главное с его точки зрения направление постепенно был отодвинуто на второй план. Сейсмологи и геофизики в основном сосредоточились на статистических методах прогноза и методе поиска предвестников. В «Программе работ по прогнозу землетрясений», созданной под руководством нового директора ИФЗ РАН М.А. Садовского.

Сегодня прогноз землетрясений разделяется на три типа: долгосрочный, среднесрочный и краткосрочный. Долгосрочный прогноз землетрясения, опирающийся на сейсмологические, сейсмотектонические и геологические данные, фактически не подразумевает указания точной даты землетрясения (годы – десятки лет до землетрясения) [Федотов и др. 2004; Федотов, Соломатин, 2017]. Среднесрочный прогноз делается за несколько месяцев до землетрясения. Такой прогноз землетрясений, как правило, базируется на анализе сейсмического режима региона [Kossobokov, Keilis-Borok, 1990; Завьялов, 2006]. Краткосрочный прогноз, который делается за недели – дни до землетрясения, также может использовать анализ сейсмичности. Считается, что наибольшие успехи в таком прогнозе землетрясений обеспечиваются данными о характере изменения во времени различных предвестников землетрясений [Cicerone et al., 2009; Сидорин, 2009].

В этой статье мы вновь вернемся к решению проблем сейсмической опасности с позиции подхода, основы которого были заложены Г.А. Гамбурцевым и М.В. Гзовским. Поэтому другим названием этой статьи можно предложить «Воспоминание о будущем».

1. Особенности формирования мега-землетрясения по тектонофизическим данным. С позиции детерминированного подхода каждый акт хрупкого разрушения свидетельствует о достижении на разломе предела прочности. Каган [Kagan, 1997] в своей работе отмечает, что "если крупное землетрясение происходит только тогда, когда напряжения достигают прочности горных пород, то почему небольшие землетрясения происходят в сейсмогенной зоне постоянно?". Из этого факта Каган делает вывод, что в сейсмогенных зонах постоянно существует много участков, в которых достигается предел прочности породы. В то же время землетрясения, происходящие в них, долго не становятся спусковым механизмом крупного землетрясения. Вероятно, в зоне разлома должны быть особые условия, при которых небольшое землетрясение превращается в очень большое.

В работе [Brune, 1970] было высказано предположение, что размер очага землетрясения определяется только в процессе его развития. Уже это подразумевает неоднородность состояния скального массива будущего крупного землетрясения. Каган [Kagan, 1997] также обратил внимание на необходимость объяснения причин не только зарождения очага землетрясения в данном конкретном месте, но и то, почему землетрясение завершается на определенном участке разломной зоны, хотя ее продолжение также является сейсмогенным.

Каков масштаб этих неоднородностей? Сопоставимы ли они с размером зоны, где зарождалось МЗ, или с размером всего его очага?

Сама постановка таких вопросов заставляет нас предполагать существование неоднородности напряженно-деформированного состояния при подготовке крупных землетрясений. Отсюда вытекает необходимость разработки детерминированного подхода при изучении состояния сейсмогенных зон. Т.е. мы возвращаемся к тем вопросам, которые выделял в проблеме прогноза Г.А. Гамбурцев и его коллеги еще в 50-х годах прошлого века – роль внутреннего строения и физического состояния разломов.

Если мы говорим о МЗ, то трудно представить, что огромный объем земной коры последовательно и постепенно приближается к критическому напряженному состоянию во всех точках будущего очага. Такая ситуация может существовать на микроуровне, где размер неоднородностей-кристаллов и зерен соответствует размеру трещин вдоль их границ. Кажется, что для очага землетрясения в сотни километров, имеющего разный масштаб неоднородностей упругих и структурных свойств породы, это невозможно. Особенно маловероятно это из-за значительной роли в хрупком разрушении жидкости [Ребецкий,2005, 2006; Mulargia, Bizzarri, 2015], которая часто очень неравномерно распределена в зонах разломов.

В наиболее примитивном виде можно положить, что в области будущего очага МЗ всегда будут сосуществовать участки, близкие к критическому состоянию, благоприятному для хрупкого разрушения, и далекие от него. Когда в одном из участков разлома будет достигнут предел статической прочности (прочность при медленно возрастающем напряжении), начинает развиваться хрупкое разрушение. Если напряжения соседних участков достаточно далеки от хрупкой прочности, то дальше первого участка разрушение не развивается. Тогда только размер первого участка определяет магнитуду землетрясения. В другом случае появление быстрого – динамического движения вдоль разлома на участке начального хрупкого разрушения может привести к таким изменениям напряжений на фронте развивающегося разрыва [Abercrombie, Rice, 2005], что их окажется достаточно для перехода и соседних участков разлома в критическое состояние (прочность пород при резко возрастающей нагрузке – динамическая прочность породы, выше статической). Далее разрыв развивается сейсмическим способом (с сейсмическими скоростями) до тех пор, пока дополнительные напряжения, возникающие при его развитии, достаточны для хрупкого разрушения последующих участков трещины. При определенных условиях может сформироваться МЗ.

На самом деле, ситуация еще более сложная. Как показано в работах [Ребецкий, 2007, 2018], даже в тех случаях, когда состояние на разломе достигает критического, есть условия, благоприятствующие развитию хрупкого разрушения, а есть – неблагоприятствующие. Так, например, высокий уровень напряжений приводит к тому, что на разрыве, находящемся в критическом состоянии, действует повышенное напряжение сжатия σ^*_{nn} (звездочка в верхнем индексе определяет учет влияния флюидного давления в трещинно-поровом пространстве пород), при котором большая часть высвобождающейся энергии уйдет на преодоление сил трения (рис. 1). Для напряженных состояний правее точки А, определяющей пересечение кривой предела прочности с линией минимального сопротивления трения, хрупкое разрушение вообще невозможно. Вблизи точки А величина сброшенных напряжений $\Delta\tau_n$, квадрат которых пропорционален снимаемой упругой энергии, низкая.

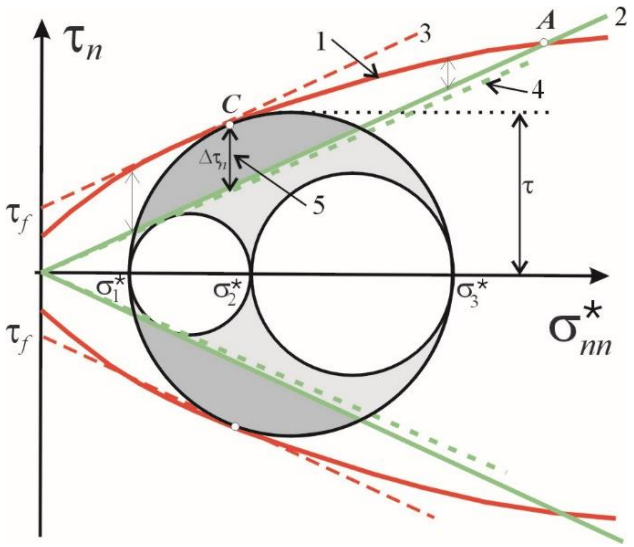


Рис. 1. Предельные соотношения между касательным τ_n и эффективным нормальным σ_n^* напряжениями на диаграмме Мора и большой и малые круги Мора одного из предельных напряженных состояний (точка С в месте касания большого круга Мора и предельной огибающей). Темно-серая область – напряженные состояния на произвольно ориентированных плоскостях, для которых возможно хрупкое разрушение. Область светло-серой заливки – напряженные состояния, для которых даже для уже существующих трещин трение на ее бортах не может быть преодолено. Точка А разделяет предельную огибающую на участок хрупкого разрушения и псевдопластического деформирования.
1 – предельная огибающая хрупкой прочности (параметры прочности $k_f(\tau)$, $\tau_f(\tau)$); 2 – линия минимального сопротивления статического трения (k_s); 3 – упрощение кривой прочности в виде линии, параллельной линии 2 ($k_f = k_s$, $\tau_f = \text{const}$), используемое при тектонофизической инверсии величин напряжений; 4 – линия кинематического трения (k_k при $k_s > k_k$), реализующегося на разрыве при смещениях его бортов; 5 – сброшенные касательные напряжения $\Delta\tau_n$ на плоскости разрыва

Наоборот, низкий и средний уровень напряжений критических состояний определяет большие значения сброшенных напряжений и низкий уровень обжатия на разрыве и, следовательно, большая часть, высвобождающейся энергии может пойти на развитие хрупкого разрыва. В этом смысле зона критического напряженного состояния разлома может разделять на участки устойчивого сейсмического скольжения (средний и низкий уровень напряжений) и участки запирания – шероховатости (асперити) [Kanamori, Stewart, 1978; Lay, Kanamori 1981], расположенные вблизи точки А.

Из проведенного анализа можно сделать вывод о необходимости выделения условий формирования зоны зарождения – нуклеации МЗ и условий, в которых находится основная часть будущей фокальной зоны. В первом случае развитие разрушения происходит в квазистатических условиях, что соответствует преодолению предела длительной прочности породы. Во втором случае увеличение нагрузок за счет упругих волн от распространения сейсмического разрыва приводит к достижению предела мгновенной прочности пород.

2. Практика прогнозирования сильных землетрясений. Исследования в области прогнозирования землетрясений стремительно развивались в конце 60-х и в 70-х годах прошлого века. Соглашаясь в целом с анализом, приведенным в работах [Kagan, Jackson, 1991, 2012;. Nishenko, Sykes, 1993; Jackson, Kagan, 2011], заметим, что, вероятно, метод Сейсмических Брешей (СБ) первого ранга [Gilbert,1884; Reid, 1911] является, пожалуй, единственным, способным обеспечить почти 100% долгосрочный прогноз крупных землетрясений. Во всяком случае, практически все регионы северо-западного фланга Тихоокеанской сейсмогенной зоны, выделенные Федотовым [1965, 1968], реализовались в виде сильных землетрясений с $M_w > 7.7$. Существенно иная ситуация с применением этого подхода для менее сильных землетрясений – метод СБ второго ранга. Здесь утверждение Кагана о низкой статистической значимости положительного прогноза абсолютно верно.

В идеологии метода СБ первого ранга, в том виде как он изначально был предложен, имеется существенный недостаток. Он лишен возможности не только краткосрочного, но и среднесрочного прогноза. До сих пор мы в ожидании Авачинского землетрясение на Камчатке [Федотов и др., 2004; Федотов, Соломатин, 2017], прогноз которого был дан более 50 лет назад [Федотов, 1965].

Наиболее известным провалом среднесрочного прогноза является Паркфилдский

геофизический полигон [Сидорин, 1992]. Для него заранее было известно место и сила будущего землетрясения, повторявшегося здесь многократно. После его создания (1976 г) было сделано несколько среднесрочных прогнозов времени нового землетрясения. Все они были либо неверными, или столь расплывчаты, что фактически закрывали весь период времени его повторяемости. Само событие, произошедшее 14 сентября 2003 г, было пропущено [Bakun, 2005]. Близкая ситуация произошла и с Култукским землетрясением 2008 г, о котором выше уже упоминалось.

После сбоя в прогнозах ожидаемого землетрясения в пределах Паркфилдского геофизического полигона [Kagan, 1997; Bakun, 2005; Langbein et al., 2005; Jackson, Kagan, 2011] проблема прогноза во многих ведущих странах перестала рассматриваться как задача, требующая приоритетного развития [Kagan, 1997; Geller, 1997; Geller et al., 1997a, b; Jordan , 2006; Kagan et al., 2012; Kagan, Jackson, 2013; Mulargia, 2013; Frankel2013; Panza et al., 2014; Geller et al., 2015].

С другой стороны, в конце прошлого века в физике очага землетрясения появились новые положения и термины, определяющие геологические и сейсмологические особенности развития крупномасштабного хрупкого разрушения. Эти положения должны определенным образом влиять на проблему прогнозирования землетрясений.

В частности, показано, что в зонах субдукции литосферных плит наблюдается непрерывное сейсмическое и ползучее скольжение, которое может быть прервано в так называемой асперности – шероховатости (неровности), где прочность на разрушение была увеличена [Scholz, Engelder, 1976; Kanamori,1978]. Сведения о степени неровностей зон разломов определяются в зависимости от сложности амплитудно-частотных характеристик сейсмических волн конкретных участков вдоль границ плит. В работе [Lay, Kanamori, 1981] показано, что в зонах субдукций существует разный характер распределения и протяженности областей асперити. Так, Чилийская зона субдукции имеет практически непрерывную зону асперити, а в других асперити были малопротяженными (Алеуты, Курилы).

Считалось, что более длительные периоды существования зон асперити соответствуют и более высокому уровню напряжений и, следовательно, приводят к накоплению упругой энергии. **Зоны асперити** рассматривались как наиболее вероятные места будущих сильных землетрясений. Положение о повышенной прочности сейсмической разломной зоны в районе будущего землетрясения восходит к идеям Рейда [Reid, 1910] и хорошо согласуется с теорией стик-слипа [Brace, Byerlee, 1966].

Наряду с моделью асперити в качестве очага землетрясения была также разработана модель барьеров [Das, Aki, 1977; Aki, 1984]. По данным Аки [Aki, 1984], большие части очаговой зоны – это области пониженной прочности, где есть медленное скольжение. Согласно этой модели границы очага – это пятна между двумя устойчивыми и мощными барьерами. Внутри очаговой зоны имеется множество слабых барьеров, разрушение которых сопровождается превращением энергии упругих деформаций в сейсмическую энергию и тепло (трение, пластическая деформация). Считается, что землетрясения в зонах субдукции лучше соответствуют модели неровностей [Lay, Kanamori, 1980]. Барьерная модель хорошо объясняет природу процесса афтершока [Mogi, 1962]. Существуют также модели [Corbi, 2017], в которых предполагается существование барьеров между соседними областями асперити.

Еще одна модель очага землетрясения возникла из анализа причин неудачи прогноза землетрясений. В последние десятилетия в области прогноза сильных землетрясений стал использоваться термин метастабильное состояние разломной зоны (МСР) [Гольдин, 2004, 2005; Соболев, Любушин, 2007]. Под ним понимается особое состояние района разломной зоны перед сильным землетрясением. Считается, что в этот период происходит своего рода упорядочение процесса деформации земной коры на большом участке. Процесс внезапного энергетически мощного землетрясения похож на процесс фазового перехода. Накопление энергии происходит медленно, без видимых проявлений, и заканчивается катастрофическим событием. Условием возникновения скачкообразного перехода среды из одного состояния в другое является наличие в районе будущего очага землетрясения МСР [Ребецкий, 2007а, б, в].

Практика использования термина МСР в физике очага землетрясения показывает, что под ним понимается неустойчивость состояния разлома земной коры перед новой фазой сейсмической активизации, когда малые внешние воздействия (триггер) могут привести к сильному землетрясению. В то же время практически отсутствуют физические примеры, объясняющие неустойчивость состояния геосреды. Почему система может находиться в состоянии предразрушения в течение длительного времени, какие физические процессы ответственны за изменение состояния? Часто термин МСР эквивалентен условию достижения критического напряженного состояния [Sobolev, 2011; Кочарян, Батухтин, 2018].

В связи с решением проблемы прогноза в рамках концепции МСР оказалось важным понимание роли зоны зарождения землетрясения, о которой, вероятно впервые, сказано в работе [Dieterich, 1992]. Фактически эту зону следует понимать как небольшое землетрясение, которое является триггером сильного землетрясения.

Внедрение концепции зоны зарождения землетрясения, а также опыт прогноза сильных землетрясений Кособокова, представленный на Интернет-ресурсе (http://www.mitp.ru/ru/predictions.html), показывают, что сейсмический режим будущего землетрясения может характеризовать зону как готовую к сильному землетрясению, но оно при этом не будет происходить в течение многих лет. Как отмечалось выше, это может быть связано с сильной неоднородностью основного очага будущего МЗ, в котором слишком много зон, далеких от критического состояния. Но, с другой стороны, это также может быть связано с самой зоной зарождения землетрясения. Если мощности триггерных землетрясений недостаточно для динамической активации подготовленных зон главного очага, то сильного землетрясения не происходит. Поскольку статистические методы изучают основную очаговую и игнорируют зону нуклеации, большинство их результатов переходит в категорию ложной тревоги. На мой взгляд, проблемы среднесрочного прогноза могут быть решены при изучении состояния зоны нуклеации. В исследованиях этих зон следует шире использовать результаты тектонофизических исследований природного напряженного состояния и геомеханического моделирования хрупкого разрушения.

Способность ученых предупреждать сообщества о возникновении потенциально разрушительных землетрясений развивается, хотя точное предсказание времени, места и величины таких землетрясений остается далекой целью. Предвидение крупных землетрясений приняло форму долгосрочных прогнозов, составления карт сейсмической опасности и разработки сценариев, сопровождаемых оценками социальных последствий на основе методологий оценки потерь. Совсем недавно системы раннего предупреждения о землетрясениях (EEW), впервые разработанные и впервые внедренные в Японии, облегчили передачу очень кратковременных предупреждений о том, что движение грунта от землетрясения будет происходить в течение нескольких секунд до десятков секунд. В настоящее время общенациональная система EEW существует только в Японии, но региональные системы становятся доступными во многих уязвимых к землетрясениям странах, включая США. Вторым средством прогнозирования землетрясения является оперативное прогнозирование землетрясений (ОПС), основанное на возникновении сейсмической активности различного рода, что повышает краткосрочную вероятность того, что дополнительные землетрясения, включая разрушительные землетрясения, могут произойти в течение нескольких часов или нескольких дней. OEF был внедрен в США и имеет своих самых громких чемпионов среди американских ученых. Эти два способа предвидения потенциально разрушительных землетрясений и передачи информации общинам, находящимся в зоне риска, являются предметом настоящей главы.

3. Новые направления изучения напряженно-деформированного состояния земной коры в связи с проблемой сейсмических опасностей. Важно отметить, что в последние три десятилетия возникли новые направления изучения деформационных процессов на земной поверхности методами спутникового дистанционного зондирования, а также произошло развитие новых подходов в оценке сейсмических опасностей в рамках тектонофизических и геомеханических методов исследований. Поскольку в рамках этих методов фактически имеет место мониторинг изменений напряженно-деформированного состояния земной коры или ее поверхности, то в настоящее время возникли хорошие предпосылки вернуться к развитию методов прогноза землетрясений в той трактовке, которая была сформулирована выдающимися советскими учеными Г.А. Гамбурцевым и М.В. Гзовским.

Геомеханический подход. После работ [Stein et al., 1992; King et al., 1994; Harris et al., 1995] для выявления зон повышенной сейсмической активности стали применять районирование участков разломов по приращениям кулоновых напряжений $\Delta\tau_C$, возникающим из-за изменения уровня напряжений в результате сильного землетрясения, произошедшего в исследуемом регионе. Подобные расчеты, как правило, опирались на упругую модель трещины сдвига, которая отвечала возникшему очагу землетрясения. Первоначально аналитические или численные расчеты выполнялись для территорий, где имел место геодинамический режим напряженного состояния горизонтального сдвига – район разлома Сан-Андреас (США) [King et al., 1994; Mallman, Zoback, 2007], позднее подобный подход был распространен и на участки коры с другими режимами (горизонтальное сжатие или растяжение) [Ganas, et al., 2006].

$$\Delta\tau_C = \Delta\tau_n + k_f\Delta\sigma^*_{nn},\ \ \Delta\sigma^*_{nn} = \Delta\sigma_{nn} + \Delta p_{fl} < 0 \quad (1)$$

Здесь $\Delta\tau_n$ и $\Delta\sigma_{nn}$ – приращения касательных и нормальных на разрыве напряжений, Δp_{fl} – приращение флюидного давления в трещинно-поровом пространстве пород, а $\Delta\sigma^*_{nn}$ – приращения эффективных нормальных на разрыве напряжений, в которых учитывается разупрочняющее воздействие давления флюида. Положительное значение $\Delta\tau_n$ и Δp_{fl} определяет соответственно увеличение уровня касательных напряжений на плоскости разлома и флюидного давления в трещинно-поровом пространстве пород, а отрицательные значения $\Delta\sigma_{nn}$ отвечают увеличению уровня напряжений сжатия, нормальных к разлому.

Отметим, что в задаче об очаге землетрясения в виде трещины сдвига (мех.) среда представляет собой упругое однофазное твердое тело и поэтому отсутствует возможность расчета изменений флюидного давления. В этой связи в расчетах приращений кулоновых напряжений фактически считается, что до и после сильного землетрясения флюидное давление в породах не изменяется, $\Delta p_{fl} = 0$, что является сильным упрощением реального природного процесса.

Предложенный в работах [Stein et al., 1992; King et al., 1994] подход первоначально применялся для обоснования проявления повышенной плотности афтершоков именно в участках коры, для которых были получены положительные значения приращений кулоновых напряжений. Вслед за этими работами последовала известная серия работ на тему «Изменение кулоновых напряжений», в рамках которой для областей сильных землетрясений (как правило, магнитуды более 7.0), производится сопоставление кулоновых напряжений в очаге до и после этого землетрясения. Считается, что начальное напряженное состояние известно (задается либо априорно, или оценивается из данных GPS смещений, например, для Калифорнии), а его изменение получают путем численных или аналитических расчетов (упругая модель), используя сейсмологические данные о величине снимаемых напряжений в очагах сильных землетрясений. По знаку этих изменений судят об увеличении или уменьшении опасности возникновения афтершоков в окрестности произошедшего землетрясения. В том случае если кулоновы напряжения возрастают, то опасность увеличивается, если падают, то опасность уменьшается. Таким образом, можно сказать, что данный подход отвечает только стадии афтершокового развития сейсмического процесса и для начальной стадии (до землетрясения) поле напряжений только интегрально близко к истинному природному напряженному состоянию (в масштабе усреднения 300-500 км по латерали).

В последнее время этот же подход стал использоваться и для обоснования миграции сильных землетрясений вдоль разломных зон [Pang, 2022; Sunbul, 2019; Chen et al., 2023]. При этом учитываются изменения напряжений, вызываемые отдельными сильными землетрясениями, вязкая релаксация напряжений и дополнительные напряжения, возникающие из-за действия граничных сил (обычно задаются горизонтальные скорости в границах региона, получаемые из данных GPS наблюдения).

Важно обратить внимание, что в этом случае фактически речь идет о **детерминированном прогнозе мест будущих сильных землетрясений.** Сильной стороной геомеханического метода прогноза опасных участков разломов является возможность просчета разных вариантов быстрых изменений напряженного состояния разломных зон, возникающих в случае разной последовательности сейсмической активизации сложно построенных разломных зон, так, как это было при Караманмарашских землетрясениях [Ребецкий, 2023; Смирнов и др., 2023].

Тектонофизический подход. Другое направление исследований кулоновых напряжений проводилось в работе [Morris et. al, 1996] в связи с обеспечением безопасности буровых работ, добычи углеводородов и фундаментов сооружений. Здесь исходные данные о напряжениях получают ин-ситу методами в масштабе усреднения первые метры – десятки метров. Т.е. эти напряжения получены непосредственно из данных наблюдения в природном массиве, а не путем решения задачи геомеханики. Предложено на основе ин-ситу данных рассчитывать отношение касательных напряжений (τ_n) на геологических разрывах к модулю эффективных нормальных напряжений (σ^*_{nn}) [Morris et al., 1996]

$$T_d = \frac{\tau_n}{|\sigma^*_{nn}|}, \quad (2)$$

которое определили как тенденцию к скольжению разрывов (slip tendency), поскольку рост значений T_d действительно определяет увеличение уровня кулоновых напряжений (1). В дальнейшем параметр T_d стали связывать со способностью пород к проявлению дилатансии [Ferrill, Morris, 2003].

Сейчас расчет параметра T_d входит в стандарт МАГАТЭ при оценке опасности разрывов, выделенных на площадках строительства АС. В качестве примера можно привести АС Ханхикиви-1 в Финляндии, для которой такие работы выполнялись в 2018-2019 гг. При этом в качестве исходных данных были использованы замеры напряжений ин-ситу, полученные в горном деле [Kivinen, Varis, 2009; Pohjatekniikka, 2018].

В силу объекта применения такого подхода (горные выработки, скважины и др. с глубинами до 2-3 км) методы ин-ситу вполне способны с некоторым усреднением давать относительно корректные данные о величинах и направлениях действия главных напряжений вблизи поверхности. Однако эти данные нельзя использовать для оценки величин напряжений в масштабах усреднения в первые километры и десятки километров для глубин 5 км и более, что требуется для прогноза землетрясений с большими магнитудами (M > 6.5) Для решения таких задач необходимо использовать тектонофизические методы инверсии напряжений из данных о разрывных смещениях в массивах пород, к которым относятся сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений и геологические данные о разрывах со смещениями.

В работах [Ребецкий, Кузиков, 2016; Ребецкий и др., 2021, Ребецкий, 2023; Rebetsky et al., 2024] показана возможность выполнять районирование опасных участков разломов на основе результатов тектонофизической реконструкции напряжений в природном объекте. Источником данных для реконструкции напряжений являются сейсмологические или геологические индикаторы разрывных деформаций, а алгоритм разработанного в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН катакластического метода [Ребецкий, 2003; Ребецкий и др., 2017] предусматривает расчет не только параметров эллипсоида напряжений (ориентация его главных осей и форма, определяемая коэффициентом Лоде-Надаи), но и величины напряжений, нормированные на прочность сцепления массива породы. Эти данные должны дополняться информацией о положении и геометрии разломов, выделяемых геологическими методами как активные на неотектоническом этапе. Указанная совокупность исходных данных позволяет рассчитывать кулоновы напряжения на поверхности разлома, по абсолютным или относительным значениям которых можно районировать участки разломов разной степени опасности. При этом сам алгоритм реконструкции напряжений опирается на данные о хрупком разрушении в виде трещин сдвига (мех.) с направлениями смещения их бортов. По этой причине в результатах тектонофизических расчетов для нормальных напряжений учитывается роль флюидного давления. Таким образом, алгоритм тектонофизической инверсии катакластического метода позволяет получать данные об эффективных нормальных напряжениях σ^*_{nn}. Этот факт существенно отличает тектонофизический подход от геомеханического в решении проблемы учета влияния флюидов в трещинно-поровом пространстве пород.

Работы по изучению распределения опасности активных разломов по результатам тектонофизической реконструкции природных напряжений начали проводиться относительно недавно. В этом отношении они существенно уступают опыту работ по изучению закономерности изменений кулоновых напряжений на основе математического моделирования [Stein et al., 1992; Okado et al., 1992; Harris et al., 1995; и др.]. В последние несколько лет алгоритм катакластического метода и компьютерная программа, в которой он реализован, развивался в направлении уточнения результатов расчетов ориентации главных напряжений для зон со специфической морфологией разрывов (участки отсутствия второй сопряженной системы сколов – зоны простого сдвига) [Ребецкий, Маринин, 2024], а также величин напряжений [Ребецкий и др., 2024], что крайне важно для правильных оценок кулоновых напряжений на разломах. В ближайшие годы в рамках алгоритма катакластического метода предстоит исследовать возможности установления физических параметров, которые могут указывать на приближение состояния разломов к критическому – неустойчивое состояние геосреды.

Метод дистанционного зондирования земной поверхности. Современные методы исследования результатов поверхности спутникового зондирования дают возможность получать данные об изменениях рельефа поверхности с точностью до первых сантиметров и даже менее. Для этого используется спутниковые технология GNSS позиционирования и радарной интерферометрической съемки. Для последней не нужна установка специальных приемников сигналов на поверхности земли. В спутниковой радарной интерферометрии используются дополнительные отражающие элементы, когда требуется увеличить точность измерений.

В настоящее время чаще всего этот метод используют при расчетах косейсмических деформаций, возникающих в результате землетрясения или вулканизма. Для этого используют два снимка эпицентральной области до и после землетрясения или вулканической активизации. Эту технологию можно использовать и для выяснения накопления деформаций вблизи активных разломов.

Ограниченность этого подхода связана с тем фактом, что результатом расчетов является двумерный тензор деформаций, так же как это имеет место при использовании данных GNSS. Однако использование таких данных радарной интерферометрии совместно с результатами тектонофизической инверсии напряжений может позволить достроить этот тензор до трехмерного. Такая возможность, существует при применении катакластического метода инверсии напряжений, т.к. его алгоритм предусматривает параллельный расчет двух тензоров: тектонических напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций.

Все три рассмотренных выше подхода к оценке сейсмического риска следует рассматривать как детерминистические, которые позволяют выполнять мониторинг состояния активных разломов, выделяя для разных их участков разный магнитудный уровень ожидаемых сильных землетрясений.

4. О детерминированном прогнозе землетрясений по данным тектонофизической реконструкции напряжений. В геомеханике разработаны критерии, позволяющие оценить близость состояния массива горных пород к хрупкому разрушению (см. например, [Николаевский, 2010а, б, 2012]). Эти представления можно распространить и на разломы для установления момента его активизации. Согласно современным представлениям геомеханики критическое состояние на формирующейся новой трещине или на активизирующейся старой, частично залеченной трещине (участке разрыва) определяется соотношением действующих здесь касательных напряжений, сил трения и прочности сцепления бортов разрыва. В геомеханике введен параметр, определяемый как кулоново напряжение τ_C, значение которого сопоставляется с прочностью сцепления τ_f:

$$\tau_C = \tau_n + k_s\sigma^*_{nn} \le \tau_f, \quad \sigma^*_{nn} < 0\ ,\ \tau_n > 0\ . \qquad (3)$$

где $k_s = tg\varphi_s$ – коэффициент статического трения (φ_s – угол трения), (рис. 2). На основе этого критерия при численном геомеханическом моделировании поведения разлома устанавливается критическое состояние для какой-то его части и рассчитываются амплитуды смещения крыльев. Т.е. под кулоновыми напряжениями понимается разница между касательными напряжениями (τ_n), действующими на разрыве, и напряжениями сил трения, вызываемыми нормальными к разрыву напряжениями, при учете разупрочняющей роли флюидного давления в трещинах и порах (1). Здесь и далее используется правило знаков, принятое в механике сплошной среды – напряжение растяжения положительное.

Равенство в выражении (3) выполняется для трещин скалывания с максимальной суммарной прочностью, складывающейся из прочности сцепления и сил трения ($\tau_f - k_s\sigma^*_{nn}$). Отрицательные значения кулоновых напряжений (КН) соответствуют случаю, когда силы трения превышают уровень касательных напряжений на разрыве. Рост уровня КН до положительных значений характеризует приближение напряженного состояния к критическому, определяющему возможность хрупкого разрушения пород:

Таким образом, тектонофизика вслед за геомеханикой предлагает под опасными участками разломов, где могут возникать быстрые (землетрясения) или медленные смещения, понимать зоны, где уровень КН положительный и может повышаться до предела хрупкой прочности сплошного участка породы τ_f. Заметим, что такое определение опасных участков разломов отличается от предложенного в работе [Кузьмин, Жуков, 2004], в которой под опасной понимается часть активного разлома, где произошли какие-либо современные короткопериодические (первые месяцы и годы), пульсационные и/или знакопеременные деформации.

Если следовать общим представлениям геомеханики, прилагая их к результатам тектонофизической реконструкции напряжений, то протяженные участки, где будут получены высокие уровни кулоновых напряжений, являются наиболее опасными для формирования землетрясения. Однако опыт тектонофизического районирования активных разломов в зонах произошедших сильных землетрясений показал, что это не всегда так.

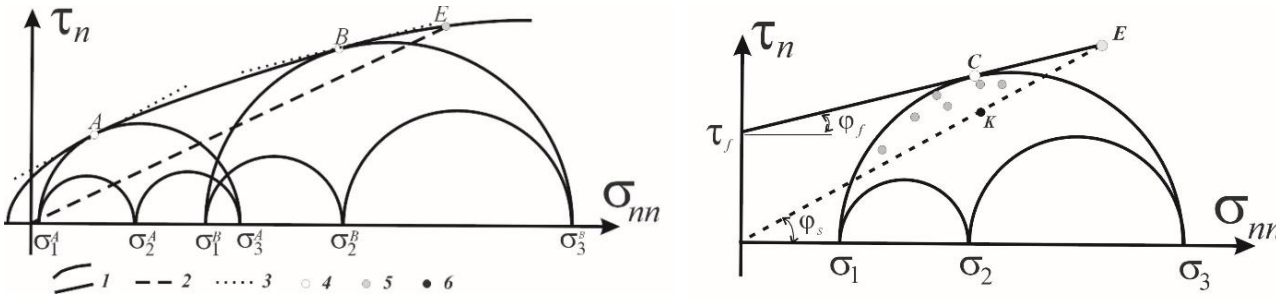
Оказалось, что в очаге Веньчуаньского землетрясения 2008 г [Ребецкий и др., 2021] участки повышенного уровня кулоновых напряжений прерывались зонами низких положительных их значений и даже малыми по протяженности участками отрицательных значений кулоновых напряжений. Результаты исследований для землетрясений, произошедших в провинции Караманмараш в Турции в 2023 году, подтвердили эти выводы. Очаг Пазарджыкского землетрясения с M=7.8 с протяженностью более 300 км не являлся однородным по напряжениям и содержал как зоны высокого уровня положительных значений кулоновых напряжений, так и участки отрицательных значений. Эти данные были получены в результате тектонофизического районирования разломов этого региона после

произошедших сильных землетрясений [Тихоцкий и др., 2023; Ребецкий, 2023]. Подобный результат косвенно подтверждают и исследования изменения интенсивности направленности сейсмического излучения [Павленко, Павленко, 2023].

Таким образом, ожидаемый максимальный магнитудный уровень прогнозируемого сейсмогенного участка разлома, получаемый из результатов анализа кулоновых напряжений, будет определяться не только областью наиболее высокого уровня кулоновых напряжений, но и всей прерывистой зоной положительных их значений. Можно предположить, что такой эффект связан не только с перестройкой напряженного состояния вблизи разлома после начала сейсмического события, но, возможно в большей степени, с процессами, происходящими во фронте активизирующегося разлома. Здесь рост локальных деформаций и микротрещинообразования может приводить к эффекту Ребиндера, создавая условия для стресс-метаморфических реакций дегидратации пород [Ребецкий, 2006]. В таком случае рождающаяся в породе дополнительная водная масса увеличивает давление флюида в трещинно-поровом пространстве разломной зоны, приводя к резкому снижению прочности (росту кулоновых напряжений). Вероятно, серьезным ограничением сейсмогенной активизации развития разломов следует считать только протяженные зоны отрицательных кулоновых напряжений.

5. Особые возможности катакластического метода. Главной отличительной особенностью катакластического метода инверсии тектонических напряжений из данных о разрывных смещениях [Ребецкий, 2003] является возможность определения не только параметров эллипсоида напряжений (ориентация осей главных напряжений и форма эллипсоида), но и величин напряжений. Алгоритм метода предусматривает четыре последовательных этапа расчета. На первом на основе сейсмологических или геологических индикаторов разрывных смещений определяется ориентация главных осей и коэффициента Лоде – Надаи двух тензоров. Это тензор напряжений и тензор приращений сейсмотектонических деформаций. Расчет параметров этих тензоров производится совместный. При этом в последней модификации программного комплекса STRESSseism используется специальный функционал, определяющий достижения максимума выделившейся энергии упругих волн. Этот функционал отличается от функционала в виде максимума диссипации упругой энергии деформаций (критерий Валлеса и Ботта [Wallace, 1951; Bott, 1959]), который в той или иной форме используется в других методах, созданных в России и за рубежом (методы, Юнги, Ж. Анжелье, А. Майкла, Дж. Гепхарда и др.). Главным результатом этих отличий является то, что в случае наличия данных только об одной из сопряженных систем сколов методы, в которых используются функционалы, связанные с критерием Валлеса и Ботта, будут давать ошибку около 15° в определении осей главных напряжений. Уменьшение этой ошибки будет происходить по мере выравнивания сколов в двух сопряженных системах.

В более ранней версии катакластического метода также использовался функционал, связанный с максимумом диссипации энергии упругих деформаций, но его влияние компенсировалось принципом формирования однородных выборок сколов (механизмов очагов землетрясений), в котором использовались определяющие неравенства метода. На их основе производилось суммирование отдельно квадрантов сжатия (P) и растяжения (T) механизмов очагов землетрясений, и в области их пересечения могли находиться соответственно оси максимального и минимального сжатия искомых главных напряжений. Подобный подход также был реализован в одном из методов Жака Анжелье [Angelier, Mechler, 1977] и О.И. Гущенко [Гущенко, Кузнецов, 1979]. В этих работах искомое положение осей наибольшего и наименьшего сжатия принималось в центрах таких «свернутых» областей. В катакластическом методе в отличие от методов Анжелье и Гущенко истинное их положение обеспечивал критерий максимума определяющего функционала. Такое сочетание неравенств и максимального принципа давало возможность более достоверно определять положение осей главных напряжений в зонах субдукции, где имеет место много близких по ориентациям механизмов очагов землетрясений.



а б

Рис. 2. Диаграмма Мора для напряженных состояний, большие круги Мора которых касаются предельной линии прочности: (а) в виде криволинейно огибающей, отвечающей реальным экспериментальным данным, (б) в виде прямой предельной линии параллельной линии минимального сухого трения.
1 – предел хрупкой прочности (криволинейная или прямая линии); 2 – минимальное сопротивление “сухого” статического трения (стационарная стадия на разломе); 3 – касательные к предельной огибающей; 4 – предельное состояние на разломе, отвечающее максимальной прочности; 5 – напряженные состояния на участках разрыва, меньшие предельного; 6 – напряженное состояние минимального сопротивления хрупкого разрушения (точка K для (б и в)). A, B, C – предельные состояния хрупкого разрушения, E – состояние, разделяющее область хрупкого (слева) и псевдопластического (справа) деформирования породы. Звездочки над нормальными напряжениями, обозначающие учет влияния флюида, здесь не ставились

На втором этапе метода производится расчет нормированных на прочность сцепления величин максимального касательного напряжения и эффективного давления (тектоническое давление минус давление флюида в трещинно-поровом пространстве пород). Для этого используется диаграмма Мора и положение о том, что напряженные состояния хрупких трещин на этой диаграмме могут попадать между линией максимальной прочности и линией минимального сопротивления сухого трения. Для пород линия максимальной прочности представляет собой выпуклую кривую (рис. 2а), уплощающуюся в области больших величин напряжений. В предыдущей версии программы STRESSseism огибающая максимальной прочности аппроксимировалась прямой, параллельной линии минимального сухого трения, т.е. коэффициент внутренней прочности k_f и статического трения k_s равны. В новой версии программы линия максимальной прочности представляет собой прямую, которая имеет угол наклона меньший, чем у прямой линии, отвечающей сопротивлению сухого трения (рис. 2б), т.е. $k_f < k_s$.

Такая замена формы диаграммы прочности была сделана из-за необходимости более правильного расчета кулоновых напряжений. Как видно из данных рис. 2а, вертикальное сечение области хрупкого разрушения, заключенное между двумя предельными линиями, приблизительно постоянно в области малых напряжений и снижается до нуля в области больших напряжений. Это означает, что уровень кулоновых напряжений, который представляет собой разницу между прочностью и сопротивлением сухого трения при одинаковых σ^*_{nn}, наибольший при низком и среднем уровне напряжений и наименьший при высоком уровне напряжений. Таким образом, новая версия программы STRESSseism не только более корректно определяет ориентацию осей главных напряжений, но более правильно определяет величины напряжений.

Оба внесенных в последние годы изменения в алгоритм катакластического метода направлены на более точный расчет кулоновых напряжений, что позволило выполнить очень важную работу по тектонофизическому районированию активных разломов Байкальской рифтовой области [Rebetsky et al., 2024].

6. Прогноз сильных землетрясений для Тянь-Шаня – научный вызов. 23.01.2024 в южной части предгорий Центрального Тянь-Шаня – адыры хребта Кокшаал-Тоо на территории Китайской Народной Республики произошло сильное землетрясение Уши (Айкол – NEIC) с M = 7.0, которое может означать начало усиления сейсмической активности всего региона. Последнее столь сильное землетрясение на Тянь-Шане – Суусамырское землетрясение с M = 7.3 произошло в 1992 г. Таким образом, на Тянь-Шане тридцать два года не было землетрясений с магнитудами более 7.0.

Предыдущий цикл из семнадцати сильных землетрясений с магнитудами M = 6.8-8.3 начался в августе 1885 году с Беловодского землетрясения (M = 6.9), эпицентр которого располагался в 46 км к западу от г. Бишкека (Пишпек – старое название). Все эти землетрясения, за исключением Суусамырского, произошли в северных и в южных предгорьях Тянь-Шаня (рис. 3). Если рассматривать Суусамырское землетрясение, располагавшееся во внутригорной Суусамрской впадине, как

определенное исключение из этого правила, то последним землетрясением в предгорьях Тянь-Шаня было Кашгарское землетрясение с M = 7.0, произошедшее в 1985 г. на территории КНР.

Таким образом, в наиболее сейсмоактивной части Тянь-Шаня – его предгорьях – с землетрясением Уши закончился период затишья на сильные землетрясения, продолжавшийся почти 40 лет. При этом предыдущий цикл сейсмической активности на сильные землетрясения в предгорьях Тянь-Шаня длился около 100 лет, и здесь в среднем происходило сильное землетрясение с магнитудой около 7.0 и более раз в 5-6 лет.

Здесь важно отметить следующий момент. Беловодское землетрясение с M = 6.9 по каталогу [Новый…, 1980] в эпицентральной области имело сейсмические проявления в 9-10 балов по шкале MSK-64. Согласно [Landgraf et al., 2016] поверхностный разлом имел протяженность около 20 км между реками Сокулук и Аксу, параллельную горному фронту, и ширину от 0.2 до 2.1 м. Землетрясение ощущалось на большой территории. Оно также вызвало камнепады и оползни, некоторые из которых временно перекрыли реки Сокулук и Аксу. В результате землетрясения были полностью разрушены населенные пункты Беловодское, Кара-Балта и Сокулук. 54 человека погибли в результате землетрясения. В работе [Krüger et al., 2018] были пересмотрены магнитуды крупных землетрясений Центральной Азии. Для Беловодского землетрясения была установлена магнитуда M = 7.6.

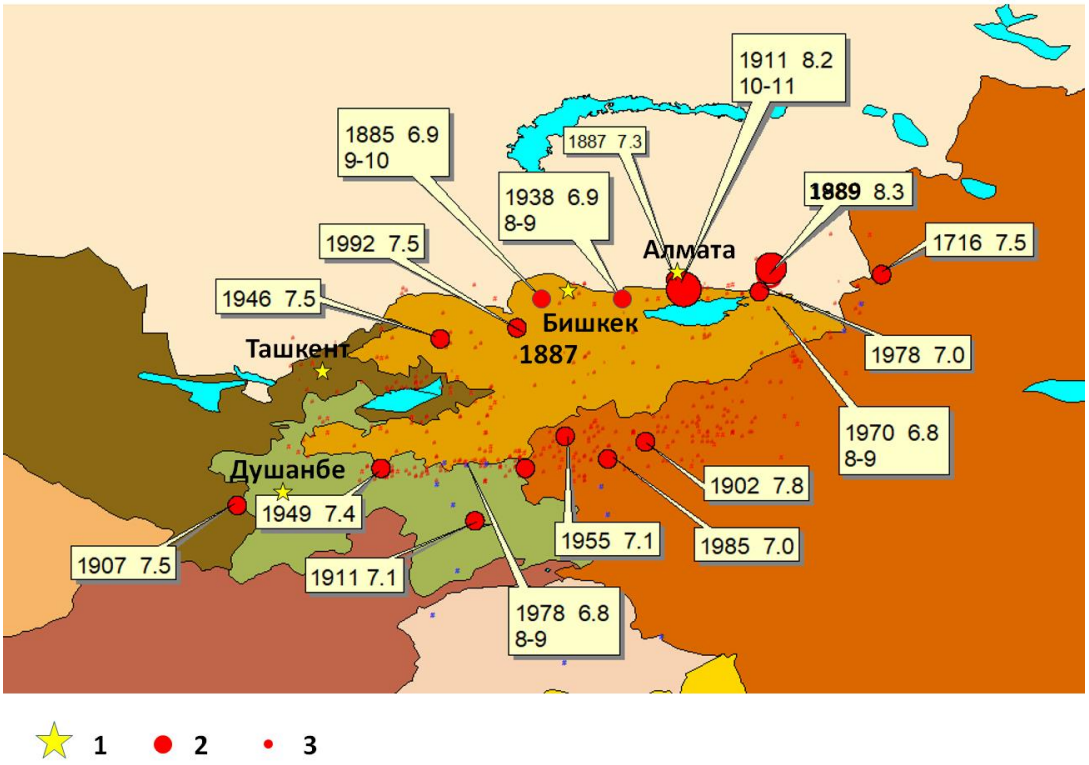


Рис. 3. Расположение эпицентров сильнейших землетрясения Тянь-Шаня с конца 19 века (в стикерах указывается год, магнитуда и интенсивность сейсмических проявлений в балах по шкале MSK-64).
1 – столицы независимых государств Средней Азии, 2 – эпицентры сильных землетрясений с магнитудами около 7.0 и более, 3 – эпицентры землетрясений с M < 7.0. Карта построена с использованием данных З.А. Кальметьевой [Атлас, 2009]

Эпицентр Беловодского землетрясения располагался в 54 км от современной столицы Кыргызстана г. Бишкека. Этот населенный пункт в Российской Империи был основан в 1825 г. и в момент землетрясения уже имел статус города. Известно, что в 1876 г. в Пишпеке проживало 58 семейств – 182 человека, а в 1897 г. численность города составляла уже 6615 человек. Низкая плотность населения и малая этажность строений позволила обойтись без жертв и серьезных разрушений жилых зданий Выполненные в работе [Атлас…, 2009] исследования показали, что в его пределах можно было ожидать сейсмические проявления от 7 до 8 балов. Согласно шкале MSK-64 здесь были возможны сильные повреждения зданий. При этом землетрясении были полностью разрушены Беловодское, Кара-Балта и Сокулук, отмечались трещины в земле шириной до 2 м, обвалы, осыпи, оползни. На следующий день был толчок почти такой же силы.

Эпицентр Верненского землетрясения (9 июня 1887 г.) с M = 7.3 располагался в 18 км от современной Алматы. Форшок интенсивностью 5 баллов, спустя 5 мин подземный гул и сильные толчки, г. Верный был полностью разрушен. Многочисленные трещины оползни и поверхностные сдвиги, около 400 повторных толчков в течение года. Погибло 330-360 человек при численности населения около 30 тыс. человек.

В районе произошедшего землетрясения Уши значимых разрушения и жертв не было, т.к. этот район не имеет крупный городов и промышленных объектов. В то же время в Алмате и Бишкеке, имеющих здания высокой этажности и находящихся на расстоянии около 200 км от эпицентра Ушинского землетрясения, сейсмические проявления отвечали 5-6 баллам. Поскольку эпицентры очагов Верненского 1887 г. (M = 7.3) и Беловодского 1885 г. (M = 7.6) землетрясений были расположены на расстояниях соответственно 18 км и 54 км от центров современных столиц Алматы и Бишкека, то у населения и правительств этих стран возникли определенные опасения о последствиях возможных сильных землетрясений.

Сделанный в этом разделе вывод о том, что в ближайшие 5-10 лет в регионе Тянь-Шаня, в его южных и северных предгорьях возможно возникновение нескольких сильных землетрясений с магнитудами более 7.0, ставит перед сейсмологами, геофизиками и геологами, занимающимися проблемой оценки сейсмической опасности, задачу выделения зон подготовки таких землетрясений. При этом речь идет ~~не~~ о сейсмическом районировании территорий на основе данных о ранее произошедших землетрясениях, в рамках которого мы можем оценить наибольшие сейсмические воздействия в баллах на ближайшие 5-10 тысяч лет. Необходимо сказать, где в ближайшие 5-10 лет может произойти следующее сильное землетрясение с магнитудой 7.0 и более.

Сложность решения такой задачи состоит не только в объединении усилий ученых стран Средней Азии, т.к. закономерности сейсмической активизации не имеют границ, но и в необходимости фактически перейти от вероятностного долгосрочного прогноза к детерминированному среднесрочному.

7. Задачи и ресурсы намеченных исследований на Тянь-Шане. Решение задачи прогноза расположения зон подготовки сильных землетрясений предусматривает три последовательные стадии; долгосрочную, среднесрочную и краткосрочную. В рамках проблем, рассмотренных в этой работе, представим здесь детали работ в рамках первой стадии прогноза. При этом фактически речь будет идти о долгосрочном прогнозе мест будущих сильных региональных землетрясений (СРЗ). В рамках этой стадии необходимо выполнить следующие мероприятия:

1) Создание единого регионального каталога землетрясений и каталога механизмов очагов землетрясений (МОЗ) Тянь-Шаня.
2) Тектонофизическая реконструкция коровых напряжений Тянь-Шаня в разных масштабах усреднения.
3) Тектонофизическое районирование опасных участков активных разломов по уровню кулоновых напряжений (КН) с выделением опасных участков разломов – прогнозные СРЗ.
4) Уточнение региональной базы данных ранее произошедших СРЗ на основе данных палеосейсмологии, историко-архивных исследований и инструментальных наблюдений.
5) Создание базы данных градиентов вертикальных и горизонтальных движений (неотектоника и современные по данным GNSS) с выделением участков их максимумов и отвечающих им разломных структур.
6) Создание электронной базы активных региональных разломов с данными о направлениях и углах их погружения с использованием МОЗ и данных геофизических профилей (если таковые имеются).
7) Уточнение в полевых тектонофизических наблюдениях данных о направлениях и углах погружения (для глубин до 5 км) разломов для зон СРЗ и участков больших градиентов вертикальных и горизонтальных движений с использованием георадарных технологий.
8) Проведение полевых сейсмотектонических исследований в зонах разломов, выделенных как потенциально опасные для возникновения СРЗ.

Сформулированные подзадачи первой стадии прогноза СРЗ базируются прежде всего на результатах тектонофизической реконструкции региональных напряжений, которая будет выполняться в нескольких масштабах усреднения. Опыт тектонофизических реконструкций показывает, что оптимальным диапазоном магнитуд МОЗ является 2.5-3.0 единицы магнитуды. Поскольку на Тянь-Шане имеется несколько национальных сейсмических сетей со средними дистанциями между сейсмическими станциями 10-50 км, то создаваемый объединенный каталог МОЗ для Тянь-Шаня может включать землетрясения в диапазоне магнитуд от 1.5 до 7.0. В этом случае

имеется возможность выполнить тектонофизическую реконструкцию напряжений в масштабе усреднения 30-50 км (M = 3.0-6.0) и 5-15 км (M = 1.5-3.0). Полученные данные о напряжениях будут являться основой для оценки эффективных нормальных и касательных напряжений на региональных разломах, по котором далее и будет проводиться расчет КН. Эти расчеты должны предваряться оценкой углов погружения региональных разломов из структурно-геологических полевых данных, из данных о МОЗ, расположенных вблизи разломов [Ребецкий, 2023].

Необходимо отметить, что независимо от результатов районирования региональных разломов по уровню КН те участки разломов, на которых ранее произошли СРЗ или где имеют место большие градиенты вертикальных и горизонтальных движений поверхности, должны быть включены зоны специальных полевых тектонофизических и сейсмотектонических обследований. Полученные в результате этих обследований уточненные данные об углах погружения разломов в верхней части коры будут служить основой для пересчета КН для разных глубинных уровней с разными углами погружения разломов (например, глубина – 0.0, 5.0, 10.0, 15.0 км).

После выполнения всех пунктов первой стадии работ будет получена карта районирования региональных разломов с выделенными участками, где по данным о КН будет прогнозироваться возможность возникновения СРЗ с магнитудой 7.0 и более. Примером такой карты можно представить результаты тектонофизического районирования опасных разломов Байкальской рифтовой системы, представленной в работе [Rebetsky et al., 2024]. Следует отметить, что места ранее произошедших СРЗ должны быть также включены в зоны разломов, за которыми в дальнейших исследованиях должно вестись наблюдение.

Представленный перечень решаемых подзадач в рамках детерминированного прогноза прежде всего опирается на три основных научных результата: 1) Сейсмологические базы данных, созданные в независимых Республиках Средней Азии, территория которых включает Тянь-Шань; 2) Метод катакластического анализа сейсмологических индикаторов разрывных деформаций; 3) Базу данных Активных разломов Евразии, размещенной на сервере ГИН РАН [Трифонов и др., 2002; Бачманов и др., 2017; Zelenin et al., 2020]. Специально надо отметить, что без многолетних работ ученых и инженеров сейсмических центров Казахстана, Кыргызстана, Узбекистана проведение намеченных исследований было бы невозможно. В настоящее время на территории этих республик существует несколько региональных (территория республики) и локальных сейсмических сетей: Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция Министерства образования и науки Республики Казахстан (СОМЭ МОН РК); Локальная сейсмическая сеть Института геофизических исследований Национального ядерного центра РК (ИГИ НЯЦ РК); Опытно–методическая сейсмологическая экспедиция Национальной Академии Наук Кыргызской Республики (ОМСЭ НАН КР), Сеть сейсмического мониторинга Института сейсмологии НАН КР (KRNET); Локальная сейсмическая сеть, созданная на базе Научного Центра РАН в г. Бешкеке (KNET).

Наиболее обширный и детальный (диапазон магнитуд) каталог механизмов очагов землетрясений (МОЗ) создан для алматинского полигона по данным СОМЭ МОН РК. Он насчитывает более 17 000 событий в магнитудном диапазоне M > 1.7 (K > 5.5) для периода времени 1969-2018 гг. Для сопоставления отмечу, что каталог МОЗ Узбекистана насчитывает немногим более 1000 событий в магнитудном диапазоне M > 4.5 на периоде времени с 1955 г. по 2017 г. Каталог МОЗ локальной сейсмической сети KNET насчитывает более 1 600 событий с M > 2.5 за период с 1994 по 2020 г.

С сейсмологами перечисленных научных центров и главных сейсмологических институтов стран Средней Азии лаборатория тектонофизики ИФЗ РАН давно установила хорошие научные связи. Сотрудники этих центров прошли обучение, и им была предоставлена программа STRESSseism, которую они в настоящее время успешно применяют в своих исследованиях современного напряженного состояния сейсмоактивных областей. Так, с лабораторией «Сейсмической опасности и зонирования» Института сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН Узбекской Республики, были выполнены совместные исследования напряженного состояния земной коры узбекской части Тянь-Шяня [Ребецкий, Ибрагимова, Ибрагимов, Мирзаев, 2020; Ибраимова и др., 2021; Артиков и др., 2021]. Этой лабораторией долгие годы руководил д.физ.-мат.н. Т.У. Артиков, внесший большой вклад в изучение напряженного состояния территории узбекского Тянь-Шаня. С ведущими сейсмологами этой лаборатории Р.С. Ибрагимовым, Т.Л. Ибрагимовой и новым руководителем этой лаборатории М.А. Мирзаевым намечены работы по районированию активных разломов узбекского Тянь-Шаня по интенсивности кулоновых напряжений. Эти работы всецело поддерживает новый директор Института сейсмологии д. физ.-мат. н. Вахитхан Алиханович Исмаилов, с которым уже обсуждались детали намеченной программы исследований. В настоящее время идет пополнение каталога МОЗ для проведения в конце этого года новой реконструкции напряжений на основе последней версии

программы STRESSseism. После анализа и обсуждения полученных результатов, их сравнения с результатами предыдущей реконструкции напряжений и опубликования можно будет планировать следующий этап работ – районирование активных разломов Западного Тянь-Шаня.

Уже более 15 лет мы сотрудничаем с Научной станцией РАН в г. Бишкеке. Именно для северной части Центрального Тянь-Шаня по данным сети KNET совместно с ведущими учеными НС РАН к.физ.-мат.н. Н.А. Сычевой и С.И. Кузиковым были выполнены первые тектонофизические работы по районированию активных разломов по уровню кулоновых напряжений [Ребецкий и др., 2016; Ребецкий, Кузиков, 2016]. Здесь из данных о напряженном состоянии коры вдоль северного склона Кыргызского хребта между Аламединским ущельем и долиной Ала-Арча был выделен безымянный разлом (дано название «Верховой»), который был определен как опасный с возможной магнитудой землетрясения около 7.0 [Ребецкий, 2020а, б]. Для обследования этого разлома было организовано несколько полевых тектонофизических экспедиций, которые позволили выявить его активность, проявляющуюся в формировании новых каменных осыпей. Эти работы не могли бы осуществиться без помощи руководства НС РАН д. физ.-мат. н. Анатолия Кузьмича Рыбина.

В начале этого года была достигнута договоренность о совместных работах по изучению напряженного состояния сейсмоактивных районов на всей территории Кыргызстана с лабораторией «Сейсмологической методы прогноза» Института сейсмологии НАН Кыргызской Республики. Этой лабораторией руководит д. физ.-мат. н. А.М. Муралиев, который много лет работал над пополнением каталога землетрясений, произошедших на территории КР, а также создавал каталог МОЗ этого региона Тянь-Шаня. Каталог МОЗ насчитывает более 6 000 землетрясений с магнитудами $M > 3.5$ Директор Института сейсмологии НАН КР, президент НАН КР академик Канатбек Ермекович Абдрахматов поддержал намеченные исследования. Мы планируем до конца года выполнить анализ объединенного каталога МОЗ двух сейсмических сетей KNET KRNET и в начале следующего года приступить к реконструкции напряженного состояния для Центрального Тянь-Шаня.

Очень перспективным является сотрудничество с Институтом сейсмологии АН Республики Казахстан и СОМЭ МОН РК, создавшим наиболее представительный каталог МОЗ для Алматинского прогностического полигона. С сотрудниками ИС АН РК О.М. Белослюдцевым, Г.Я. Хачикян, А.В. Виляевым, А.Т. Донабаевой выполнены первые реконструкции напряженного состояния для Алматинского полигона в разных магнитудных диапазонах МОЗ. В настоящее время производится анализ полученных результатов, их обсуждение на научных конференциях, готовятся к публикации в рецензируемые журналы. Полученные в этих исследованиях данные дают возможность изучать напряжения для Северного Тянь-Шаня.

Литература

1. *Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А., Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние земной коры, сейсмичность и перспективы долгосрочного прогноза сильных землетрясений на территории Узбекистана // Геология и геофизика. 2021. С. 76–84.
2. *Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т.8. №4. С. 711–736.
3. *Гамбурцев Г.А.* Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР. 1955. Т.1. №7.
4. *Гамбурцев Г.А.* Избранные труды. – М.: АН СССР. 1960. 461 с.
5. *Гамбурцев Г.А.* Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений // Избранные труды. – М.: Изд-во АН ССС. 1960. С. 427–435.
6. *Гзовский М.В.* Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа // В сб. «Современные движения земной коры». – М.: Изд-во АН СССР. 1963. №1. №149.
7. *Гзовский М.В.* Механизм формирования крупных тектонических разрывов // Разведка и охрана недр. 1956. №7. №1. С. 1–14.
8. *Гзовский М.В.* Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности (I и II) // Изв. АН СССР, серия геофиз. 1957. №2. С. 141–160, №3. С. 273–283.
9. *Гольдин С.В.* Дилатансия, переупаковка и землетрясения. Физика Земли. 2004. Т.40 (10). С. 37–54.
10. *Гольдин С.В*. Макро- и мезоструктуры очаговой области землетрясения // Мезомеханика. 2005. Т.8 (1). С. 1–15.

11. *Гущенко О.И., Кузнецов В.А.* Определение ориентаций и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений // Поля напряжений в литосфере. – М.: Наука. 1979. С. 60–66.
12. *Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений. Основы, методика, реализация. – М.: Наука. 2006. 242 с.
13. *Ибрагимова Т.Л., Ибрагимов Р.С., Мирзаев М.А., Ребецкий Ю.Л.* Современное напряженное состояние земной коры территории Узбекистана по данным сборного каталога механизмов очагов землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2021.Т.12. №3. С. 435–454.
14. Кальметьева З.А., Миколайчук А.В., Молдобеков Б.Д., Мелешко А.В., Жантаев М.М. Зубович А.В. Атлас Землетрясений Кыргызстана. – Бишкек. ЦАИИЗ. 2009. 73 с.
15. *Кочарян Г.Г., Батухтин И.В.* Лабораторные исследования процесса скольжения по разлому как физическая основа нового подхода к краткосрочному прогнозу землетрясений // Геодинамика и тектонофизика . 2018. Т.9 (3). С. 671–692.
16. *Кочарян Г.Г., Новиков В*.А. Экспериментальное исследование различных режимов скольжения блоков по границе раздела. Часть 1. Лабораторные эксперименты // Физ. мезомех. 2015. Т.18 (4). С. 94–104.
17. *Кузьмин Ю.О., Жуков В.С.* Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. – М.: Изд-во МГГУ. 2004. 262 с.
18. *Николаевский В.Н.* Собрание трудов. геомеханика. Том 1. Разрушение и дилатансия. Нефть и газ. – М.: Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Ин-т компьютерных исследований. 2010. 640 с.
19. *Николаевский В.Н.* Собрание трудов. Геомеханика. Том 2. Земная кора. Нелинейная сейсмика. Вихри и ураганы. – М.: Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Ин-т компьютерных исследований. 2010. 560 с.
20. *Николаевский В.Н.* Собрание трудов. Геомеханика. Том 3. Землетрясения и эволюция коры. Скважины и деформации пласта. Газоконденсат. – М.: Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Ин-т компьютерных исследований. 2012. 644 с.
21. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времён до 1975 г. / под редакцией Н.В. Кондорской и Н.В. Шебалина. 1980.
22. *Остапчук А.А* Режимы межблокового скольжения: условия формирования и трансформации / Дисс. на соиск. уч. ст. к.физ.–мат. н. – М.: ИДГ РАН. 2016.
23. *Павленко О.В., Павленко В.А.* Эффекты направленности излучения крупных очагов на примере катастрофических землетрясений в Турции 6 февраля 2023 г. // Физика Земли. 2023. №6. С. 103–121.
24. *Ребецкий Ю.Л.* Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании / Флюид и Геодинамика. – М.: Наука. 2006. С. 120–146.
25. *Ребецкий Ю.Л.* Закономерности разномасштабного разрывообразования в коре и тектонофизические признаки метастабильности разломов // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т.9 (3). С. 629–652.
26. Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин // Дис. док. физ.мат. наук. – М.: Изд. ОИФЗ. 2003. 455 с.
27. *Ребецкий Ю.Л.* Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал. 2007. Т.29 (6). С. 96–115.
28. *Ребецкий Ю.Л.* Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // Геофизический журнал. 2007. Т.29 (4). С. 92–110 .
29. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007. Т.10 (1). С. 25–37.
30. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонофизическое районирование сейсмогенных разломов Восточной Анатолии и Караманмарашские землетрясения 06.02.2023 г // Физика Земли. 2023. №6. С. 37–65.
31. *Ребецкий Ю.Л., Guo Y., Wang K., Алексеев Р.С., Маринин А.В.* Напряженное состояние земной коры и сейсмотектоника Западного Сычуаня, Китай // Геотектоника. 2021. №6. С. 75–97.
32. *Ребецкий Ю.Л., Ибрагимова Т.Л., Ибрагимов Р.С., Мирзаев М.А.*· Напряженное состояние сейсмогенных областей Узбекистана // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т.47. No.3. С. 28–52.

33. *Ребецкий Ю.Л., Кузико С.И.* Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т.57. №6. С. 1225–1250.
34. *Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.* Комплексирование методов Ребецкого и Расцветаева для реконструкции палеонапряжений по совокупностям разрывных структур разного генезиса // «LV (55) Тектоническое совещание. тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2024» Москва, 30 января – 3 февраля 2024 г. – Москва. 2024.
35. *Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.* Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционнной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 // Геология геофизика. 2006. Т.47 (11). С. 106–110.
36. *Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Кузиков С.И., Сычева Н.А., Сычев В.Н.* Тектонофизические исследования активности разлома «Верховой» на северном склоне Киргизского хребта // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т.11. Вып.4. С. 770–784.
37. *Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Кузиков С.И., Сычева Н.А., Сычев В.Н.* Об активности разлома «Верховой» на северном склоне Киргизского хребта по результатам тектонофизической инверсии напряжений // Известия Национальной Академии наук Кыргызской Республики. 2020б. №3. С. 105–113.
38. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. – М.: ГЕОС. 2017. 234 с.
39. *Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А.* Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской горной области: реконструкция на основе модифицированных алгоритмов катакластического метода // Геосистемы переходных зон. 2024. Т.8(4). С. 261–276.
40. *Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В.* Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети KNET // Геология и геофизика. 2016. Т.57. №3. С. 496–520.
41. *Ребецкий Ю.Л.*Доклады РАН. 2005. Т.400 (3). С. 372.
42. *Сидорин А.Я.* Предвестники землетрясений. – М.: Наука. 1992. 190 с.
43. *Смирнов В.Б., Петрушов А.А., Михайлов В.О.* Об RTL-аномалии сейсмического режима перед землетрясением в Турции 06.02.2023 г. // Физика Земли. 2023. №6. С. 122–132.
44. *Соболев Г А, Любушин А.А.* Микросейсмические аномалии перед землетрясением 26 декабря 2004 года на Суматре // Физика Земли. 2007. Т.5. С. 3–16.
45. *Тихоцкий С.А., Татевосян Р.Э., Ребецкий Ю.Л., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С.* Караманмарашские землетрясения 2023 г. в Турции: сейсмическое движение по сопряженным разломам // Доклады РАН.2023. Т.511. №2. С. 228–235.
46. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. – М.: Геос. 2002. 224 с.
47. *Федотов С.А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе / В кн.: Сейсмическое районирование СССР. – М.: Наука. 1968. С. 121–150.
48. *Федотов С.А., Соломатин А.В. , Чернышев С.Д.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги 2004-2008 гг. и ретроспективный прогноз Хоккайдского землетрясения 25 сентября 2003 г., M = 8.1 // Вулканология и сейсмология. 2004. Т.5. С. 3–32.
49. *Федотов С.А., Соломатин А.В.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IV 2016 - III 2021 гг., его развитие и применение; особенности сейсмичности Курило-Камчатской дуги до и после глубокого Охотоморского землетрясения 24.V.2013 г., M=8.3 // Вулканология и сейсмология. 2017. Т.3. С. 3–17.
50. *Abercrombie R.E., Rice J.R.* Can observations of earthquake scaling constrain slip weakening? Geophys. J. Int. 162. P. 406–424.
51. *Aki K.J.* Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Predictio // Geophys. Res. 1984. V.89. B7. P. 5867–5872.
52. *Angelier J., Mechler P.* Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits // Bul. Soc. Geol. France. 1977. V.XIX. No.6. P. 1309–1318.
53. *Bakun W.H., Aagaard B., Dost B.*, et al. Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 Parkfield earthquake // Nature. 2005. V.437. P. 969–974.
54. *Bott M.H.P.* The mechanics of oblique slip faulting // Geol. Mag. 1959. No.96. P. 109–117.

55. *Brune J.N.J.* Implications of earthquake triggering and rupture propagation for earthquake prediction based on premonitory phenomena // Geophys. Res. 1970. V.75 (26). P. 4997–5009.
56. *Chen J., Zilio L.D., Zhang H., Yang G., Shi Y., Liu C.* Decoding stress patterns of the 2023 Turkey-Syria earthquake doublet // Research Square. 2023. Preprint.
57. *Cicerone R.D., Ebel J.E., Britton J.*A. systematic compilation of earthquake precursors // Tectonophysics. 2009. V.476 (3). P. 371–396.
58. *Corbi F., Funiciello F., Brizzi S., Lallemand S., Rosenau M.* Control of asperities size and spacing on seismic behavior of subduction megathrusts // Res. Let. 2017.
59. *Das S., Aki K.J.* Fault planes with barriers; A versatile earthquake model // Geophys. Res. 1977. V.82. P. 5658–5670.
60. *Ferrill D.A., Morris A.P.* Erratum to: "Dilational normal faults" // Journal of Structural Geology. 2003. V.25 (5). 827 p.
61. *Frankel A.* Comment on ''Why earthquake hazard maps often fail and what to do about it" // Tectonophysics. 2013. V.592. P. 200–206.
62. *Ganas A., Sokos E., Agalos A., Leontakianakos G., Pavlides S.* Coulomb stress triggering of earthquakes along the Atalanti Fault, central Greece: Two April 1894 M6+ events and stress change patterns // Tectonophysics. 2006.
63. *Geller R.J.* Earthquake prediction: a critical review // Geophys. J. Int. 1997. V.131. P. 425–450.
64. *Geller R.J., Jackson D.D., Kagan Y.Y., Mulargia F.* Earthquakes cannot be predicted // Science. 1997. V.275. P. 1616–1617.
65. *Geller R.J., Jackson D.D., Kagan Y.Y., Mulargia F.* Response – Cannot earthquakes be predicted? Science. 1997. V.278. P. 488–490.
66. *Geller R.J., Mulargia F., Stark P.B.* Subduction Dynamics: From Mantle Flow to Mega Disasters, Geophysical Monograph / Morra, G. et al. Eds. American Geophysical Union, Washington DC USA. 2015. V.211. P. 183–191.
67. *Gilbert G.K.* A theory of the earthquakes of the Great Basin, with a practical application // American Journal of Science. 1884. s.3-27 (157). P. 49–53.
68. *Harris R.A., Simpson R.W., Reseanberg P.A.* Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California. // Nature. 1995. V.375. P. 221–224.
69. *Jackson D.D., Kagan Y.Y.* Characteristic earthquakes and seismic gaps / Encyclopedia of Solid Earth Geophysics, Gupta, H. K. (Ed.). – Springer. 2011.
70. *Jordan T.H.* Earthquake predictability, brick by brick // Seismol. Res. Lett. 2006. V.77 (1). P. 3–6.
71. *Kagan Y.Y.* Are earthquakes predictable // Geophys J. 1997. V.131. P. 505–525.
72. *Kagan Y.Y.* Statistical aspects of Parkfield earthquake sequence and Parkfield prediction experiment // Tectonophysics. 1997. V.270. P. 207–219.
73. *Kagan Y.Y., Jackson D.D.* Seismic gap hypothesis: Ten years after // J. Geophys. Res. 1991. V.96. P. 21419–21431.
74. *Kagan Y.Y., Jackson D.D.* Tohoku earthquake: a surprise? // Bull. Seismol. Soc. Am. 2013. V.103. P. 1181–1194.
75. *Kagan Y.Y., Jackson D.D., Geller R.J.* Characteristic earthquake model // Seismol. Res. Lett. 2012. V.83. P. 951–953.
76. *Kanamori H., Stewart G.S.J.* Seismological spectsof the Guatemala earthquake of February 4, 1976 // Geophys. Res. 1978. V.83. P. 3427–3434.
77. *King G.C.P., Stein R.S., Lin J.* Static stress changes and the triggering of earthquakes // Revised for Bull. Seismol. Soc. Am. 1994. V.84. No.3. P. 935–953.
78. *Kivinen A., Varis K.* Jännitystilamittaukset hydraulisen murtuman menetelmällä Pyhäjoella 2009, Raportti 223/2934 III/09/AK,KV, Suomen Malmi Oy, Espoo, 8 p.
79. *Kossobokov V.G., Keilis-Borok V.G.* Localization of intermediate-term earthquake prediction // J. Gephys. Res. 1990. V.95 (12). P. 763–772.
80. *Krüger F., Kulikova G., Landgraf A.* Magnitudes for the historical 1885 (Belovodskoe), the 1887 (Verny) and the 1889 (Chilik) earthquakes in Central Asia determined from magnetogram recordings // Geophysical Journal International. 2018. V.215. No.3. P. 1824–1840.
81. Landgraf A., Dzhumabaeva A., Abdrakhmatov K.E., Strecker M., Macaulay E.A., Arrowsmith J.R., Sudhaus H., Preusser F., Rugel G., Merchel S. The northern Tien Shan of Kyrgyzstan and Kazakhstan has been affected by a series of major earthquakes in the late 19th and early 20th centuries // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2016. V. 121. No.5. P. 3888–3910.

82. *Langbein J., Borchrdt R., Dreger D.* et al. Preliminary report on the 28 September 2004 M 6.0 Parkfield, Calofornia earthquake // Seism. Res. Lett. 2005. V.76 (1). P. 10–26.
83. *Lay T., Kanamori H.* An asperity model of great earthquake sequences. In Earthquake Prediction--An International Review / Maurice Ewin Ser., ed. D W Simpson, P G Richards 4 579. – Washington DC: Am. Geophys. Union. 1981.
84. *Lay T., Kanamori H.* Earthquake doublets in the Solomon Islands // Phys. Earth Planet. Int. 1980. V.21. P. 283–304.
85. *Ma J., Guo Y.-S.* Accelerated synergism prior to fault in stability: Evidence from laboratory experiments and an earthquake case (in Chinese). Seismology and Geology. 2014. V.36 (3). P. 548–562.
86. *Ma J., Sherman S.I., Guo Y.-S.* Identification of meta-instable stress state based on experimental study of evolution of the temperature field during stick-slip instability on a 5° bending fault // Science China Earth Sciences. 2012. V.55 (6). P. 869–881.
87. *Mallman E.P., Zoback M.D.* Assessing elastic Coulomb stress transfermodels using seismicity rates in southern California and southwestern Japan // Journal of Geophysical Research Solid Earth. 2007. V.112 (B3).
88. *Mogi K.* Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous material and its relation to earthquake phenomena // Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo. 1962. V.40. P. 125–173.
89. *Morris A., Ferrill D.A., Henderson D.B.* Slip tendency analysis and fault reactivation // Geology 1996. V.24. No.3. P. 275–278.
90. *Mulargia F.* Why the next large earthquake is likely to be a big surprise // Bull. Seismol. Soc. Am. 2013. V.103. P. 2946–2952.
91. *Mulargia F., Bizzarri A.J.* Fluid pressure waves trigger earthquakes // Int. 2015. V.200. P. 1279–1283.
92. *Nishenko S.P., Sykes L.R.J.* Comment on ‘‘Seismic gap hypothesis: ten years after” by Y.Y. Kagan and D.D. Jackson // Geophys. Res. 1993. V.98. P. 9909–9916.
93. *Okada Y.* Internal deformation due to shear and tensile faults in a halfspace // Bulletin of the Seismological Society of America. 1992. V.82. P. 1018–1040.
94. *Pang Y.* Stress evolution on major faults in Tien Shan and implications for seismic hazard // Journal of Geodynamics. 2022. No.2. P. 153–154.
95. *Rebetsky Yu.L., Dobrynina A.A., Sankov V.A.* Tectonophysical Zoning of Active Faults of the Baikal Rift System // Geodynamics & Tectonophysics. 2024. V.15. No.4. P. 0775.
96. *Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E.* Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bull. Soc. Geol. Fr. 2013. V.184 (4-5). P. 335–346.
97. *Reid H.F.* Rep. of the state investigation commiss / Carnegie Inst. of Washington. 1910.
98. *Reid H.F.* The elastic-rebound theory of earthquakes // Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci. 1911. V.6. P. 413–444.
99. *Sieh K.E.J.* Prehistoric large earthquakes produsedby slip on the San Sndreas fault at Pallett Creek, California // Geophys. Res. 1978. V.83 (B8). P. 3907–3939.
100. *Sobolev G.A.* Seismicity dynamics and earthquake predictability // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. V.11. P. 1–14.
101. *Stein R.S., King G.C.P., Lin J.* Change in failure stress on the southern 636 San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude= 7.4 Landers earthquake // Science. 1992. V.258. No.5086. P. 1328–1332.
102. *Sunbul F.* Time-dependent stress increase along the major faults in eastern Turkey // Journal of Geodynamics. 2019. V. 126. P. 23–31.
103. *Wallace R.E.* Geometry of shearing stress and relation to faulting // J. Geol. 1951. No.59. P. 118–130.
104. *Zelenin E.A, Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I.* The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. V.14. P. 4489–4503.

К ТЕКТОНИКЕ, МАГМАТИЗМУ И УГЛЕВОДОРОДАМ (УВ) ЮЖНОГО КАСПИЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРУКТУР

А.Е. Романько[1], Н.А. Имамвердиев[2], М. Хейдари[3], А.В. Полещук[1], А.Т. Савичев[1], М.М. Малых[1], И.В. Викентьев[4]

[1] – ГИН РАН, г. Москва, Россия; e-mail: a-romanko@ya.ru
[2] – Бакинский Государственный Университет (БГУ), г. Баку, Азербайджан
[3] – Университет Исфахана, г. Исфахан, Иран
[4] – ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия

Представляются авторские и литературные материалы по Южному Каспию и сопредельным структурам Ближнего Востока. Анализируются результаты совместного анализа тектоники, магматизма, металлогении и углеводородов (УВ: нефть – газ) – в основном альпийское время (рис. 1, рис. 2) [Гзовский, 1975; Rebetskiy, Marinin, 2005; Trifonov et al., 2021; Chen et al., 2024; и др.].

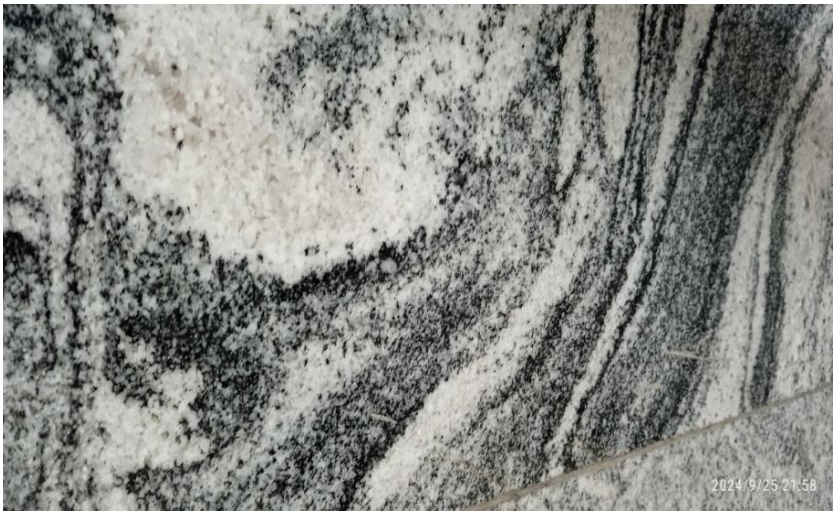


Рис. 1. Имитация геологической карты в природном образце гнейса.
Справа налево (с востока на запад): 1 – Западный Памир, 2 – Афганская или Гильмендская впадина, Афганистан, 3 – Восточно-Иранская зона или сутура Сейстана, 4 – фрагмент массива Лут, Иран. Свидетельство в пользу единого поля напряжения региона.

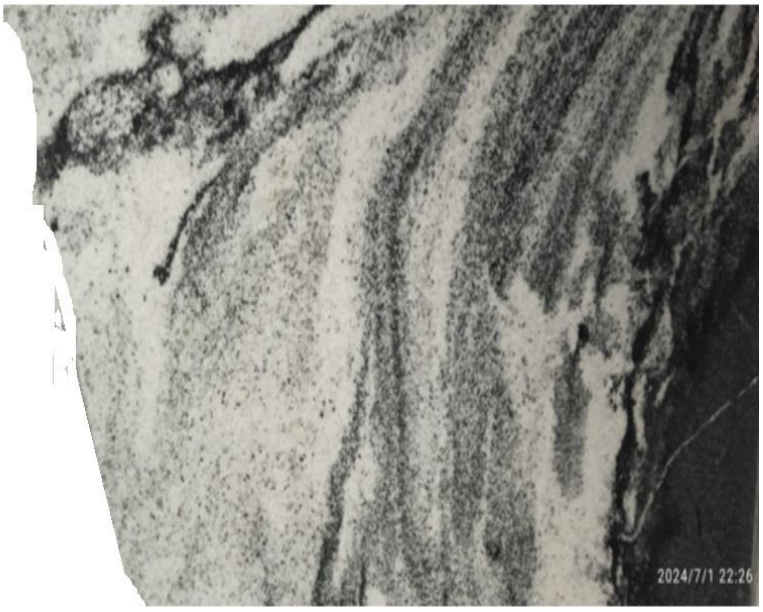


Рис. 2. Имитация геологической карты в природном образце гнейса.
Справа налево (с востока на запад): 1 – Западный Памир, 2 – Таджикско-Аффганская впадина, 3 – Гиссар, Ю. Тянь-Шань (слева вверху). Также пример в пользу единого поля напряжения региона.

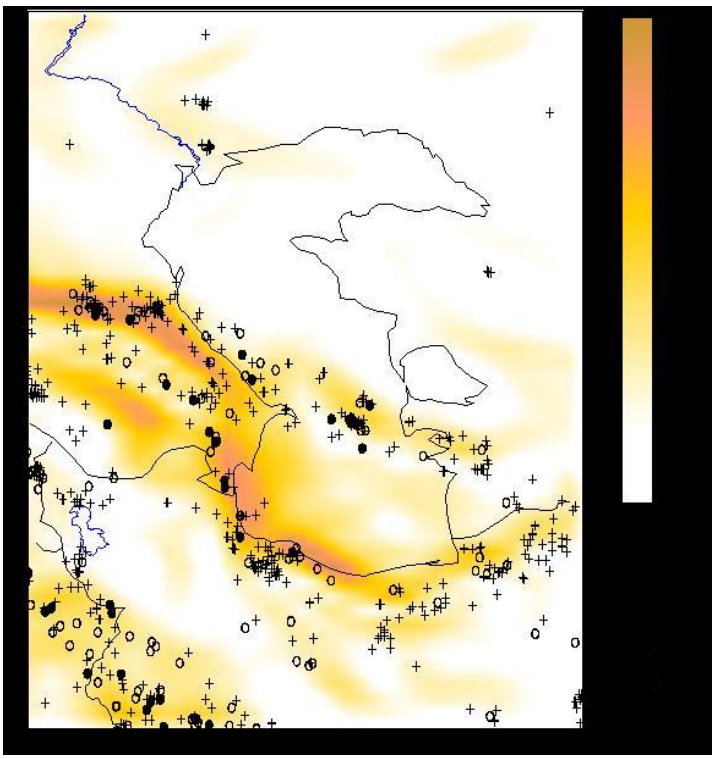


Рис. 3. Корреляция сейсмичности (кресты), тектоники, грязевых вулканов и УВ – нефти (белое) газа (черное), по [Родкин, 2015]

Различные аномалии и дегазация представляют особый интерес. Отмечен специфический аномальный глубинный режим и дегазация CH_4, H_2 и т. д. из-за активности гигантского Африканского суперплюма. Обсуждаются:

1. Альпийская северо-восточная (СВ) тектоническая зональность существует в регионе. Аномальная долгоживущая (с юры – как минимум) активность Африканского суперплюма влияет на тектонику [Chen et al., 2024], связанный с ним магматизм, флюидный режим и существенно магматическую металлогению. В регионе наблюдаются различные аномалии, включая гравитационную как таковую.

2. Миоцен – современный (N_1-Q) внутриплитный магматизм с: различными субщелочно-щелочными породами, напрямую связанными с упомянутым суперплюмом. Имеются данные о поступлении Sr, Ca и т. д. в верхние более молодые отложения Каспийского моря из нижних более древних магматитов. Существует такой магматический тренд, как: четвертичные карбонатиты, Ханнешин, блок Гильменд (Афганистан) – вулканиты, богатые Ca, с содержанием CaO до 34.8% – трахиандезиты с содержанием CaO = 7.2%.

3. Олигоцен – современные (Pg_3-Q) известково-щелочные субдукционные породы являются антиподами упомянутых внутриплитных пород (интрузивных, экструзивных и вулканокластических). Связь с Африканским суперплюмом формально не обязательна, но есть наши данные о более теплых известково-щелочных породах здесь, например, теплые расплавные включения в них с Т кристаллизации 1 180°С.

4. *Снижение сейсмической активности* с Южного Каспия до, как минимум, Среднего Каспия, по В.Е. Хаину и Н.А. Богданову, 2003 – Тектоническая карта Каспия и другие исследователи [Trifonov et al., 2021]. Ресурсы УВ уменьшаются от Персидского залива к С. Каспию.

5. Зональность УВ – меньшего порядка (с запада на восток: нефть – газ) в Южном Среднем Каспии также выявляся. Является ли в этой связи Большой Кавказ некторым барьером для УВ меньшего порядка?

6. Существует региональная тектоническая – УВ (рис. 3.) корреляция в Ираке, Южном Каспии, Туркменистане: больше сжатия и нефти на западе региона против меньшего сжатия и газа на востоке региона вплоть до восточного Туркменистана, однако, с неглубокими морскими условиями (переходные фации) в последнем. Более того, необычное многократное повторение нефти – газа – газоконденсата в разрезе обнаружено в З. Туркменистане (рис. 1). Является ли это также результатом поступления глубинных флюидов? Поведение и зональность УВ не совсем ясны в этом уникальном регионе.

7. Другая главная *зональность УВ с севера на юг* (С-Ю) такова: УВ в породах: девон-палеоген (D-Pg) – С. Каспий: триас-юра, палеоген – Ср. Каспий и нижний плиоцен (N_{2-1}) – Ю-Каспий. Это согласуется с уменьшением активности суперплюма на С-СВ.

Гигантские ресурсы УВ в регионе Саудовская Аравия-Каспий могут быть связаны с этим эндогенным режимом. Локализация УВ согласуется в целом с тектоникой. По-видимому, генезис нефти традиционный – органический, при явном участии глубокого компонента [Мануилова, 2022 и др.]. На детальных структурных картах однозначно фиксируется максимум УВ. Это согласуется с молодой – кайнозойской локализацией УВ, несмотря на разный возраст вмещающих пород. Грязевые вулканы – УВ (нефть-газ) – соль – магматизм – тектоника – это *одна* важнейшая система в изучаемом регионе.

Итак, *тектоника и геодинамика* (как функции деятельности *Африканского суперплюма*) существенно определяют магматизм (однако существует инерция последнего, и констатируются случаи его запаздывания). Магматизм исследуемого региона контролирует экономическую именно магматическую металлогению. Магматизм тесно связан и с дегазацией водорода, метана и др., которая непосредственно влияет на уникальные углеводороды региона.

Литература

1. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. – М.: Наука. 1975. 536 с.
2. *Мануилова Е.А.* Новейшие структуры Западно-Сибирской плиты и их связь с нефтегазоносностью / Автореферат... дисс. канд. геол.-мин. наук. – М.: МГУ. 2022. 169 с.
3. *Chen Z., Koronovskii N., Zaitsev V., Xu W., Manuilova E., Liu X.* Active Tectonic Deformation of the Qilian Shan, Northeastern Tibetan Plateau // Russian Geology and Geophysics. 2024. V.65 (3). P. 26–35.
4. *Rebetskii Y.L., Marinin A.V.* Stressed state of the Earth’s crust in the western region of the Sunda subduction zone before the Sumatra-Andaman earthquake on December 26, 2004 // Doklady Earth Sciences. 2006. V.407. №2. P. 321–325.
5. *Trifonov V.G., Zelenin E.A., Sokolov S.Yu., Bachmanov D.M.* Active tectonics of Central Asia // Geotectonics. 2021. V.55. P. 361–376.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В ТУРЦИИ 2023 ГОДА И СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА КАВКАЗСКО-АНАТОЛИЙСКО-АРАВИЙСКОГО РЕГИОНА

В.Б. Свалова[1, 2]

[1] – *ИГЭ РАН, г. Москва, Россия,*
[2] – *Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, г. Владикавказ, Россия;*
v-svalova@mail.ru

Землетрясение магнитудой 7.8 произошло на юго-востоке Турции 6 февраля 2023 года в 04:17 по местному времени. Эпицентр находился в 37 км к запад- северо-западу от Газиантепа. По данным Геологической службы США, гипоцентр землетрясения находился на глубине 10 км. За землетрясением последовало землетрясение магнитудой 7.7 в 13:24. Это землетрясение произошло в 95 км к северо-северо-востоку от первого. Землетрясение магнитудой 7.8 является крупнейшим в Турции после землетрясения той же магнитуды в Эрзинджане 1939 года и вторым по силе землетрясением в стране после землетрясения 1668 года в Северной Анатолии. Были нанесены обширные повреждения на площади около 350 000 км. Пострадали 14 миллионов человек (16 процентов населения Турции). Около 1.5 млн. человек остались без крова. Подтверждено более 52 800 смертей: более 46 100 в Турции и более 6 700 в Сирии. Это самое смертоносное стихийное бедствие в современной истории Турции. Землетрясения причинили ущерб на сумму более 100 миллиардов долларов США.

Место землетрясения связано с тройным сочленением Анатолийской, Аравийской и Африканской плит (рис. 1).



а б

Рис. 1. (а) Крупнейшие системы активных разломов Ближнего Востока: Северо-Анатолийская – Загросская и Леванто-Восточно-Анатолийская [https://ru.wikipedia.org/wiki/ Anatolian_Plate.png]; (б) Расположение эпицентров первого и второго землетрясений [https://en.wikipedia.org/wiki/File: 2023_Gaziantep-Marash_Earthquakes.svg]

Восточно-Анатолийский разлом представляет собой левосторонний трансформный разлом протяженностью 700 км с северо-востока на юго-запад и образует границу между Анатолийской и Аравийской плитами. Этот внутриконтинентальный трансформный разлом является вторым по величине разломом в Турции.

Скорость подвижек уменьшается с востока на запад от 10 мм в год до 1-4 мм в год. К разлому приурочены сильные землетрясения в 1789 г. (M = 7.2), 1795 г. (M = 7.0), 1872 г. (M = 7.2), 1874 г. (M = 7.1), 1875 г. (M = 6.7), 1893 г. (M = 7.1) и 2020 г. (M = 6.8) (рис. 2).

С 1905 г. здесь произошло пять землетрясений (1905, 1945, 1986, 1998) магнитудой 6.0 и более. Все эти землетрясения произошли вдоль Восточно-Анатолийского разлома или в его окрестностях.

Северо-Анатолийский разлом, первый по величине сдвиговый разлом в Турции, вызвал 11 крупных землетрясений в XX веке (рис. 3).

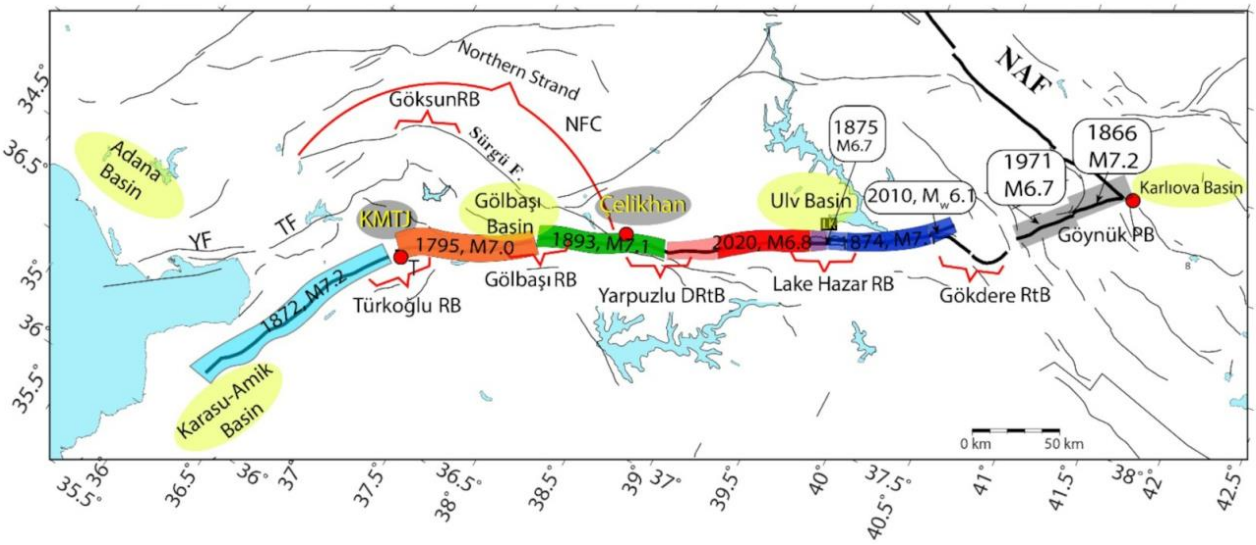


Рис. 2. Участки Восточно-Анатолийского разлома с указанием дат и эпицентров крупнейших землетрясений до события 6 февраля 2023 г. NAF – Северо-Анатолийский разлом [Güvercin et al., 2022]

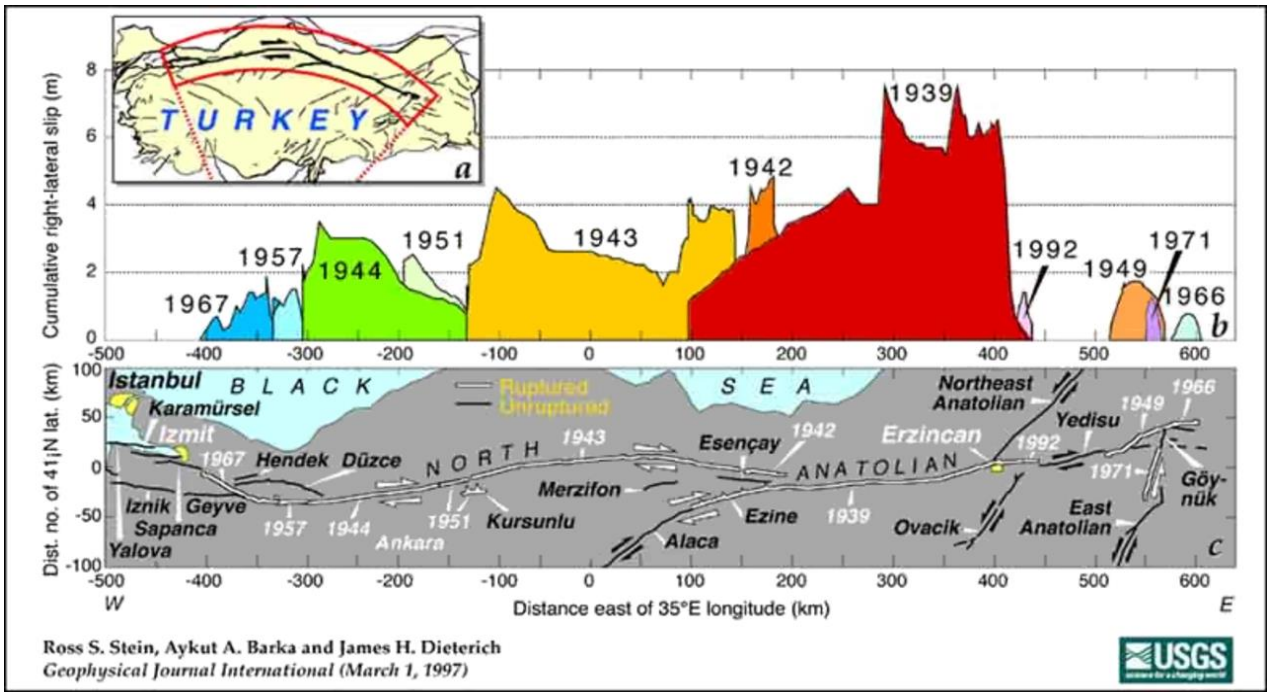


Рис. 3. (a) Активные разломы в Турции, Северо-Анатолийский разлом выделен жирным шрифтом. GPS-наблюдения установили скорость смещения 24 ± 4 мм/год по Северо-Анатолийскому разлому; (b) Кумулятивный правосторонний сдвиг, связанный с землетрясениями с магнитудой M >= 6.7; последовательность разломов изменяется от теплых к холодным цветам; (c) Область, отмеченная сплошной красной линией на (a), проецируется относительно Анатолии-Евразии [Stein et al., 1997]

Турция расположена в сейсмоопасной зоне, ее территорию пересекает активная Северо-Анатолийская зона разломов (САЗР), которая разделяет Евразийскую и Анатолийскую тектонические плиты, скользящие относительно друг друга со скоростью 2 см/год. Вдоль нее постоянно происходят землетрясения, и активность постепенно смещается все дальше и дальше на запад, в Мраморное море, в сторону Стамбула. Сегмент этой зоны, примыкающий к городу, не активировался 250 лет, и это дает 2 варианта развития событий. В первом случае происходит постоянное и малоамплитудное скольжение плит относительно друг друга и снимается тектоническое напряжение в виде «тихого землетрясения». Во втором случае отсутствие подвижки означает накопление напряжения в зоне разлома, которое при достижении критического значения может быть снято резким толчком огромной силы. И это означает неминуемую катастрофу для Стамбула, города с населением 14 миллионов человек. Поэтому изучение и мониторинг состояния САЗР жизненно важны для Турции.

Геолого-геофизические и сейсмотомографические исследования позволяют связать сложную геодинамику и напряженно-деформированное состояние района с подъемом мантийного потока от границы ядра (рис. 4). Этот апвеллинг огромного мантийного потока подтверждается магматизмом и базальтовым вулканизмом (рис. 5).

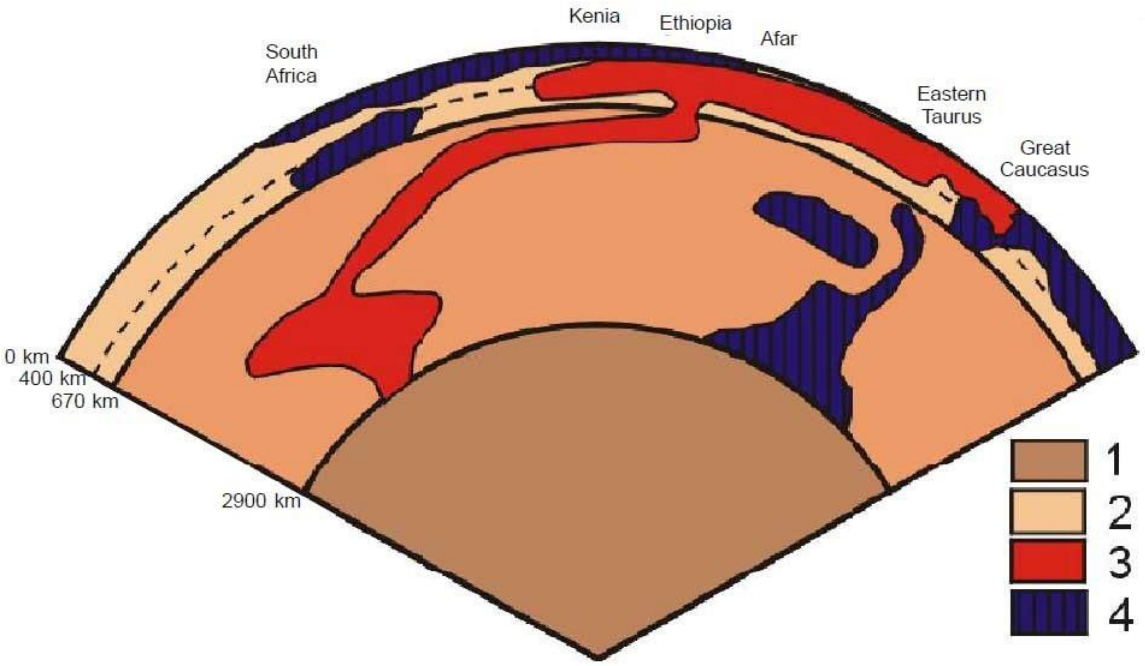


Рис. 4. Схематический сейсмотомографический разрез мантии вдоль 120-градусного сегмента большой окружности, проходящей через точку с координатами 0° с.ш. и 35° в.д. по азимуту 10°.
1 – ядро Земли; 2 – мантия; 3 – горячие низкоскоростные зоны; 4 – холодные зоны высоких скоростей [Ershov, Nikishin et al., 2004]

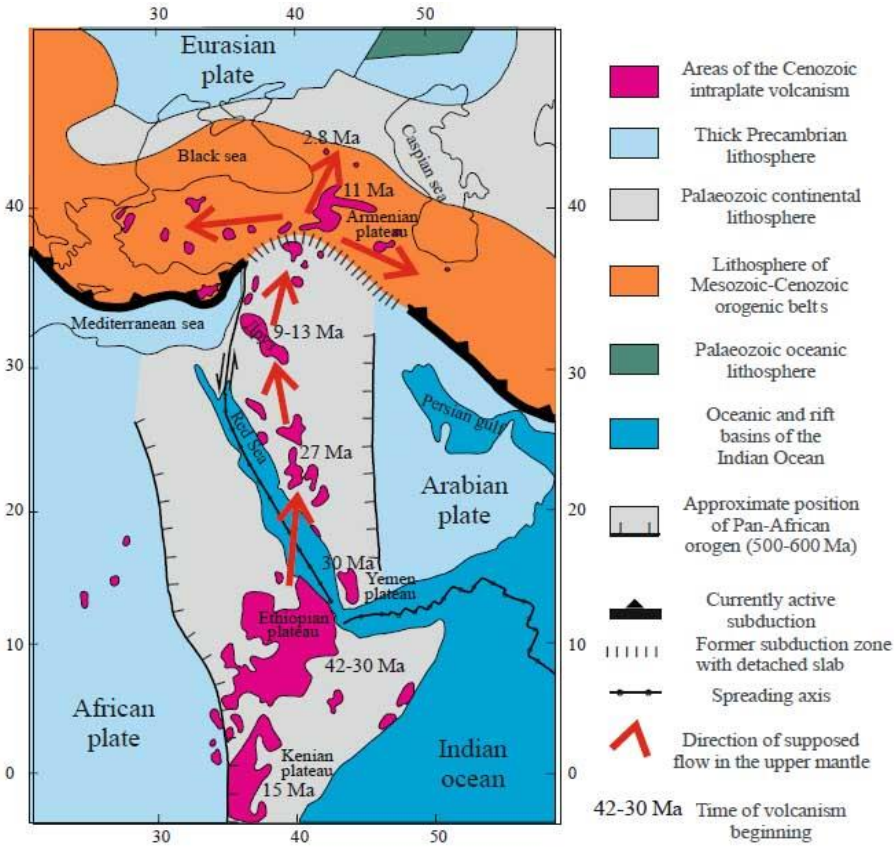


Рис. 5. (а) Распространение базальтового вулканизма кайнозойских внутриплитных плато и его возраст, млн. лет [Ershov, Nikishin et al., 2004]

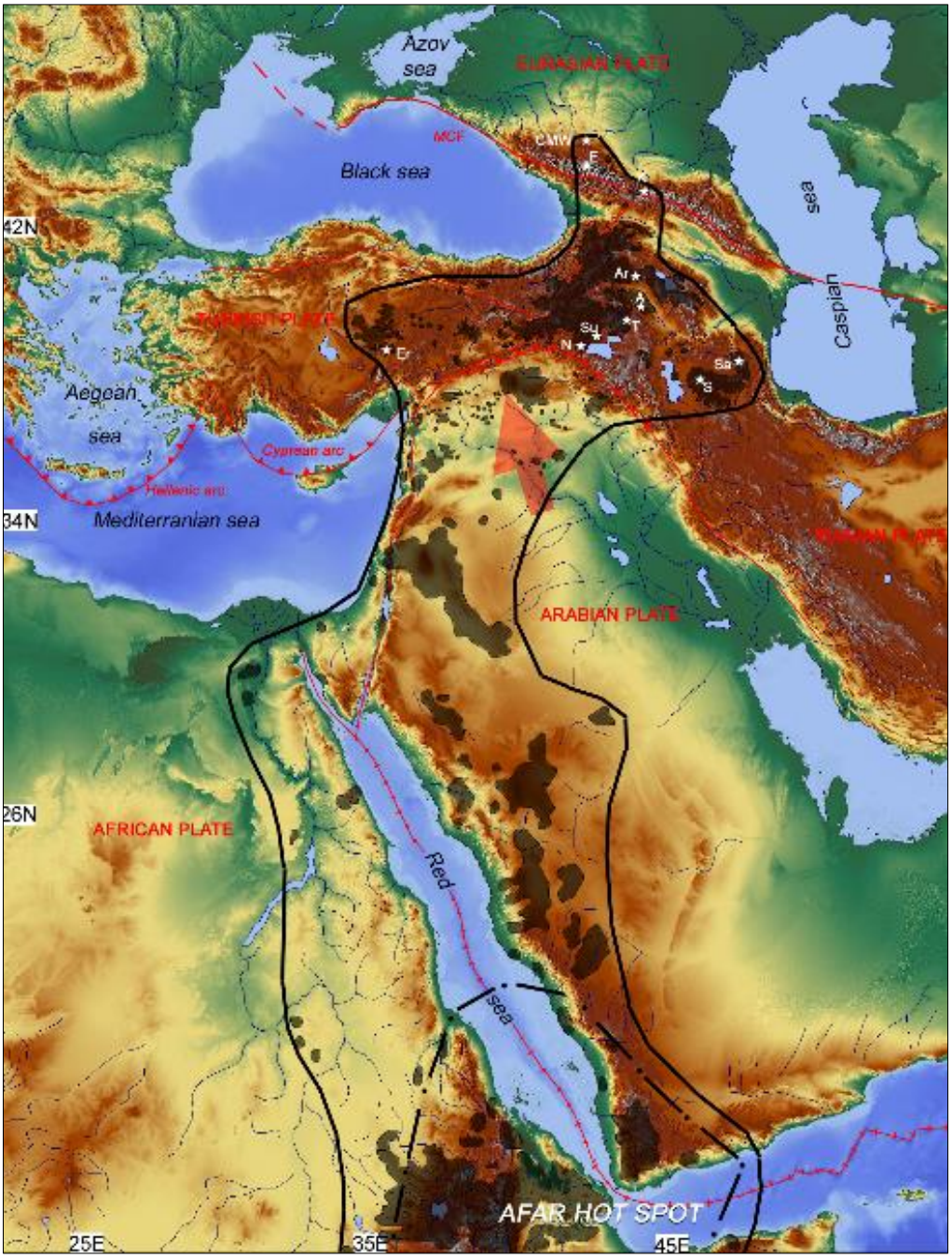


Рис. 5. (б) Распространение современного плюмового вулканизма в Афро-Аравийской литосферной плите. Черная линия – контур проекции мантийного плюма на поверхность. Поля, окрашенные черным цветом – области молодой вулканической активности. Крупнейшие четвертичные вулканы: А – Арарат, Ar – Арагац, CMW (КМВ) – Кавказские Минеральные Воды, E – Эльбрус, Er – Эрциес, K – Казбек, N – Немрут, S – Савалан, Sa – Саханд, Su – Супхан, T – Тендюрек [Sharkov, Lebedev, 2021]

Геодинамическая модель Кавказско-Анатолийского региона определяется мантийным потоком, поднимающимся с поверхности ядра и распространяющимся под литосферой, создавая сложные поверхностные скорости в Анатолии на запад, в Аравийской плите на восток и на Кавказе на север. Этот поток будет продолжать перемещать вещество вдоль Северо-Анатолийского и Восточно-Анатолийского разломов.

Существует разная частота сильных землетрясений вдоль разломов, что объясняется различной толщиной коры и различной реологией геологической среды разломов. Глубина границы Мохо Восточно-Анатолийского разлома около 40 км, а Северо-Анатолийского около 50 км [Mertoglu et al., 2016; Medved et al., 2021]. Вдоль Северо-Анатолийского разлома сильные землетрясения происходят каждые 1-10 лет (1939, 1942, 1943, 1944, 1953, 1957, 1966, 1967, 1971, 1992, 1999) с расстоянием между гипоцентрами около 100 км с направлением на запад.

Поскольку Измитское землетрясение 1999 г. произошло в 80 км к востоку от Стамбула, ждать землетрясения в районе Стамбула можно через несколько лет (1-10 лет). Стамбул можно считать «горячим пятном» сейсмического риска.

Регион наибольшей сейсмичности в Турции (красный цвет на рис. 6) можно рассматривать как «горячую зону» сейсмического риска, а крупные города как – «горячие пятна» сейсмического риска. Стамбул – «горячее пятно» сейсмического риска (белый круг) (рис. 6). Геотермальная активность Турции во многом соответствует областям высокой сейсмической активности [Mertoglu et al., 2016]. В любом случае необходимо проверить и укрепить здания и сооружения в городах из «горячей зоны». [Svalova, 2018]

Поскольку Восточно-Анатолийский разлом произвел сильные землетрясения 1789 (M = 7.2), 1795 (M = 7.0), 1872 (M = 7.2), 1874 (M = 7.1), 1875 (M = 6.7), 1893 (M = 7.1), 2020 (M = 6.8), 2023 г. (M = 7.8, M = 7.7), то повторяемость групп (1790 – 1880 – 2020) около 100 лет. Но внутри групп бывает 2-4 близких по времени сильных землетрясения. Можно прогнозировать, что сильное землетрясение на Восточно-Анатолийском разломе, если не произойдет через 1-2 года, то произойдет только через 100 лет.

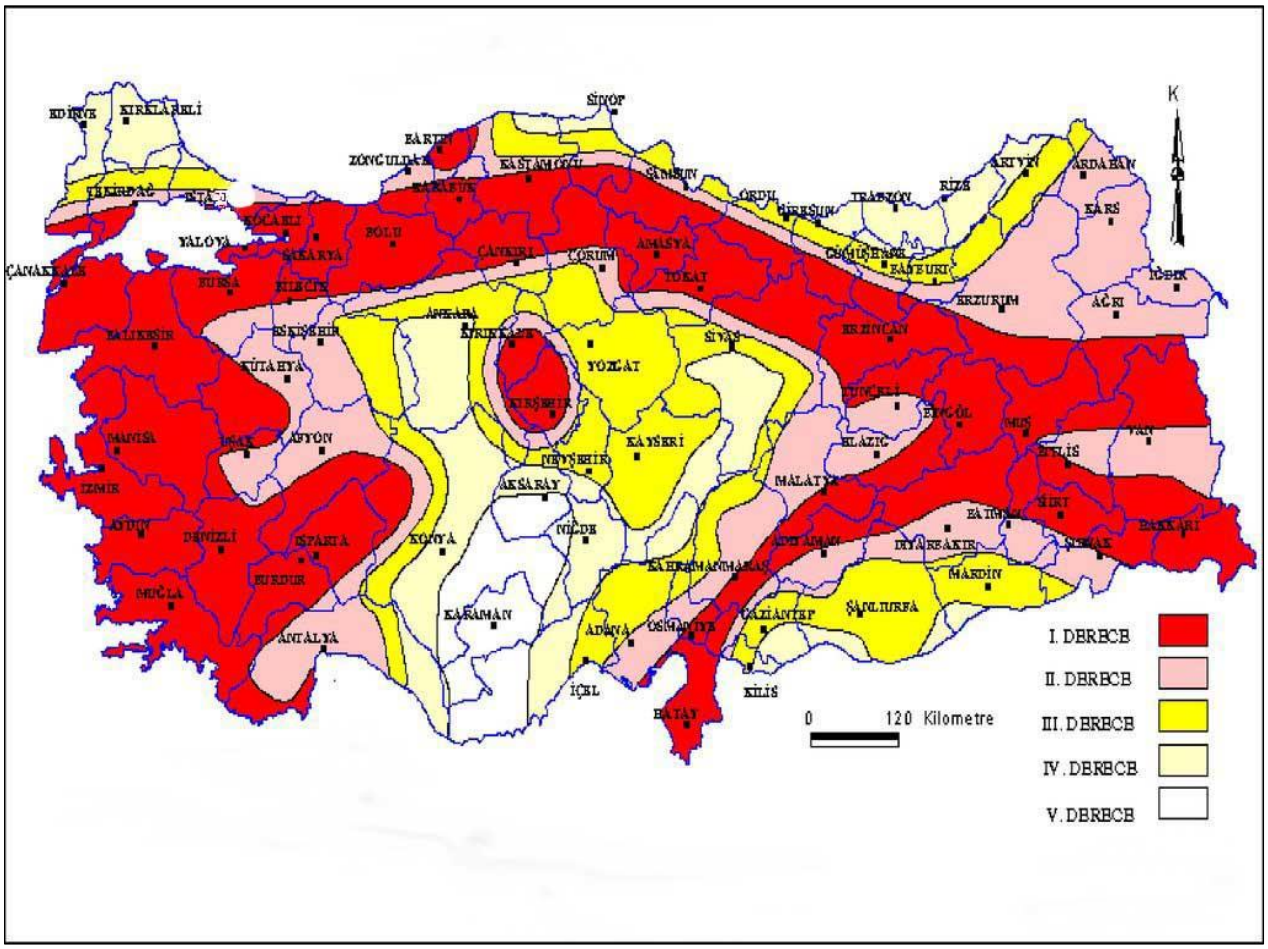


Рис. 6. Стамбул как «горячее пятно» риска землетрясений (белый круг). «Горячая зона» опасности землетрясений (красный цвет) в Турции. Основа: Карта зон землетрясений (надпись вверху). Отдел исследования землетрясений. Главное управление по делам стихийных бедствий, Турция (подпись внизу)

Финансирование. Работа выполнена в рамках Госзадания № 122022400105-9 по теме «Прогноз, моделирование и мониторинг эндогенных и экзогенных геологических процессов для снижения уровня их негативных последствий».

Литература

1. *Ershov A.V., Nikishin A.M.* Recent geodynamics of the Caucasus-Arabia-East Africa region // Geotectonics. 2004. №.2. P. 55–72.
2. *Güvercin S.E., Karabulut H., Konca A.Ö., Doğan U., Ergintav S.* Active seismotectonics of the East Anatolian Fault // Geophysical Journal International. 2022. V.230 (1). P. 50–69.
3. *Medved I., Koulakov I., Polat G.* Crustal structure of the eastern Anatolia region (Turkey) based on seismic tomography //Geosciences (Switzerland). 2021. V.11. №.2. P. 1–12.
4. *Mertoglu O., Sakir S., Nilgun B.* Geothermal Energy Use, Country Update for Turkey // European Geothermal Congress 2016. Strasbourg. 2016.
5. *Sharkov E.V., Vladimir A.L.* Caucasian-Arabian Segment of Alpine-Himalayan Convergence: an Example of Continental Collision above Mantle Plume // Heat-Mass Transfer and Geodynamics of the Lithosphere. Springer book: 89082526. 2021. P. 381–390.
6. *Stein R.S., Aykut A.B., James H.D.* Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering //Geophysical Journal International. 1997. V.128 (3). P. 594–604.
7. *Svalova V.* Earthquakes – Forecast, Prognosis and Earthquake Resistant Construction. InTech. 2018.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОГО И КАРИБСКО-МЕКСИКАНСКОГО РЕГИОНОВ

В.Б. Свалова[1, 2]

[1] – *ИГЭ РАН, г. Москва, Россия*
[2] – *Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, г. Владикавказ, Россия;*
v-svalova@mail.ru

Значительный вклад в формирование бассейнов Альпийского пояса и Карибского бассейна вносит мантийный диапиризм. Мантийные диапиры возникают в результате инверсии плотности в системе астеносфера-литосфера. Такая инверсия стала движущей силой подъема отдельных диапиров на фоне конвергенции Африки и Евразии (в случае Альпийского пояса) и Северной и Южной Америки (Карибский регион). В Альпийском поясе мантийный диапиризм формирует новые бассейны межконтинентальных морей на заключительном этапе конвергенции Африки и Евразии в кайнозое. В Карибском регионе интенсивный мантийный плюм сначала разъединил Северную и Южную Америку в мезозое, а затем сыграл ту же роль, что и плюм в Альпийском поясе при сближении континентов в кайнозое, формируя впадины Карибского бассейна над отдельными мантийными диапирами.

В этой связи большой интерес представляет сравнение геодинамической истории формирования и эволюции геологических и нефтегазоносных структур Альпийско-Гималайского пояса и Карибско-Мексиканского региона, в частности, Прикаспийской впадины и Мексиканского залива [Antipov, Shlezinger, 1994; Гончаров и др., 2015; Svalova, 2022].

Альпийский пояс связан с коллизией континентальных плит (Аравийско-Африканской и Евразийской). Структуры Альпийского пояса включают задуговые бассейны, морские депрессии, осадочные бассейны, орогены (рис. 1). Моря и впадины характеризуются тонкой корой и преимущественно высоким тепловым потоком. Структуры характеризуются активным магматизмом и базальтовым вулканизмом с ксенолитами астеносферного вещества. Таким образом, геолого-геофизические данные позволяют связать эти структуры с апвеллингом мантийных диапиров [Свалова, 2014; 2020; 2021].

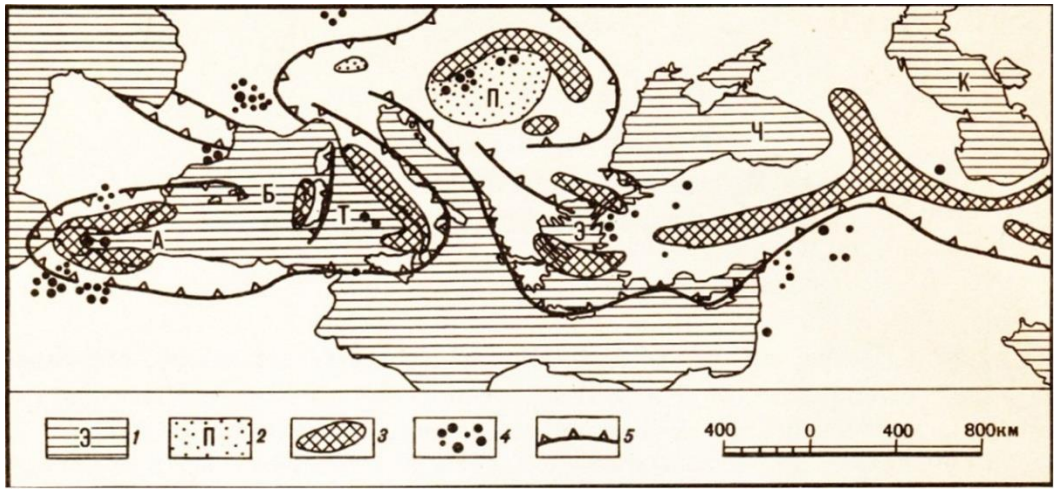


Рис. 1. Строение западного сектора Альпийско-Гималайского пояса.
1 – моря (А – Альборанское море, Б – Балеарское море, К – Каспийское море, Т – Тирренское море, Ч – Черное море, Э – Эгейское море); 2 – Паннонская впадина; 3 – вулканические дуги; 4 – ареалы базальтового вулканизма; 5 – фронтальные зоны надвиговых структур [Шарков, Свалова, 1989]

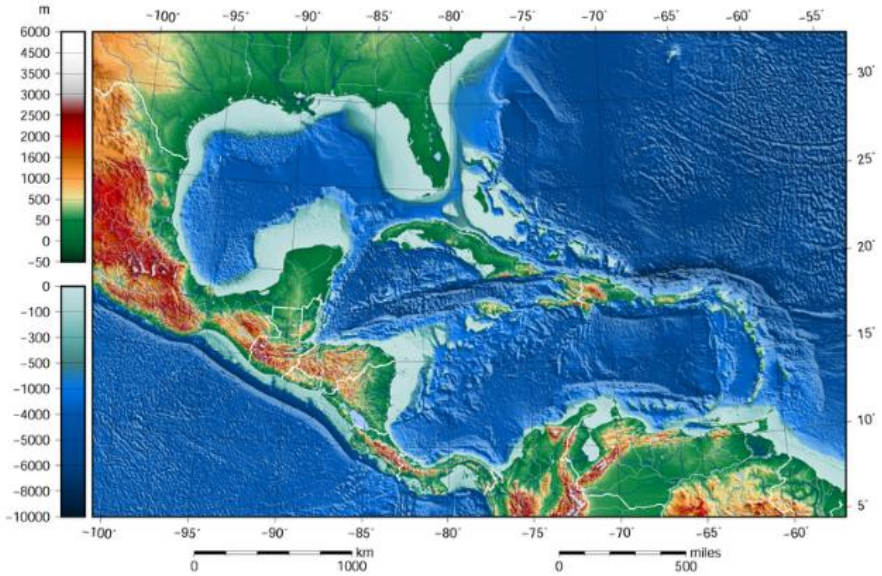
Средиземное море неоднократно открывалось и закрывалось из-за тектоно-магматической активизации, подъема масштабного мантийного плюма и раздвигания над ним плит, а затем, после исчерпания энергии плюма, закрытия океана Тетис и сближения литосферных плит в Альпийско-Гималайском поясе. Феномен гравитационной неустойчивости на поверхности глобального мантийного плюма проявляется в виде подъема отдельных мантийных диапиров более мелкого масштаба, ответственных за формирование морских впадин в западном секторе Альпийско-Гималайского пояса.

Согласно геодинамическим представлениям, на месте Большого Кавказа 35 млн. лет назад существовала глубоководная котловина шириной около 200 км. С постепенным смыканием его стороны сближались вплоть до полного столкновения около 11 миллионов лет назад, после чего область начала постоянное поднятие. При сжатии вещество литосферы образовало горный пояс с мощностью земной коры 45-50 км и мощностью литосферы до 250 км. Позднее, 5-10 млн. лет назад, Большой Кавказ начал быстро подниматься, и на его оси возникли вулканы Эльбрус, Казбек и др. По-видимому, это связано с подъемом астеносферы за счет сжатия и гравитационной неустойчивости.

Карибский регион расположен между Северной и Южной Америкой и может быть охарактеризован как совокупность континентальных, субконтинентальных, островных и океанических элементов. (рис. 2). В настоящее время существует множество моделей строения и эволюции этого региона.



а



б

Рис. 2. (а) Карта Карибского региона; (б) Карта Карибского моря и Мексиканского залива (Wikipedia)

Первоначальное раскрытие бассейна началось в предпозднеюрское время, когда в условиях растяжения литосферы в современное Карибское море проник крупный мантийный диапир. Это вызвало раскол (рифтинг) единого в то время континента, включавшего в себя как Америку, так и Африканский континент. Однако к началу мелового периода темпы дивергенции между (а) Северной и Южной Америкой и (б) Северной Америкой и Африкой были одинаковыми, тогда как к настоящему времени Африка удалена от обеих Америк из-за раздвига Атлантического океана. Это различие обусловлено однонаправленным характером Атлантического спрединга, тогда как дивергенция между Америками завершилась в меловом периоде и перешла в конвергенцию в кайнозое. Более того, данные спутниковой геодезии предполагают наличие современной субмеридиональной (северной) составляющей движения Южной Америки, Африки и Антарктиды, в то время как данные сети GPS показывают конвергенцию между Южной и Северной Америкой, что приводит к меридиональному сокращению Карибской плиты между ними. Тем не менее, несмотря на сближение двух Америк, мантийный диапир между ними отчетливо проявляется в скоростной структуре мантии под Карибским бассейном по данным сейсмической томографии (рис. 3).

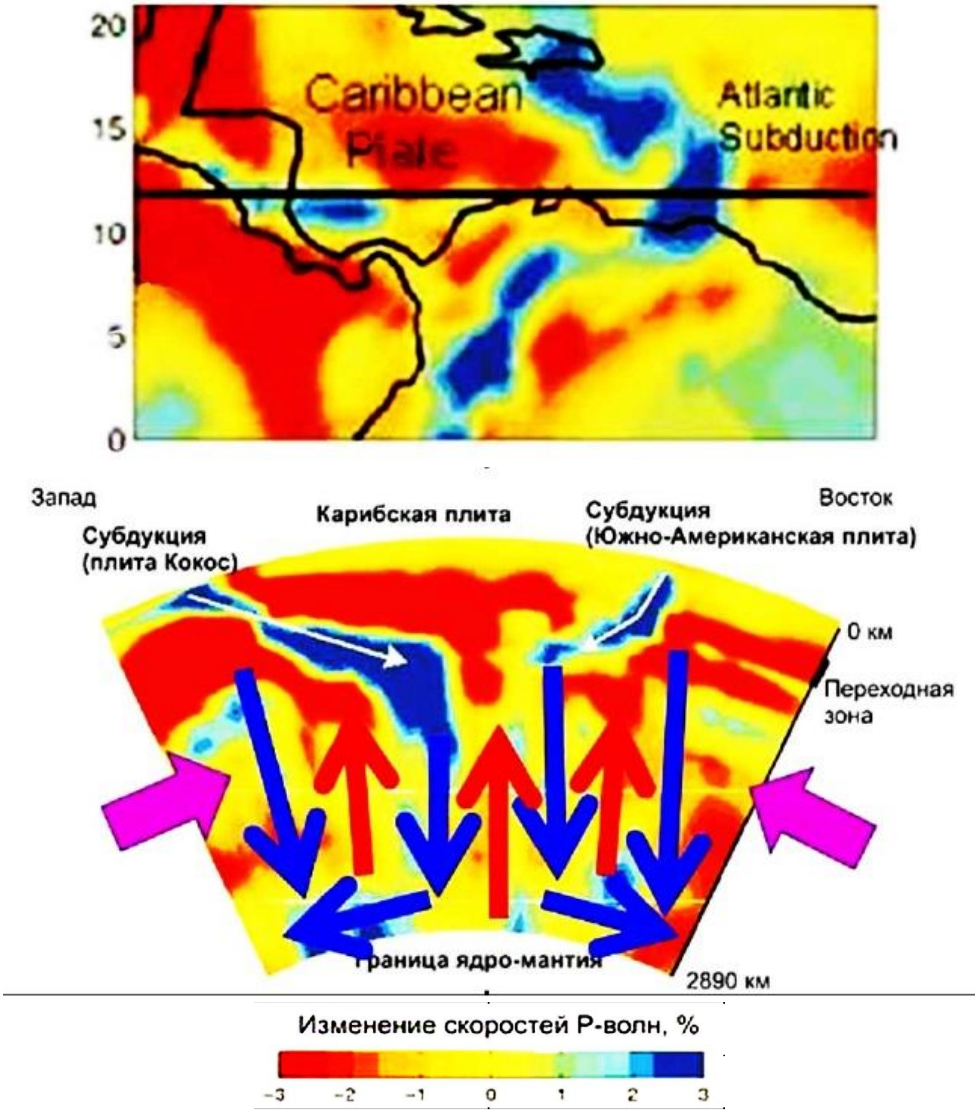


Рис. 3. Вариации скоростей продольных волн в мантии под Карибским морем

Карибский регион тесно связан с Мексиканским заливом, очень богатым нефтеносным бассейном (рис. 4). Своеобразие тектонической эволюции Мексиканского залива дал Р. Баффлер, который предположил, что образование залива происходило в интервале 170-150 млн. лет назад в связи с развитием пассивной окраины Атлантического океана, т.е. в батско-титонское время, в процессе оттеснения Юкатанского континентального блока от южной окраины Северной Америки.

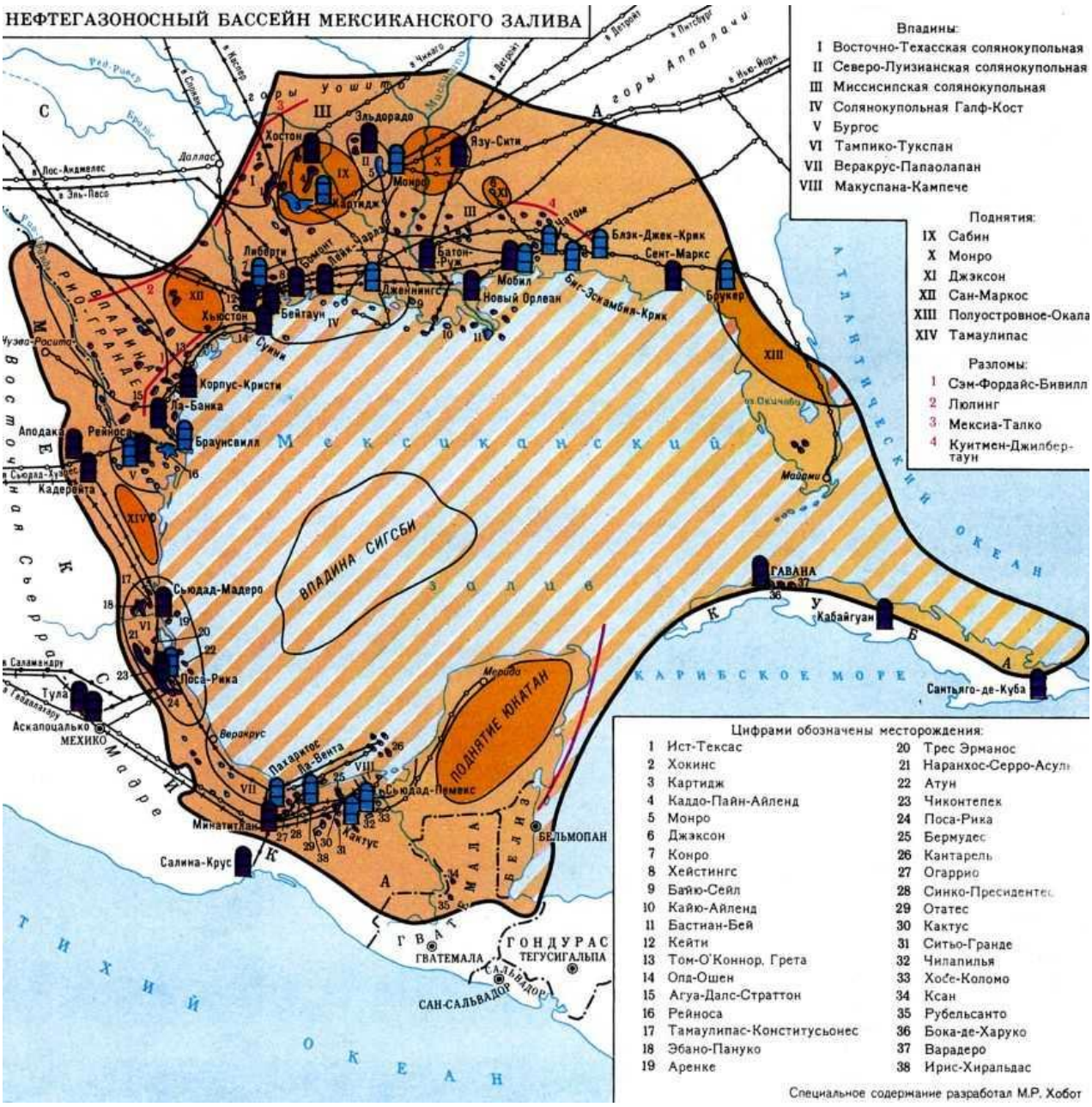


Рис. 4. Нефтегазоносный бассейн Мексиканского залива. [Козловский и др., 1990]

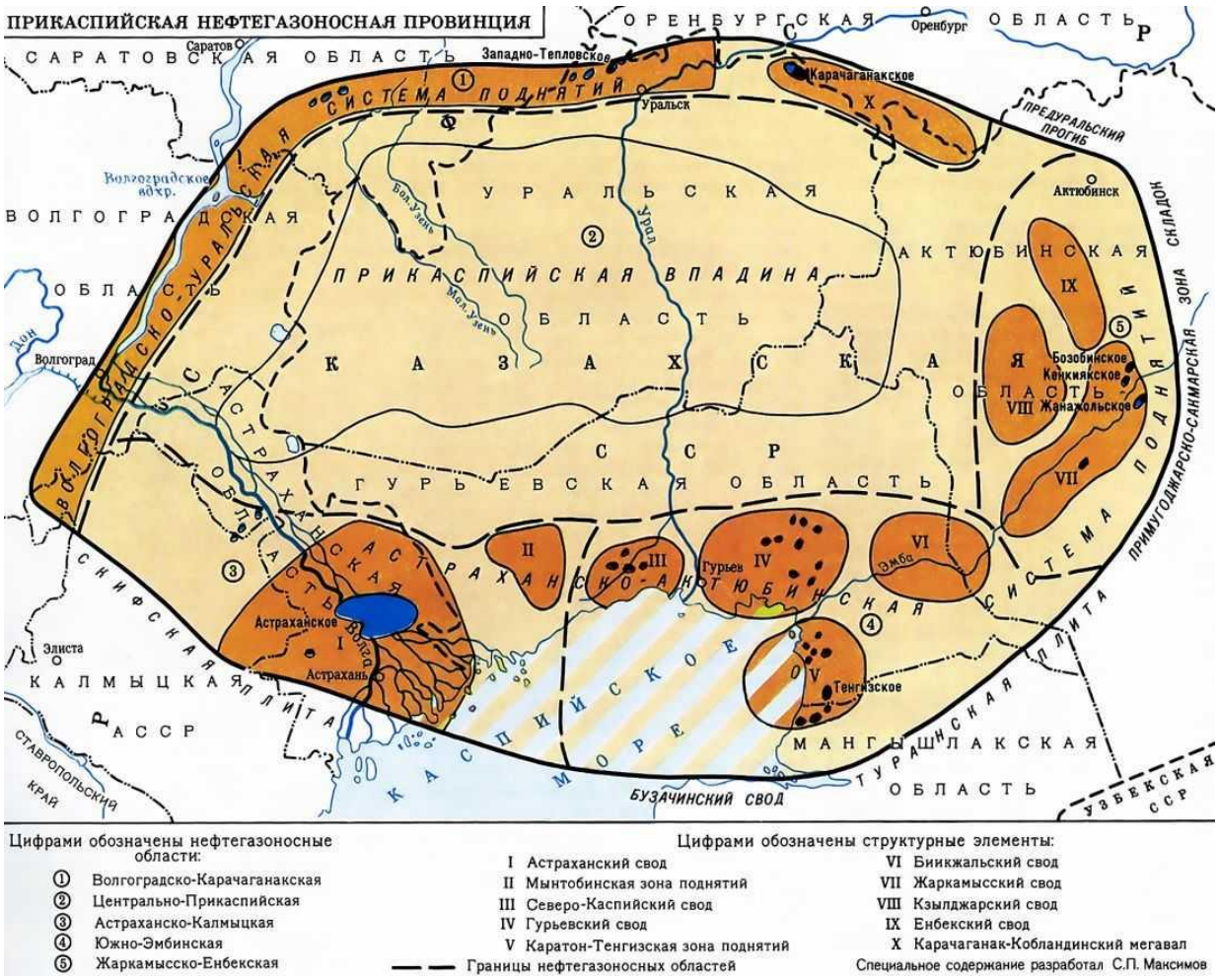


Рис. 5 Нефтегазовые месторождения Прикаспийской впадины [Максимов и др., 1990]

Можно сравнить развитие Мексиканского залива с Прикаспийской впадиной в связи с Альпийским поясом, когда импульсы мантийной активности сформировали новые осадочные бассейны. (Рис. 5а, б). Как впадина Мексиканского залива старше впадин Карибского моря, так и Прикаспийская впадина старше Южно-Каспийской впадины и бассейнов Средиземноморья (рис. 6).

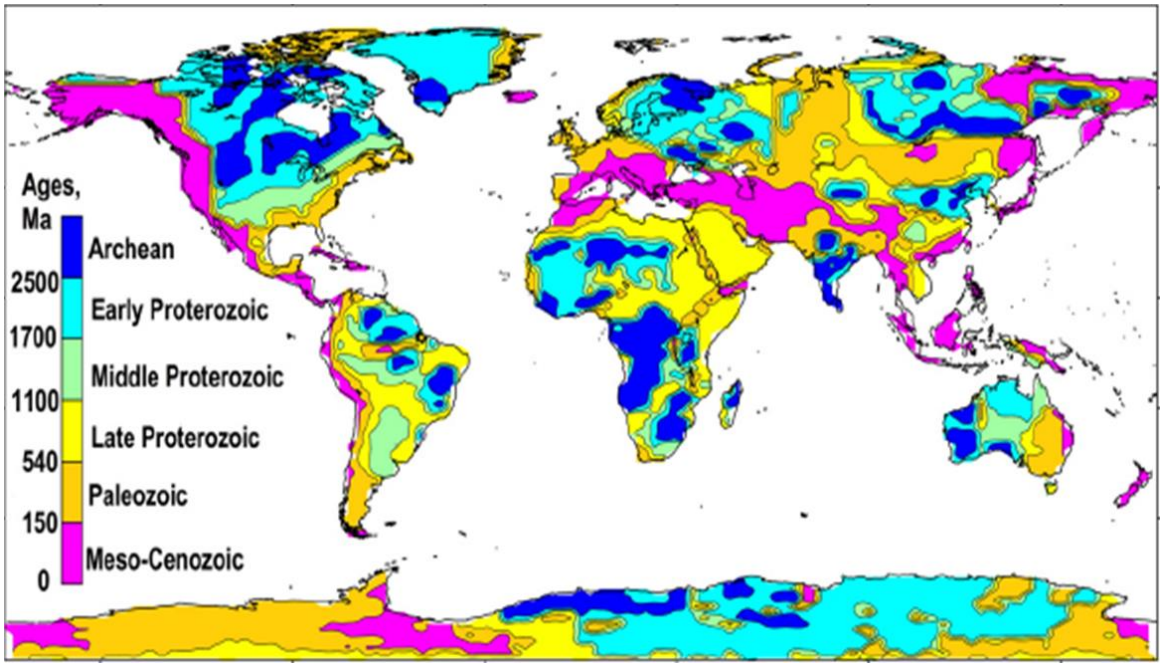


Рис. 6. Возраст континентальной коры (USGS)

Финансирование. Работа выполнена в рамках Госзадания № 122022400105- 9 по теме «Прогноз, моделирование и мониторинг эндогенных и экзогенных геологических процессов для снижения уровня их негативных последствий».

Литература

1. *Гончаров М.А., Короновский Н.В., Разницин Ю.Н., Свалова В.Б.* Вклад мантийного диапиризма в процесс формирования новообразованных впадин Средиземноморья и Карибского бассейна и окружающих центробежно-вергентных складчато-покровных орогенов // Геотектоника. 2015. №.6. С. 80–93.
2. *Козловский Е.А, Евстрахин В.А., Максимов В.А.* Минерально-сырьевые проблемы на рубеже XX и XXI веков // Горный журнал. 1990. №.4. С. 20–36.
3. Максимов С.П., Дикенштейн Г.Н., Золотов А.Н., Капустин И.Н., Кирюхин Л.Г., Размышляев А.А. Геология нефти и газа Восточно-Европейской платформы. – М.: Недра. 1990. 274 с.
4. *Свалова В.Б.* Геодинамика и геотермия Прикаспийской впадины и восточного сегмента Кавказского региона // Геология и геофизика Юга России. 2020. №.10 (4). С. 52–69.
5. *Свалова В.Б.* Механико-математическое моделирование формирования и эволюции геологических структур в связи с глубинным мантийным диапиризмом. // Мониторинг. Наука и технологии. 2014. №.3 (20). С. 38–42.
6. *Свалова В.Б.* Сравнительная геодинамика и геотермия Альпийского и Тихоокеанского поясов. Механико-математическое моделирование // Геология и геофизика Юга России. 2021. №.11(3). С. 76–92.
7. *Шарков Е.В., Свалова В.Б.* Внутриконтинентальные моря как результат задугового спрединга при коллизии континентальных плит // Доклады Академии наук СССР. 1989. Т.308. №.3. С. 685–688.
8. *Antipov M.P., Shlezinger A.Ye.* Structure of the Mexico deep-sea basin and its comparison with the Caspian syneclise // Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Sections. 1994. V.323. №.2. P. 66–71.
9. *Hilst V., Spakman W.* Importance of the reference model in linearized tomography and images of subduction below the Caribbean plate // Geophys. Res. Lett. 1989. V.16. P. 1093–1096.
10. *Svalova V.* Geodynamics of Alpine belt and Caribbean region: Plate – tectonics and plume – tectonics // Journal of Basic & Applied Sciences. 2022. V.18. P. 126–139.

БЛОКОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ РАЙОНА ЧУЙСКО-КУРАЙСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Л.А. Сим[1], А.В. Маринин[1]

[1] – *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия;* sim@ifz.ru

В пределах юго-восточной части Горного Алтая комплексом тектонофизических методов проведены исследования тектонических напряжений. Район имеет сложное строение с сочленением разновозрастных складчатых и структурно-формационных зон: Ануйско-Чуйской, Бийско-Катунской, Уймено-Лебедской и Телецко-Чулышманской [Государственная.., 2011]. На структуры раннепалеозойского складчатого фундамента наложены слабо деформированные отложения прогибов, впадин и грабенов, которые выполнены преимущественно осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями палеозойского и кайнозойского возрастов. Наложенные кайнозойские Чуйская и Курайская впадины разделены Чаган-Узунским (или Сукорским) массивом (блоком), сложенным докембрийскими и палеозойскими породами (рис. 1). Впадины ограничены с севера Курайской зоной разломов, а на юге Южно-Чуйским разломом [Деев и др., 2022].

Эти впадины на постпалеозойском этапе развития отличаются от более древних структур преобладанием блоковых движений по палеозойским разломам и характером тектонических напряжений, обусловившем формирование молодых антиклинальных складок разного простирания в мезозойско-кайнозойских отложениях [Рогожин, Платонова, 2002]. Так, в пределах Курайской впадины складки в целом субширотны и сформировались при субмеридиональном горизонтальном сжатии, при этом оси отдельных складок имеют ЗСЗ простирание, а в центральной части впадины оси двух складок имеют СВ простирание, т.е. формирование этих складок сопряжено с осью максимального горизонтального сжатия СЗ ориентировки.

В Чаган-Узунском блоке простирание осей складок ЗСЗ, аналогичное простиранию складок в юго-западной части Курайской впадины, т.е. они образовались при ССВ сжатии. Таким образом, молодые складки Чуйской и Курайской впадин свидетельствуют об их формировании в неотектоническом поле напряжений с меняющейся ориентацией оси сжатия от субмеридиональной до СЗ и ССВ. Такое разнообразие в ориентировках осей неотектонических складок связано, по-видимому, с положением впадин на изгибе структур юго-восточного Алтая, расположенного пересечении разнонаправленных структур обрамления.

Тектонические напряжения региона исследовались разными методами, в частности с использованием геологических индикаторов палеонапряжений/деформаций [Дельво и др., 1995; Dobretsov et al., 1996; Лунина и др., 2006; Delvaux et al,. 2013]. Начатыми в 90-х годах прошлого века исследованиями определено основное направление тектонического стресса ССВ простирания. После Чуйского землетрясения активно исследовались сейсмогенные деформации и поле напряжений региона. Сходные структурные рисунки отмечаются на диаграммах трещиноватости по замерам в коренных и рыхлых четвертичных отложениях. При этом определяется ССЗ простирание оси сжатия (с вариациями от широтного до меридионального направления) [Лунина и др., 2006]. По данному региону получены подробные данные с использованием сейсмологических [Омар и др., 2012; Лескова, Еманов, 2013; Кучай, 2012; Ребецкий и др., 2013] и сейсмотектонических методов [Рогожин и др., 2021].

Методы изучения тектонических напряжений. *Структурно-геоморфологический (СГ) метод реконструкции сдвиговых тектонических напряжений* базируется на полевых наблюдениях о закономерностях развития оперяющих разрывов в зоне сдвига, обобщенных [Гзовский, 1975] и результатах тектонофизического моделирования [Гзовский, 1975, Осокина, 1987]. В основе метода лежит дешифрирование всех прямолинейных элементов рельефа, так называемых мегатрещин, вблизи предполагаемого или откартированного разрывного нарушения [Сим, 1982; 2000]. Для дешифрирования используются топографические карты, аэрофото- и космические снимки.

При полевых исследованиях и определении напряженно-деформированного состояния применены *структурно-парагенетический метод анализа малых дизъюнктивов* [Расцветаев, 1987] и *метод катакластического анализа (МКА) разрывных смещений* [Ребецкий, 2007]. Структурно-парагенетический метод основан на закономерностях распределения малых дизъюнктивных структур разного типа, которые анализируются на структурных диаграммах и сравниваются с типовым

геологическими и геомеханическими рисунками систем разрывных нарушений. Катакластический метод основан на закономерностях распределения векторов перемещений на зеркалах скольжения, для которых в соответствии с выбранными параметрами деформирования рассчитывается искомый тензор напряжений. По собранным данным с определением кинематики зеркал скольжения проведен расчет в программе STRESSgeol [Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017], использующей алгоритмы МКА разрывных смещений. В результате для каждой точке наблюдения получены параметры напряженно-деформированного состояния: положение осей главных напряжений (минимальных (σ_1), промежуточных (σ_2) и максимальных (σ_3) сжимающих напряжений), направление максимального горизонтального сжатия, тип напряженного состояния и коэффициент Лоде–Надаи (μ_σ). Полученные данные определяют в точке наблюдения локальный стресс-тензор или локальное стресс-состояние (ЛСС) в пределах изученного района.

Метод нахождения «общих» (усредненных) полей напряжений [Сим, 1982; 2000; Ребецкий и др., 2017]. Основанием метода служат данные математического моделирования напряжений вокруг разрыва [Осокина, 1987], которые свидетельствуют о том, что если нагрузить извне некоторый объем горных пород, задав сдвиговое поле напряжений с горизонтально ориентированными осями сжатия и растяжения под углом 30-60° к разрыву, то в объеме произойдет изменение ориентировок локальных осей сжатия и растяжения из-за перемещения по разрыву. При этом заданные ориентировки поля напряжений будут изменяться по концам разрыва: во фронтальной части смещающих крыльев разрыва оси сжатия становятся параллельны, а в тыльной части – нормальны к плоскости разрыва, т.е. все изменения поля напряжений внутри объема можно описать двумя конусами – сжатия и растяжения с осями, нормальными друг относительно друга; при этом всю совокупность осей в пределах этого объема с разрывом можно описать конусом сжатия, в котором нет осей растяжений и конусом растяжения, в котором нет осей сжатия локальных стресс-состояний. Концентрация осей ЛСС в одноименных конусах может свидетельствовать на качественном уровне об обстановке доминирования растяжения в исследуемом объеме (если наблюдается конусе растяжения) ($\mu\sigma \approx$- 1), либо об обстановке сжатия при концентрации осей сжатия ЛСС в одноименном конусе ($\mu\sigma = \approx$+1). При относительно равномерном распределении осей ЛСС по площади стереограммы можно говорить на качественном уровне о трехосном напряженном ($\mu\sigma| \approx 0$).

Результаты реконструкции тектонических напряжений. В масштабе 1 : 500 000 для всего района восстановлены неотектонические напряжения структурно-геоморфологическим (СГ) методом [Сим, 1982, 2000]. Сдвиговые неотектонические напряжения по результатам анализа мегатрещин, отдешифрированных по рельефу в исследуемом регионе СГ методом, обосновано установлением современного сдвигового поля напряжений по сейсмологическим данным [Сим и др., 2023]. Возраст установленного СГ методом поля напряжений относится к неотектоническому этапу, поскольку используются мегатрещины, выраженные в современном рельефе.

М.В. Гзовский на основе изучения зон сдвигов и данных моделирования выделил четыре типа совместного расположения триады оперяющих разрывов в зоне сдвига, в которых две системы сколов к сдвигу под углом 45^0 к оси сжатия и отрывы, нормальные к оси сжатия, приуроченные к зоне динамического влияния сдвига. Обобщенные им ориентировки оперяющих разрывов нами названы палеткой Гзовского, согласно которой в зависимости от геодинамической обстановки формирования или активизации сдвигов оси главных нормальных напряжений, формирующих сдвиг, ориентированы относительно к плоскости сдвига под разными углами; так ось сжатия ориентирована под углом 45^0 при трехосном напряженном состоянии, под углом 30^0 – в обстановке дополнительного растяжения, под углом 60^0 – в обстановке дополнительного сжатия. По взаимной ориентации оперяющих трещин относительно разлома принимается, что разлом (или линеамент), а также мегатрещины имеют тектоническую природу, определяются оси главных нормальных напряжений, направление сдвиговой компоненты и геодинамическая природа формирования сдвигов. На рис. 1 приведена схема неотектонических напряжений юго-восточного Алтая, на которой показано, что основное направление оси сжатия субмеридиональное, хотя есть и СВ ориентации, а также единичное определение СЗ простирания. Субмеридиональное сжатие идеально совпадает с простиранием новейших складок, откартированных в Курайской впадине и Чаган-Узунском блоке [Рогожин, Платонова, 2002].

Для всего района произведено изучение напряженного состояния СГ методом, который основан на анализе новейших разломов и мелких прямолинейных элементов в зоне их влияния. Так как СГ метод опирается на анализ линеаментов, отдешифрированных по топографическим картам и космических снимков, возраст восстановленных тектонических напряжений принимается за

неотектонический. Из 21 определения ЛСС, восстановленных указанным методом, 17 определений имеют меридиональные, север-северо-восточные и северо-восточные ориентировки горизонтальных осей сжатия, которые характеризуют деформирование новейших структур в установленном поле напряжений. СГ метод дает возможность определять геодинамическую обстановку формирования (активизации) разломов. В зонах 4-х разломов восстановлены обстановки горизонтального сжатия (рис. 1). Таким образом, можно утверждать, что структуры юго-восточной части Горного Алтая деформируются в неотектонический этап при субмеридиональном сжатии, меняющемся до северо-восточного, что согласуется с положением структуры в зоне влияния коллизии в этой части Азиатских структур.

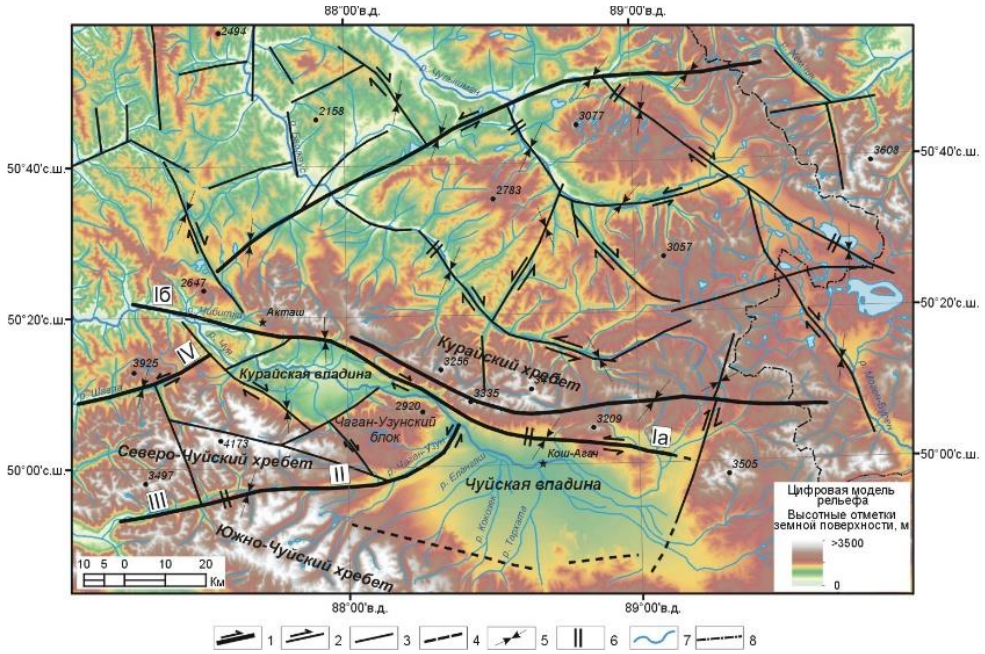


Рис. 1. Схема неотектонических напряжений и разломов Юго-Восточного Алтая, реконструированных при помощи СГ метода.
1 – разломы I-го ранга: правые и левые сдвиги; 2-3 – разломы II-го ранга: 2 – правые и левые сдвиги, 3 – линеаменты; 4 – разломы предположительные; 5 – ориентировка оси сжатия; 6 – ориентировка оси дополнительного сжатия; 7 – реки, 8 – граница административных объектов. Римские цифры на карте (I-IV) – новейшие разломы: I а – восточная ветвь, I б – западная ветвь Курайского разлома, II – Чаган-Узунский, III – Чарышско-Теректинский, IV – Шавлинский

Методом катакластического анализа разрывных нарушений Ю.Л. Ребецкого восстановлены тектонические напряжения в пределах Чуйской и Курайской впадин, включая разделяющий их Чаган-Узунский блок. В результате расчета в программе STRESSgeol получены данные по 42 локальным стресс-тензорам в 34 точках наблюдения, расположенных в пределах Чуйской и Курайской впадин и их бортов, а также разделяющего их Чаган-Узунского блока. Для сравнения проанализированы предварительные данные по расположенному к западу району пос. Акташ. Здесь получено 54 определения локальных стресс-тензоров для 53 точек наблюдения.

Восстановленные катакластическим методом ориентировки осей главных нормальных напряжений показали значительное разнообразие, при котором горизонтальное сжатие свидетельствует как о субмеридиональном, так и субширотном положении указанной оси. В отдельных точках наблюдения восстановлены по две возможные ориентировки осей сжатия. Определение возрастных взаимоотношений разноориентированных осей главных нормальных напряжений затруднено из-за того, что все определения ЛСС произведены по бороздам скольжения, измеренным в породах допалеозойского и палеозойского возраста. Два направления борозд скольжения на одной плоскости не дали возможности их расчленения по возрасту.

Для понимания латеральной направленности тектонического стресса во всех точках наблюдения в районе Чуйской и Курайской впадин нами рассчитана ориентация оси максимального горизонтального сжатия (рис. 2). По полученным данным преобладает СЗ направление. Кроме того, на розе-диаграмме виден максимум с широтным положением оси, а также менее проявленные в рассматриваемом районе меридиональное и СВ простирание максимального горизонтального сжатия.

Для соседнего участка «Акташ», напротив, резко преобладает СВ направление максимального горизонтального сжатия. Участок расположен в месте пересечения разноплановых тектонических структур, относящихся к разным структурно-фациальным зонам. Полученные здесь определения локальных стресс-тензоров отличаются значительным разбросом, как по ориентации осей главных напряжений, так и по типам напряженного состояния.

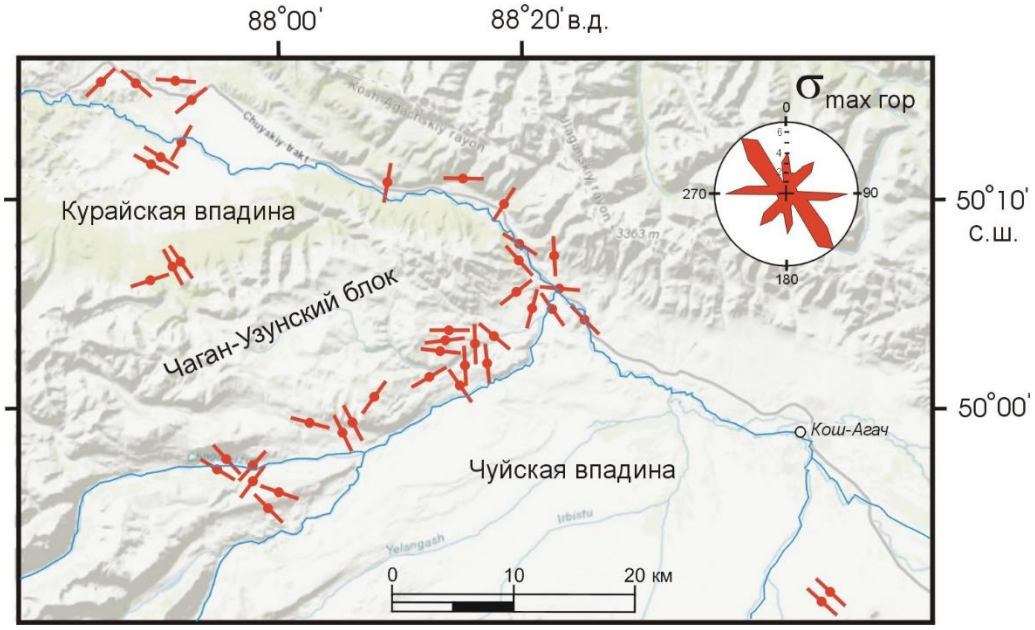


Рис. 2. Ориентировка оси максимального горизонтального сжатия района Чуйской и Курайской впадин. В правом верхнем углу роза-диаграмма направлений максимального горизонтального сжатия (по данным расчетов в программе STRESSgeol).

Анализ типов напряженного состояния показал, что обстановки горизонтального сдвига, горизонтального растяжения и горизонтального сжатия представлены практически в равном составе (рис. 3, диаграмма). Надо отметить, что в исследованном районе существенно выше роль обстановок горизонтального растяжения. Вероятно, этим типом напряженного состояния и обусловлено формирование крупнейших впадин Горного Алтая – Чуйской и Курайской.

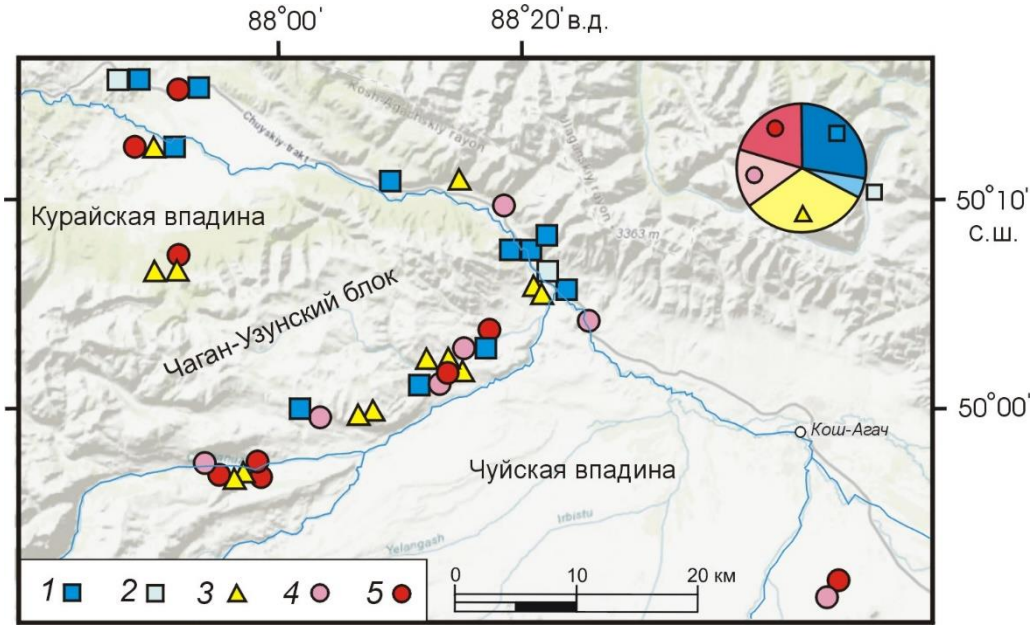


Рис. 3. Типы напряженного состояния района Чуйской и Курайской впадин.
1 – горизонтальное растяжение; 2 – горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом; 5 – горизонтальное сжатие. В правом верхнем углу приведена диаграмма распределения типов напряженного состояния.

С помощью метода нахождения общих полей установлены усредненные тектонические напряжения для 4-х участков (рис. 4). Относительно простые определения осей усредненных полей напряжений получены для небольших по площади участков с малым количеством ЛСС. Реконструкция тектонических напряжений методом структурно-парагенетического анализа разломных структур и анализ борозд на зеркалах скольжения методом катакластического анализа разрывов позволил выделить в ряде точек наблюдения несколько этапов деформирования. В частности, для сравнения результатов реконструкции осей главных нормальных напряжений были определены результаты по участку Акташ, расположенному к западу от Курайской впадины вне основного района исследований.

На этом участке были восстановлены 54 локальных стресс-тензора в 53-х точках наблюдения, по которым реконструирован уникальный случай двух усредненных полей напряжений, когда уверенно была определена ориентировка крутой оси растяжения – σ_1 (148∠85), а оси σ_2 и σ_3 дали возможность найти два непротиворечивых определения, в которых поменялись местами σ_3^1 20 ∠3 и σ_2^1 291∠5 (первое поле) и σ_2^2 20 ∠3 и σ_3^2 291∠5 (2-е поле). При этом 1-е поле с субмеридиональной горизонтальной осью сжатия принято считать более поздней, так как в конусе сжатия этого поля попали 25 определений ЛСС, а во втором конусе таких определений 16, т.е. меньше, чем в 1-ом усредненном поле. Такая переиндексация оси сжатия и растяжения фиксировалась при физическом моделировании сдвигов [Михайлова, 2007], что характеризует динамику поля напряжений при смещениях по разломам.

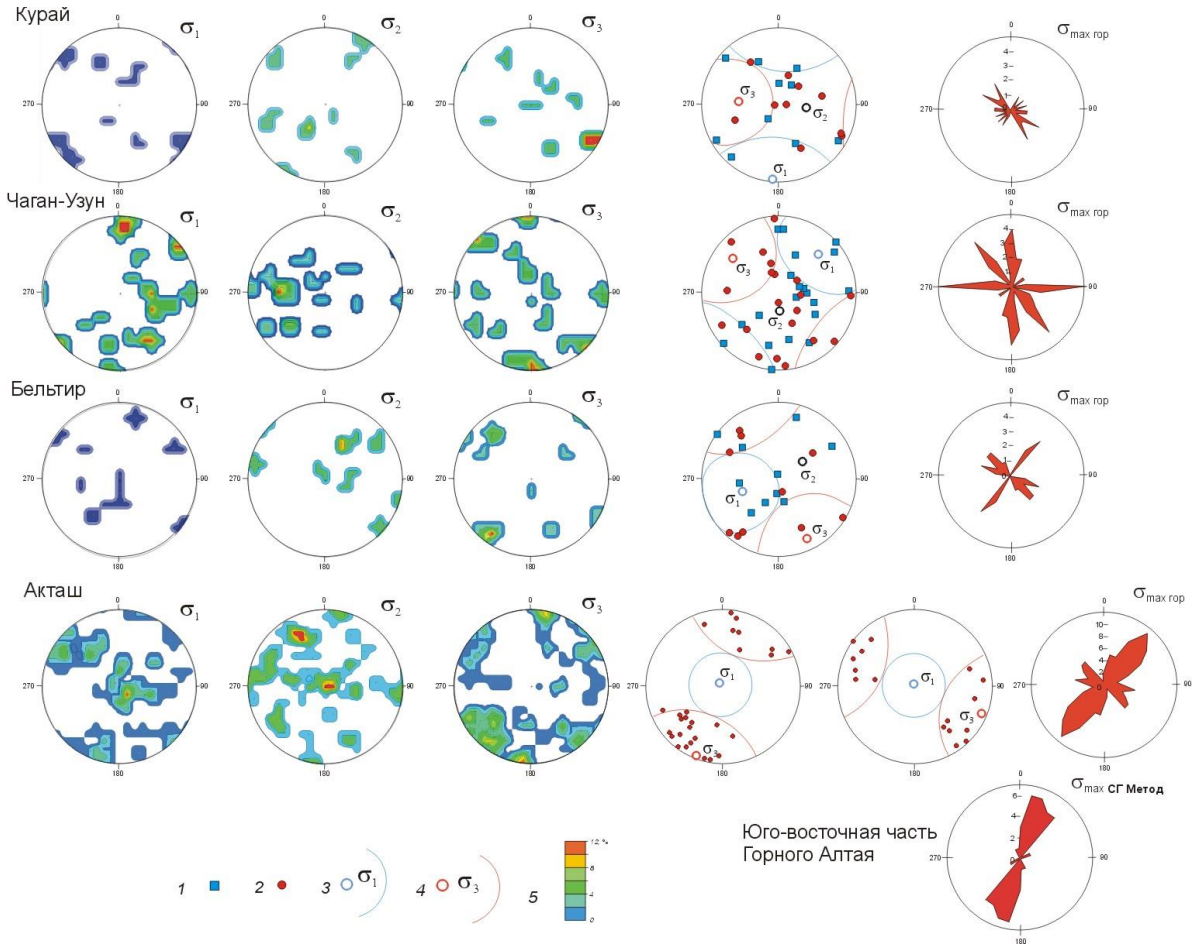


Рис. 4. Тектонические напряжения на участках Чуйской и Курайской впадин (Курай, Чаган-Узун и Бельтир), а также расположенном западнее участке около пос. Акташ. На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны выходы осей главных напряжений (первые три колонки слева), результаты определения усредненного поля напряжений (четвертая колонка) и розы-диаграммы направлений максимального горизонтального сжатия (пятая колонка). Внизу (справа) показана роза-диаграмма определений неотектонических напряжений для юго-восточной части Горного Алтая структурно-геоморфологическим (СГ) методом.

1, 2 – оси главных напряжений локальных стресс-тензоров: σ_1, минимальных (1); σ_3, максимальных (2); 3, 4 – положение полученных для усредненного поля напряжений конусов сжатия/растяжения и осей сжимающих напряжений: σ_1, минимальных (3); σ_3, максимальных (4); 5 – шкала относительной плотности точек выходов осей на стереограммах (по методу 1% площади; построено с использованием программы Stereonet)

Выводы. На юго-восточном Алтае СГ методом установлено сдвиговое поле напряжений I-го ранга с доминирующей меридиональной ориентировкой оси сжатия на неотектоническом этапе с подчиненным значением оси сжатия СВ ориентации. С неотектоническим полем напряжений согласуется и современное поле напряжений, в котором преобладают сдвиговые механизмы очагов землетрясений с меридиональным сжатием и широтной ориентировкой осей растяжения.

Анализ собранных полевых тектонофизических материалов и реконструкция локальных стресс-состояний с помощью структурно-парагенетического метода анализа разрывных смещений и катакластического метода анализа разрывов показал большое разнообразие ориентаций осей главных нормальных напряжений, восстанавливаемых полевыми тектонофизическими методами. В целом ряде объемов горных пород устанавливаются по две ориентировки осей главных нормальных напряжений.

Разнообразие ориентировок локальных и усредненных ориентировок неотектонических напряжений обусловлено особым положением Курайской и Чуйской впадин на пересечении разнонаправленных структур обрамления.

Благодарности. Авторы признательны своим коллегам, чьи материалы полевых наблюдений использованы при реконструкции тектонических напряжений: И.В. Бондарю, Н.А. Гордееву, П.А. Каменеву, А.Р. Лукманову и др., а также Ю.Л. Ребецкому, А.Ф. Еманову, А.А. Еманову и Е.В. Дееву за необходимую помощь в организации полевых исследований.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

1. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. – М.: Наука. 1975. 536 с.
2. *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Алтае-Саянская. Лист M-45 – Горно-Алтайск: Объяснительная записка. Авт.: Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьев Е.М. – СПб.: ВСЕГЕИ. 2011. 567 с.
3. *Деев Е.В., Крживоблоцкая В.Е., Бородовский А.П., Энтин А.Л.* Активные разломы и поверхностные разрывы позднеголоценовых землетрясений в обрамлении Кокоринской впадины (Горный Алтай, Россия) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т.506. №1. С. 299–305.
4. *Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А.* Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика. 1995. Т.36. №10. С. 31–51.
5. *Кучай О.А.* Особенности поля напряжений афтершоковых процессов землетрясений Алтае-Саянской горной области // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т.3. №1. С. 59–68.
6. *Лескова Е.В., Еманов А.А.* Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 года // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №1. С. 113–123.
7. *Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р., Высоцкий Е.М., Еманов А.А.* Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., Ms = 7.5 (Горный Алтай) // Геотектоника. 2006. №3. С. 52–69.
8. *Михайлова А.В.* Геодинамические характеристики структур, образовавшихся в слое над активными разломами фундамента (по данным тектонофизического моделирования). В кн.: Геофизика XXI столетия: Сб. трудов 8-х геофизических чтений им В.В. Федынского, 2-4 марта 2006 г. – М.: ИНТЕК-ГЕОН. 2007. С. 111–118.
9. *Омар Х., Арефьев С.А., Ребецкий Ю.Л.* Механизмы афтершоков 2004–2005 гг. и напряженное состояние очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г. // Геофизические исследования. 2012. Т.13. №3. С. 56–73.
10. *Осокина Д.Н.* Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива. В кн.: Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука.1987. С. 120–135.
11. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. В кн.: Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. – М.: ГИН АН СССР, ч. 2. 1987. С. 173–235.

12. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. – М.: Академкнига. 2007. 406 с.
13. *Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика. 2013. Т.54. №2. С. 271–291.
14. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям: Методы и алгоритмы. – М.: ГЕОС. 2017. 225 с.
15. *Рогожин Е.А., Платонова С.Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
16. *Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С.* Очаг сильного землетрясения как геологический объект. Геотектоника. 2021. №3. С. 3–30.
17. *Сим Л.А.* Определение регионального поля по данным о локальных напряжениях на отдельных участках // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. №4. С. 35–40.
18. *Сим Л.А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы. В кн.: М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. – М.: Наука. 2000. С. 326–350.
19. *Сим Л.А., Сычева Н.А., Гордеев Н.А.* Неотектонические и современные напряжения Юго-Восточного Алтая // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т.22. №4. С. 98–110.
20. *Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E.* Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics. 2013. V.602. P. 194–222.
21. *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D.* Meso-Cenozoic tectonics of the Central Asian Mountain Belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes. International Geology Review. 1996. 38. P. 430–466.

МЕХАНИКА МАГИСТРАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ В ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ АРКТИКИ

В.Н. Смирнов[1], И.Б. Шейкин[1], М.С. Знаменский[1]

[1] – Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, Россия; smirnov@aari.ru

Механика разрушения морского ледяного покрова является одним из основных элементов, влияющих на обмен импульсом и тепловой энергией между океаном и атмосферой. Трещины, разломы, гряды торосов и разводья являются индикаторами процессов такого взаимодействия. Состояние дрейфующего льда находится в постоянном движении. Во льду реализуются упруго-пластические деформации, которые сопровождаются образованием трещин и разломов на больших пространствах ледовой поверхности океана. Переход к регулярной ориентации сопровождается интенсивными подвижками льда и торошением. При этом происходит диссипация энергии деформирования в виде излучения различного вида упругих и изгибно-гравитационных волн. Упорядоченная структура (фрагментация), обусловленная уровнем напряженно-деформированного состояния льда и внешними силовыми воздействиями на значительной площади, может быть представлена в виде ромбовидных блоков (рис. 1). Вопросы физики очага землетрясений и образование блоковой структуры в Земной коре помогают пониманию явлений самоорганизации в морском льду [Мячкин и др., 1975; Садовский, 1987].

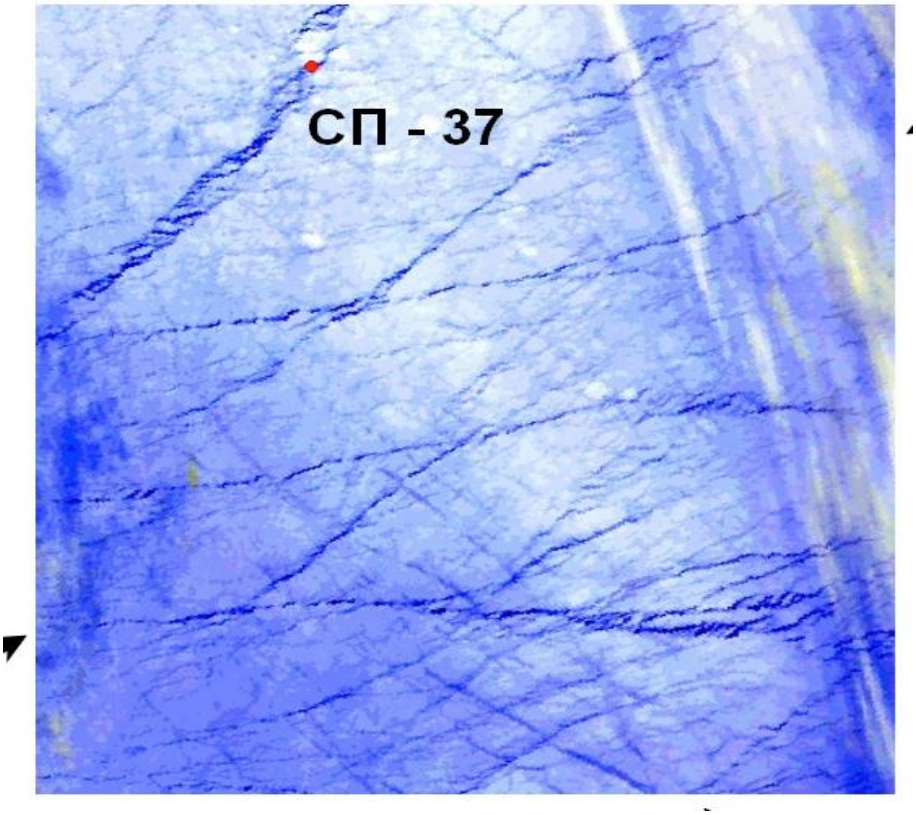


Рис. 1. Спутниковое изображение структуры морского льда при явлениях самоорганизации и самоподобия во льдах Северного Ледовитого океана. Масштаб 200 х 300 км. Район наблюдений – дрейфующая станция СП-37 (красная точка). Темные полосы – гряды торосов и разводий

В соответствии с критическим повышением напряжения в сплоченном массиве льда в определенной полосе зарождается магистральная трещина, на которой возникают сдвиги и торошения. При изменении метеорологических условий возможно образование магистрального разлома, хорошо видимого на аэрофото и спутниковых снимках льда (рис. 1).

Масштабы такого взаимодействия изучаются при длительном мониторинге термодинамических процессов на поверхности океана. Динамика и механика морского льда, обусловленная плоским напряженно-деформированным состоянием, характеризуются большим

радиусом действия и долговременной корреляцией. Связанные с этим законы масштабирования в пространстве и во времени свидетельствуют о возможном хрупком характере механики разрушения морского льда. Естественно, что при этом образуются трещины и разломы, создающие широкий спектр акустических колебаний и волн в среде воздух-лед-вода.

В арктическом регионе особое внимание обращается на возможные экстремальные события природного характера. Такие события способны давать информацию для совершенствования и решения задач краткосрочного прогнозирования опасных явлений в режиме реального времени. Рассмотрены возможности регистрации сигналов упругих волн низкочастотного диапазона перед главным разломом льда [Смирнов, Чмель, 2006; Смирнов и др, 2023].

Линии скольжения в сплоченном ледяном покрове формируются в условиях сжимающего напряженного состояния. Плоскости разрушения могут быть наклонены под углом менее 45° к направлению максимального главного напряжения. В работе [Schulson, 2004] идентифицируются линеаменты как хрупкие разломы при сжатии и сдвиге. В нашем случае, мы идентифицируем форму упругих импульсов как хрупкое разрушение при сжатии или сдвиге.

При значительном термонапряженном состоянии льда разрушение может быть вызвано спусковыми механизмами в виде поверхностных гравитационных волн, создающих дополнительные изгибные напряжения [Смирнов и др., 2022; Иванов и др. 2024].

Механика деформирования и разрушения льда без учета прямых измерений компонент напряженно-деформированного состояния ледяного покрова может быть описана с возможностью анализа результатов по физике волн в системе воздух-лед-вода. Основная задача заключается в выявлении сигналов при зарождении магистральных трещин в ледяном покрове, т.е. трещин с размерами сплоченных ледяных полей и более.

В настоящей работе выполнен феноменологический подход к описанию механики образования и развития протяженных/магистральных трещин в морском ледяном покрове. Важно выявить процесс начального этапа разлома ледяного покрова и определить характеристики упругих импульсов от возникающих трещин. Линейные масштабы трещин и разломов могут составлять десятки метров и километры, временные масштабы – от секунд до минут и часов. Форма волновых пакетов отражает их естественную идентичность на большом пространстве времени. Соответствующая идентификация трещин в дрейфующем ледяном покрове может быть тесно связана с прочностью льда и отражать силы, создающие гряды торосов. Законы масштабирования в пространстве и во времени свидетельствуют о хрупком характере механики разлома ледяного пространства. Естественно, что при этом создается широкий спектр механических колебаний и волн на ледовой поверхности океана.

Натурные измерения проводились на дрейфующем льду на станциях «Северный Полюс» и в международной экспедиции «MOSAiCA-19». Использовался метод пространственной расстановки сейсмических станций на морском ледяном покрове с регистрацией колебательных смещений во льду в широком диапазоне амплитуд и частот (рис. 2).

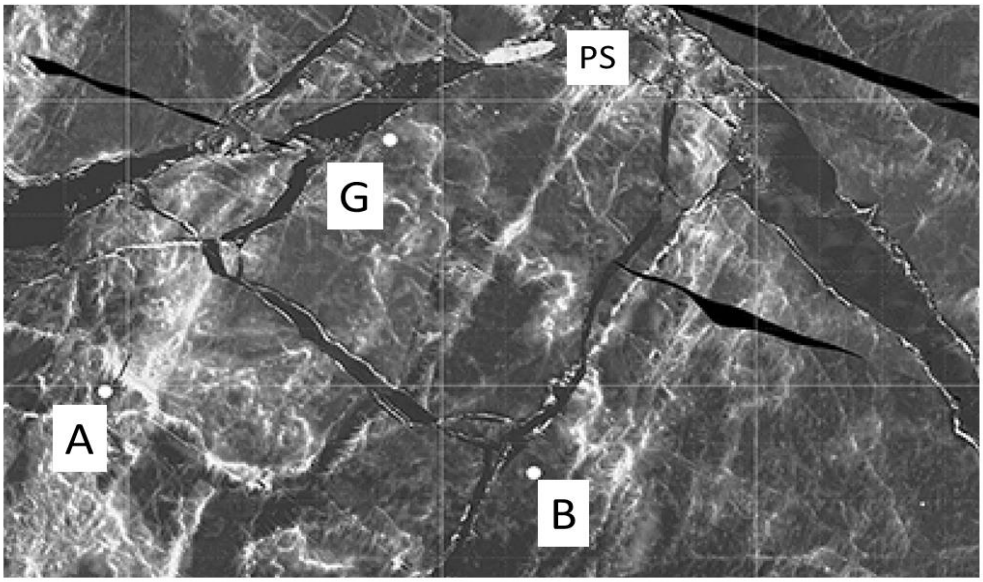


Рис. 2. Треугольная схема расстановки сейсмометров на дрейфующем льду на фоне карты лазерного сканирования (светлые – гряды торосов, черные – разводья); A, B, G – сейсмостанции, PS – судно. Расстояние между сторонами треугольника 700 м

Изучение механики образования и роста магистральных трещин в естественных условиях связано с регистрацией колебаний в низкочастотном диапазоне на больших дистанциях. Для процессов образования трещин используется методика регистрации упругих волн в диапазоне около 0.1-30Гц. Это дает возможность получать данные от измерительных приборов, расположенных на льду на больших расстояниях друг от друга. Характеристики колебаний и волн в ледяном покрове измерялись при помощи трехкомпонентных сейсмометров СМЕ-4311 с чувствительностью 4 000 В/мс$^{-1}$ и с линейной амплитудно-частотной характеристикой в диапазоне 0.017-50 Гц. Данные регистрировались с дискретностью 100 Гц. Измеряемые характеристики выражаются в размерности колебательной скорости смещения (мм/с). Источником электропитания сейсмостанций служили заменяемые аккумуляторные батареи. Поток собранных данных передавался по радиоканалу на базовую станцию, размещенную на судне, вмороженном в лед (рис. 2). Временная синхронизация данных осуществлялась с помощью спутниковых систем геопозиционирования GPS/GLONASS.

В состав обработки данных входили методы построения профилей скорости смещения льда, анализ амплитудно-временных спектров волновых процессов. К исходной записи применялись различного рода фильтры, например, bandpass 0.5-10 Гц. Использовались метеорологические данные судна «Поляршторн».

В результате исследований описываются события по возникновению и развитию во льду локальных и магистральных трещин. С этой целью рассмотрены формы/профили записей сигналов и определены физические характеристики упругих импульсов как результат хрупкого разрушения при возможных формах отрыва, сдвига или среза. Для различных по размеру и физико-механическим свойствам льда выявлена схожесть/тождественность отображения профиля записей упругих сигналов от момента возникновения трещин. Визуальная схожесть позволяет повысить точность идентификации трещин для оценок прогнозирования времени и сил ледового воздействия.

Ниже приводятся примеры использования пакета волн как первых признаков времени начала разлома и торошения в дрейфующем льду. Подобная информация может отражать картину зарождения и роста протяженной трещины, горизонтальные сдвиги в массиве плоченных ледяных полей и образование гряд торосов и разводий

На рис. 3 представлена запись упругих волн во льду от трех сейсмостанций, расположенных по схеме треугольника со сторонами 700 м в точках Альфа, Бета и Гамма. Визуально отмечается одновременный приход волновых пакетов на все три станции. Ниже представлены оценки основных характеристик волн в пакете.

Длительность всего пакета составляет около 25 минут; на 1 этапе – 11 мин, на 2 этапе – 13 минут. Максимальная амплитуда на 2 этапе – 0.02 мм/с. Диапазон частот в пакете волн от 0.6-0.9 Гц; частота во 2 этапе несколько выше, чем на первом. Максимальный временной сдвиг между коррелируемыми фазами волн не более 0.3 секунды. По горизонтальным компонентам и фазовому сдвигу отмечается вектор движения упругой волны. На основании характеристик пакета волн можно предположить, что источник находился на значительном удалении от пункта наблюдений.

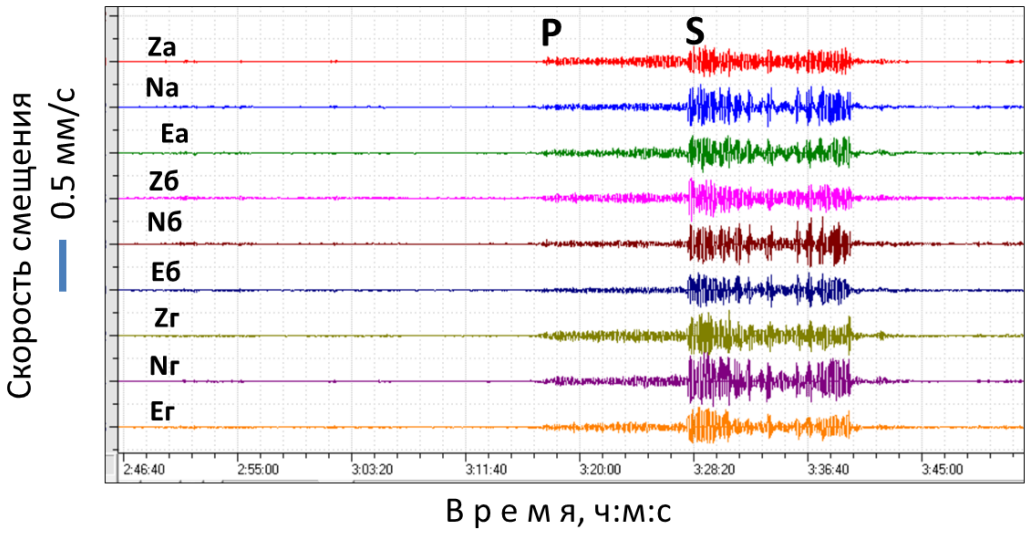


Рис. 3. Пакеты упругих волн в морском ледяном покрове СЛО на пространстве треугольника со сторонами 700 м. Компоненты сейсмометра: Zабг – вертикальные, Nабг и Eабг – горизонтальные. P – вступление этапа 1; S – вступление этапа 2. Мозаика 30.03.2020; начало пакета в 06:23

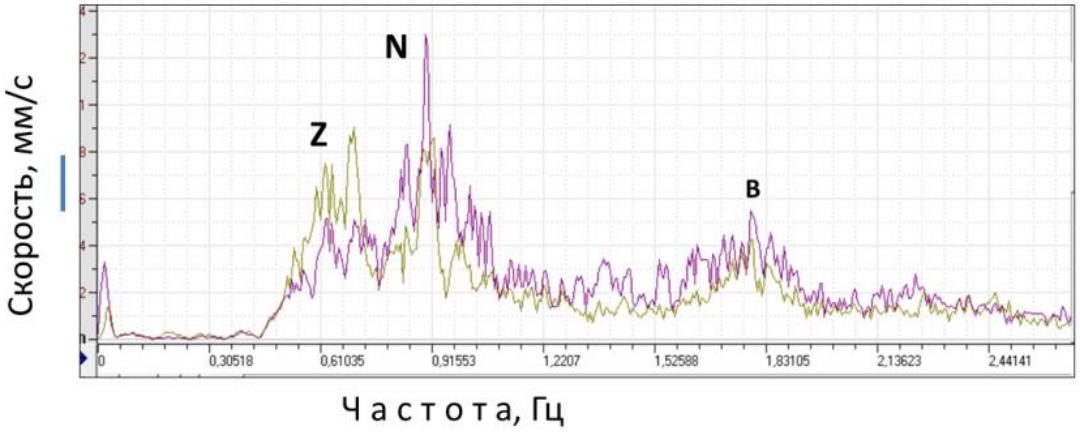


Рис. 4. Амплитудные спектры вертикальных Z и горизонтальных N колебаний в пакете 30.03.2020 06:23 (рис. 3). B – изгибно-гравитационные волны при образовании локальных трещин

Физические особенности упругих импульсов обусловлены развитием трещины и разрушением льда на контактах образующейся магистральной трещины. Сравнительные данные о природе и механике волновых процессов в морском льду открывают возможность идентифицировать формы записей и относить их к образованию трещин и разломов в морском льду. На следующих рисунках представлены записи, полученные в разное время и в разных районах СЛО. Уверенная идентификация трещин отмечается на записях упругих волн, разделенных по времени наблюдений в разные годы. На различных дрейфующих станциях отмечалась повторяемость формы записей с интервалом от минут до нескольких часов.

На рис. 5 показаны пакеты волн в другое время и в другом районе океана. Отмечены 2 этапа колебаний длительностью по 40 и 75 секунд, соответственно. В обоих случаях амплитудный спектр колебаний находится в пределах частот 0.6-0.9 Гц.

Пакеты волн на рис. 3 и рис. 5 дают возможность сравнить данные о характеристиках волн: форму/профиль, длительность, максимальную амплитуду, частотный спектр. В соответствии с рис. 5а фазовый сдвиг коррелируемых фаз между Na и Nб составил 0.25 секунды, при этом начало вступления отмечалось в точке Бета. Такие оценки делаются с учетом расстояния между сейсмометрами для получения приближенных значений скорости и вектора распространения упругих волн.

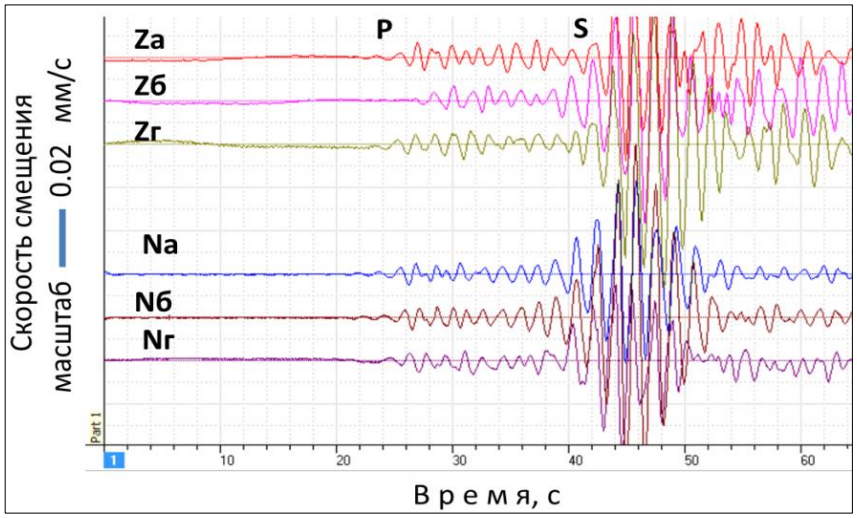
На основе описанных признаков можно идентифицировать трещины, зарегистрированные в различное время в разных местах ледяного массива. Схема расстановки сейсмостанций, получение синхронных записей и их описание достаточны на первом этапе говорить об идентификации трещин. Времена вступления этапов P и S позволяют считать, что этап P является вступлением объемной акустической волны; импульс S – вступлением второй волны, которая может быть отнесена к типу обменных SP-волн.

Учитывая разницу волновых полей от одного источника и прошедшего времени между импульсами можно с предположить, что сейсмометры регистрируют продольные и обменные волны в среде лед-вода.

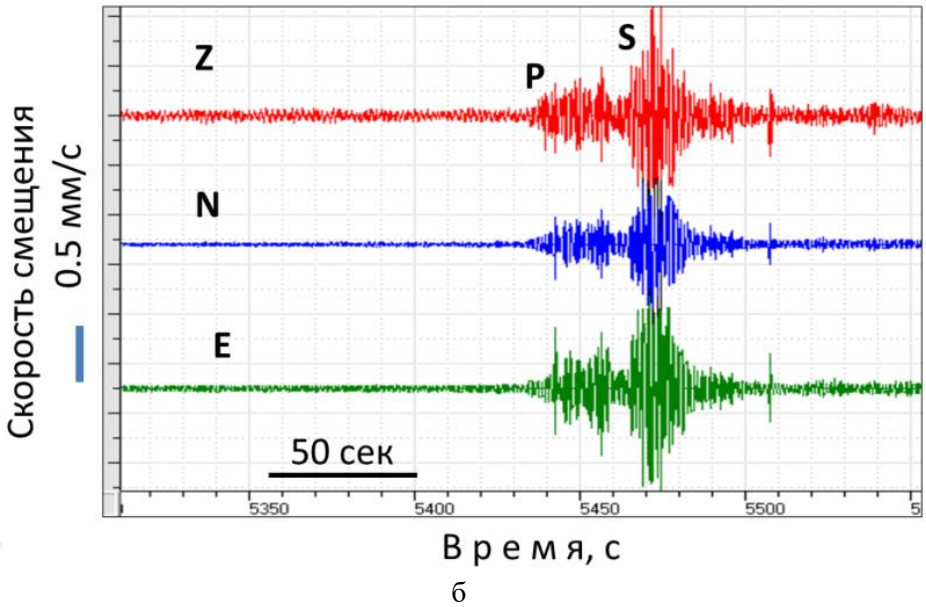
С физической точки зрения динамические проявления механики льда представляют собой лавинообразные процессы хрупкого разрушения льда в различном пространственном и временном масштабе. Предвестником динамических проявлений таких масштабов является низкочастотный фон сейсмоакустической активности сплошного ледяного покрова. Происходит изменение интенсивности и количества импульсов, связанных с образованием магистральной трещины как на микротрещинах, так и в макромасштабе.

Дополнительная статистика об идентификации трещин прослеживается особенно в зимне-весенний период. Все зарегистрированные пакеты упругих волн зарождались в разное время и в разных точках дрейфа станции. Очевидно, что для уверенной идентификации макротрещин необходимо оценивать размеры очагов ледотрясения, определять характерный частотный спектр, длительность процесса развития трещины, амплитуду, количество выделившейся упругой энергии. На основе изучения особенностей /признаков механики разрушения и образование трещин важно сделать следующий вывод.

Формы упругих импульсов от трещин в различных льдах похожи/схожи по внешнему виду. Основные механизмы разлома льда есть масштабная инвариантность, когда разрушения действуют на разных масштабах и даже с различной кинематической прочностью льда.



а



б

Рис. 5. Записи упругих волн в морском ледяном покрове в разное время и в разных районах океана.
P – вступление этапа 1; S – этап 2. Начало пакета волн в 06:23. (а) Вертикальные и горизонтальные колебания в точках Альфа, Бета, Гамма 16.02.2020; (б) Колебания в одной точке Бета 29.11.2019

Колебания и волны во льду отражают динамические процессы в среде атмосфера-лед-океан. Источником упругих волн являются механизмы отрыва, сдвига и среза во льду. На одной образовавшейся трещине может произойти несколько актов разрушения с интервалом несколько минут или часов. По идентификации трещин можно судить о состоянии ледяного покрова и вероятности возникновения магистральных разломов и торошения.

Возможности получения данных о механике разрушения морского льда с помощью идентификации трещин в различных льдах Арктики позволяют совершенствовать прогностические модели времени разрушения ледяного покрова. Разрушение происходит постепенно вследствие развития и накопления локальных трещин. Разрушению льда предшествуют упругие и пластические деформации. Регистрируемые пакеты упругих волн от зарождающихся трещин при хрупком и пластическом деформировании льда позволяют описать развитие магистральных крыло- и кулисообразных трещин.

Одним из основных вопросов морской ледотехники является определение физических характеристик горизонтальных компонент напряжений, сопровождаемых упругими импульсами. Такое решение позволит подойти к выявлению масштабов зарождения и распространения локальных и магистральных трещин, первых предвестников зарождающихся сил динамического воздействия. Скорости и векторы упругих волн по записям оценить затруднительно из-за сравнительно малого временного сдвига между фазами колебаний, обусловленных большой скоростью упругих волн и

недостаточным расстоянием между датчиками. Уверенная идентификация трещин характеризуется сочетанием повышенной напряженности во льду, способностью накапливать и быстро выделять упругую энергию.

Предварительные результаты изучения механики магистральных разломов в дрейфующем ледяном покрове указывают на существование явления возникновения и распространения в океане двухступенчатого процесса/пакета упругих объемных волн инфра-частотного диапазона. Предлагается версия на основе феноменологического подхода к описанию явления возникновения двухступенчатого пакета волн, обусловленного зарождением магистральной трещины на удаленном расстоянии от места наблюдений. Визуально зафиксировать зарождение такой трещины практически невозможно. Только через некоторое время при сдвиговых подвижках с помощью аэрофото и безпилотных аппаратов можно различить образующееся разводье. Предлагается рассмотреть возможные версии механизмов механики очага ледотрясения и излучения упругих волн, учитывая, что при сбросе напряжений возникают объемные продольные и поперечные волны в среде лед-вода-морское дно.

– Процесс возникновения двухступенчатого пакета волн возможен при зарождении сквозной трещины в сжатом ледяном покрове и при деформировании стенок трещины при сдвиге и торошении зоны контакта. При этом излучаются упругие волны в вертикальной и горизонтальной плоскости в частотном диапазоне 0.5-2.0 Гц. Наблюдаемая разница во времени прихода волн в пакете позволяет определять расстояние до источника.

– Возможен механизм локального землетрясения с образованием объемных и поверхностных волн, проходящих большие расстояния в среде земля-вода-лед и регистрируемых во льду как фаза-Т.

– Антропогенный характер пакета волн вполне возможен при процессах взаимодействия льда с морскими сооружениями во время интенсивного сжатия и торошения. При этом следует рассматривать широкий комплекс упругих и гравитационных волн, которые возникают при динамическом взаимодействии сооружения со льдом. Очевидно, что в рассматриваемом случае ледокол может вносить определенный вклад в энергетический спектр системы «лед-ледокол» с учетом собственных колебаний ледокола и кинематической прочности ледяных полей.

Финансирование. Работа выполнялась в рамках темы ЦНТП Роскомгидромет «Исследование крупномасштабной динамики, физических процессов, механики деформирования и разрушения морских льдов с целью совершенствования методов краткосрочного прогнозирования сжатия и торошения».

Литература

1. *Иванов К.Д., Знаменский М.С., Смирнов В.Н.* Поверхностные гравитационные волны в Северном Ледовитом океане как показатель динамических процессов в дрейфующем ледяном покрове // Навигация и гидрография. 2024. №3 (76). С. 139–148.
2. *Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясения. Физика очага землетрясений. – М. Наука. 1975. С. 13–29.
3. *Садовский М.А.* Автомодельность сейсмических процессов. Физические основы прогнозирования разрушения горных пород при землетрясениях. – М.: Наука.1987. С. 6–12.
4. *Смирнов В.Н., Знаменский М.С., Алексеев В.В., Иванов В.В.* Поверхностные гравитационные волны в Северной Атлантике и в дрейфующем льду Арктики // Океанологические исследования. 2023. Т.51. №3. С. 106–128.
5. *Смирнов В.Н., Знаменский М.С., Шейкин И.Б.* Волновые процессы в дрейфующем льду Северного Ледовитого океана в экспедиции MOSAIC. Зимний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т.68. №1. С. 6–27.
6. *Смирнов В.Н., Чмель А.Е.,* Самоподобие и самоорганизация в дрейфующем ледяном покрове Арктического бассейна // ДАН. 2006. Т.410. №5. С. 684–687.
7. Erland M. Schulson Compressive shear faults within arctic sea ice: Fracture on scales large and small Compressive shear faults within arctic sea ice: Fracture on scales large and small // Journal of geophysical research. 2004. V.109. P. 07016.

ОЧАГОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРНОГО АЛТАЯ И САЯН

Н.А. Сычева

[1] – *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; e-mail nelya@ifz.ru*

Разработка новых подходов к прогнозированию разрушительных землетрясений (ЗЛТ) и уменьшению их последствий включает, по необходимости, расширение объема данных о *динамических параметрах* (ДП): очаг землетрясения *r*, скалярный сейсмический момент M_0 и сброшенные касательные напряжения (*stress drop*, $\Delta\sigma$), действующие параллельно плоскости разрыва. Информация об этих параметрах, непосредственно относящихся к объемам очагов ЗЛТ, может характеризовать региональные особенности геодеформационного процесса. В частности, изменение со временем усредненных сброшенных напряжений для событий заданных магнитуд отражает напряженное состояние земной коры по диаграмме Кулона – Мора. Для такого описания земной коры сейсмоактивных регионов необходим статистически значимый набор данных – достаточно большое число сейсмических событий, для которых определены динамические параметры очагов.

Известно, что для определения динамических параметров землетрясений необходимо построить очаговый спектр и определить угловую частоты f_0 и спектральную плотность Ω_0. Зная эти данные можно вычислить динамические параметры землетрясений перечисленные выше. Основная проблема при расчете динамических параметров состоит в получении спектра источника. При его построении решается обратная задача геофизики - переход от станционного спектра к очаговому.

Согласно вышесказанному, для расчета ДП землетрясений необходимо: наличие записи землетрясения; программа для построения станционного и очагового спектра; функции зависимости добротности от частоты для исследуемого региона $Q(f)$; станционные поправки для станций анализируемых сейсмограмм $Gi(f)$. В случае Алтае-Саянской горной области необходимо знать станционные поправки (~ 58 станций) и функцию зависимости добротности от частоты $Q(f)$ для значительной территории (82-105°в. д., 45-55°с. ш.). Решение этих задач требует значительного ресурса времени.

Если рассматривать землетрясения, для которых известен скалярный сейсмический момент (сайт CMT – https://www.globalcmt.org), а для вычисления радиуса очага землетрясения использовать регрессионные зависимости радиуса очага (согласно выбранной модели) от энергетической характеристики, полученные ранее для рассматриваемого региона, или использовать модели зависимости, описанные в работах по исследованию динамических параметров, то можно получить (расширить) банк данных по сброшенным напряжениям для исследуемого региона.

Цель работы – расчет касательных сброшенных напряжений для землетрясений, произошедших в Алтае-Саянской горной области и создание банка данных по динамическим параметрам.

В данной работе предложен подход для расчета радиуса очага и сброса касательных напряжений для землетрясений с известным скалярным сейсмическим моментом M_0. Массовое определение тензора сейсмического момента осуществляется Глобальным проектом CMT (https://www.globalcmt.org). Рассмотрены зависимости радиуса очага от моментной магнитуды землетрясения, полученные в работах [Ризниченко, 1985; Kim et al., 1989; Boore, 2003; Borman et al., 2009; Добрынина, 2009; Sycheva, Bogomolov, 2020 и др.]. На их основе предложена модель для расчета радиуса очага для землетрясений Алтае-Саянской горной области. Рассчитаны динамические параметры 87 землетрясений для двух моделей очага – Брюна [Brune, 1970] и Мадариаги-Канеко-Ширера [Madariaga 1976, 1979].

Исходные данные. В качестве исходных данных рассматриваются землетрясения, произошедшие на территории Алтае-Саянской горной области для которых рассчитан скалярный сейсмический момент. Источником таких данных является каталог CMT (Centroid Moment Tensor, https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html). Указанный источник наряду с компонентами тензора сейсмического момента включает, скалярный сейсмический момент M_0 и моментную магнитуду M_W. Эти параметры были получены для 84 землетрясений, произошедших в Алтае-Саянской горной области с 1978 по 2023 гг.

На рис. 1 представлены тензора сейсмического момента этих землетрясений. Основная часть землетрясений произошла на границе блоков [Саньков, 2003], отмеченных на рисунке красными линиями.

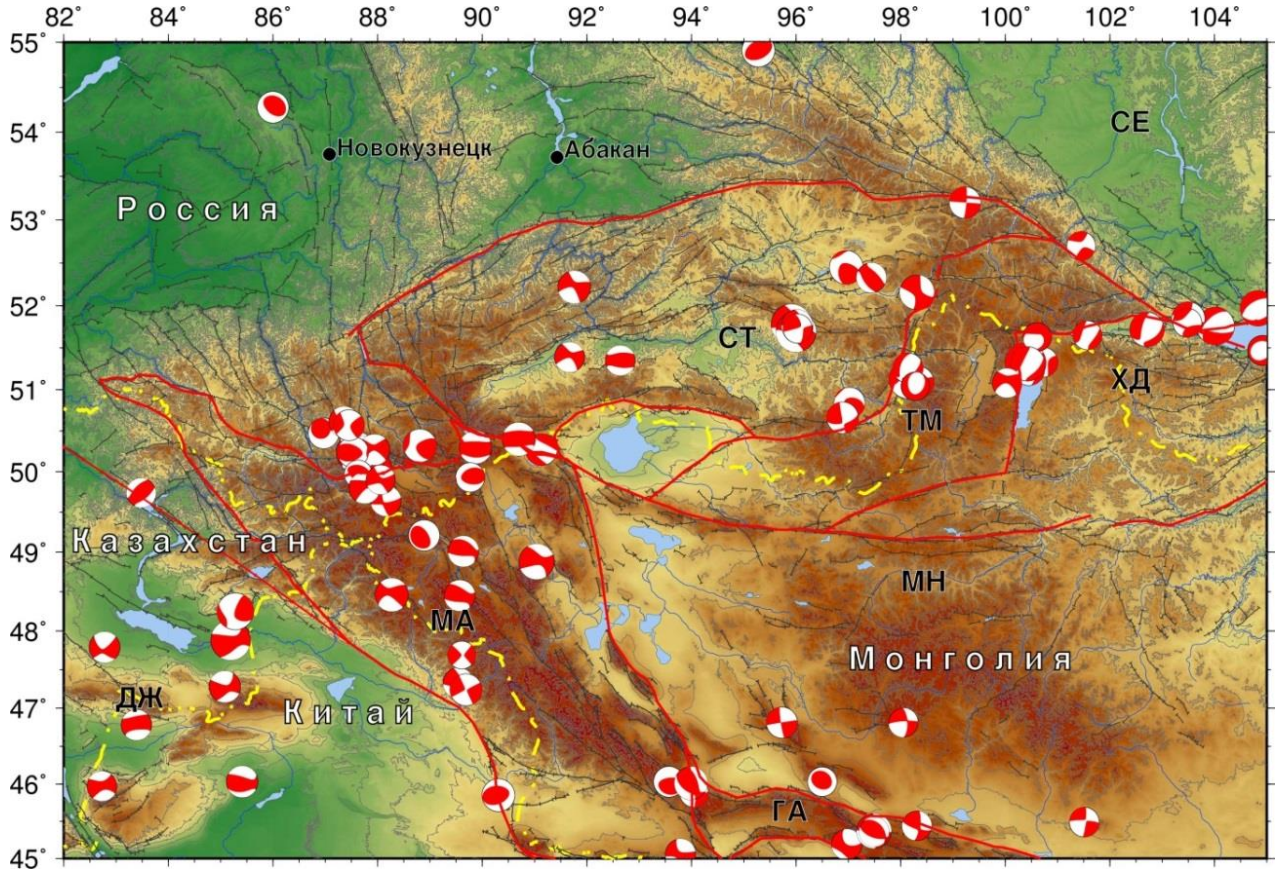


Рис. 1. Тензора сейсмического момента (CMT) для землетрясений Алтая и Саян (84 ЗЛТ). Красными линиями показаны границы плит и блоков. Буквами обозначены плиты (*СЕ* – Северная Евразия) и блоки (*СТ* – Саяно-Тувинский, *ТМ* – Тувино-Монгольский, *ХД* – Хамар-Дабанский, *МА* – Монголо-Алтайский, *ГА* – Гоби-Алтайский, *ДЖ* – Джунгарский, *МН* – Монгольский) [Саньков и др., 2003]. Разломы показаны серыми линиями по [Бачманов и др., 2017]

Из каталога ЕГС РАН к событиям рис. 1 добавлено 3 землетрясения за 2003 год, для которых определена моментная магнитуда и скалярный сейсмический момент, что увеличило количество рассматриваемых событий до 87.

Некоторые количественные характеристики 87 землетрясений представлены на рис. 2: большая часть событий имеет магнитуду M_W = 4.75-5.5 (рис. 2а), основная часть землетрясений произошла после 2000 года (рис. 2б) и максимум событий приходится на 2003 год (Чуйское землетрясение и его афтершоки). Землетрясения произошли на глубине 10-35 км. Одно землетрясение произошло на глубине 50 км (Китай, 19.08.1991 г. 46.03° с. ш., 85.41° в. д.), для трех землетрясений, добавленных из каталога ЕГС РАН, глубина не определена. Этим событиям присвоена глубина 0 км (рис. 2в).

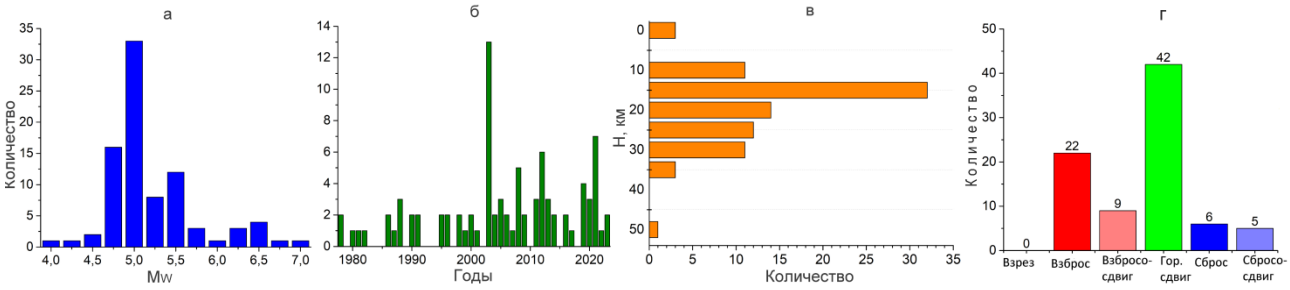


Рис. 2. Количественное распределение рассматриваемых землетрясений (87 событий): (а) по магнитуде; (б) по годам; (в) по глубине; (г) по типу подвижки в очаге

Для определения количественного соотношения землетрясений по типу подвижки в очаге (рис. 2г) использовались данные об углах погружения главных осей напряжений (P_{pl}, T_{pl}). Согласно полученным данным, ~ 37% от общего числа событий составляют взбросы ($P_{pl} < 30°$, $T_{pl} > 60°$) и взбросо-сдвиги ($P_{pl} < 30°$, $30° \leq T_{pl} \leq 60°$), ~ 50 % – горизонтальные сдвиги ($P_{pl} < 30°$, $T_{pl} < 30°$), ~ 13 % в сумме составляют сбросы ($P_{pl} > 60°$, $T_{pl} < 30°$) и сбросо-сдвиги ($30° \leq P_{pl} \leq 60°$, $T_{pl} < 30°$). Большую часть событий составляют землетрясения с типом подвижки горизонтальные сдвиги, взбросы и взбросо-сдвиги, сбросы и сбросо-сдвиги малочисленны.

Методика. В таблице 1 представлены зависимости логарифма радиуса очага (по модели Брюна) от моментной магнитуды M_W, установленные в некоторых работах по исследованию динамических параметров.

Таблица 1. Модели зависимости радиуса очага от моментной магнитуды, количество и диапазон магнитуд исследуемых событий и источник

№	lg(r)	Количество событий	M_W	Источник
Теоритические				
1	$0.50 \cdot M_W + 0.85$		4.5-9.0	[Borman et al., 2009]
2	$0.50 \cdot M_W + 0.58$		3.0-8.0	[Boore, 2003]
3	$0.40 \cdot M_W + 1.50$		0.12-9.20	[Ризниченко,1985]
Практические				
4	$0.20 \cdot M_W + 1.80$	183	2.5-5.5	[Sycheva, Bogomolov, 2020]
5	$0.10 \cdot M_W + 2.60$	63	1.7-6.1	[Добрынина, 2009]
6	$0.22 \cdot M_W + 2.02$	90	1.6-4.2	[Kim et al., 1989]

При составлении зависимости динамических параметров от магнитуды и класса землетрясения [Ризниченко, 1985] автор ссылается на результаты работ по анализу крупных землетрясений [Chinnery, 1969, 1961].

В работе [Boore, 2003] представлен простой и мощный метод моделирования движений грунта, который состоит в сочетании параметрического или функционального описания амплитудного спектра колебаний грунта со случайным фазовым спектром, модифицированным таким образом, что движение распределяется по продолжительности, связанной с магнитудой землетрясения и расстоянием от источника. Этот простой метод оказался успешным при сопоставлении различных показателей движения грунта при землетрясениях с сейсмическими моментами более 12 порядков величины (что соответствует землетрясениям с $M_W > 2.5$) и в различных тектонических средах.

В работе [Borman et al., 2009] представлены спектры амплитуд смещения грунта A для среднего источника сейсмического сдвига в зависимости от частоты f, масштабированные по сейсмическому моменту M_0 и эквивалентной моментной величине M_W. Отмечено, что максимум сейсмической энергии E_S излучается в районе угловой частоты f_c, которая указана в работе для каждого значения моментной магнитуды, начиная от значения 3.5 до 9 с шагом 0.5. Исходя из этих данных, составлена зависимость радиуса очага от моментной магнитуды для событий с $M_W \geq 4.5$.

В работах [Kim et al., 1989; Добрынина, 2009; Sycheva, Bogomolov, 2020] исследуются землетрясения с магнитудой, диапазон которых указан в таблица 1 и варьирует в меньшем диапазоне магнитуд. Рассматриваются землетрясения, произошедшие в Северном Тянь-Шане, Байкальской рифтовой зоне и на Балтийском щите. Основную часть в этих исследованиях составляют слабые события. Единичные события имеют магнитуду более 5, что указывает на отсутствие или дефицит статистики по исследованию крупных землетрясений.

На рис. 3а представлены функции зависимости логарифма радиуса очага от моментной магнитуды для источников из таблицы 1. Для теоретических моделей, представленных в таблице 1 угловой коэффициент значительно отличается от моделей, полученных на основе экспериментальных данных, причиной этого может быть отсутствие статистики для крупных землетрясений в моделях 4-6 из таблицы 1. Каждая из моделей показана на рис. 3а в границах магнитуд, для которых она была определена. На рис. 3б показаны модели из таблицы 1, а также среднее значение по рассматриваемым моделям (горчичный цвет) и ее регрессия (зеленый цвет). Среднее значение по моделям определялось для диапазона магнитуд рассматриваемых землетрясений (M_W = 3.5-7.2, таблица 2). По усредненным данным построено уравнение регрессии – $\lg (r_B, \text{м}) = 0.45M_W + 0.78$ (Residual Sum of Squares = 1.21; Pearson's = 0.84; Adj. R-Square = 0.67). Полученная модель наиболее приближена к модели из работы

[Borman et al., 2009]. В дальнейшем радиус очага по модели Брюна рассчитывается на основе полученного выражения. Наряду с радиусом очага по модели Брюна рассчитан радиус очага по модели Мадариаги-Канеко-Ширера-радиус Брюна умножается на соотношение (k = 0.26/k = 0.37, см. [Sycheva, Bogomolov, 2020]).

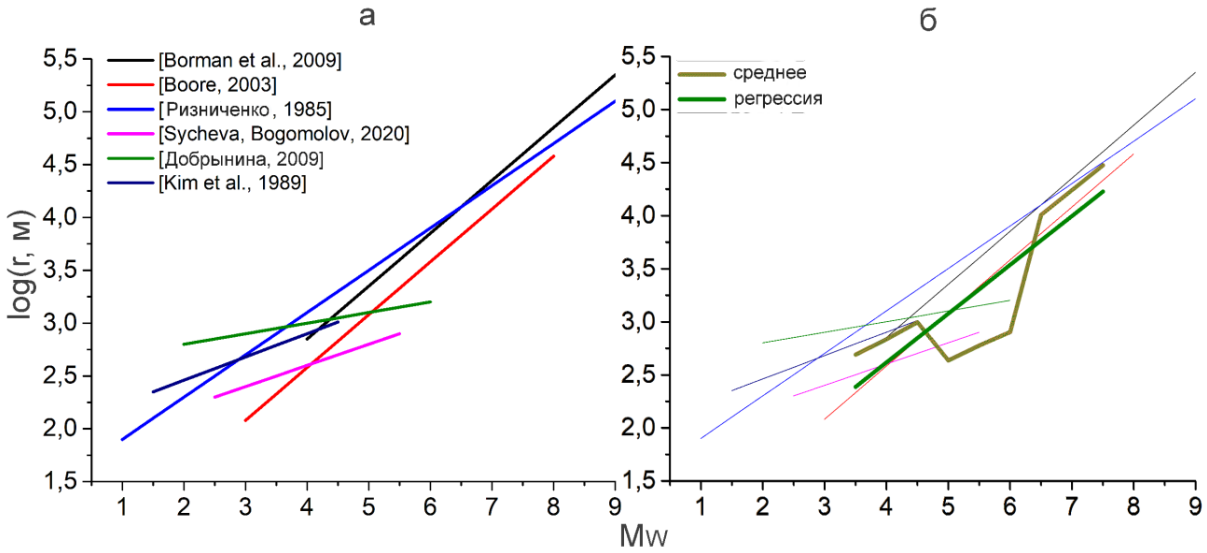


Рис. 3. (а) Зависимость радиуса очага r_B от моментной магнитуды M_W для рассматриваемых моделей (таблица 1); (б) Среднее значение по моделям (рис. 3а) и ее регрессия

Таблица 2. Значения lg (r_B, м) в зависимости от магнитуды M_W для рассматриваемых моделей (таблица 1), а также среднее значение по рассматриваемым моделям и значения, рассчитанные по регрессии распределения среднего значения

№	M_W	1	2	3	4	5	6	Σ1-6	N_Σ	Σ1-6/ N_Σ	Регрессия
1	1.0			1.9							
2	1.5			2.1			2.35				
3	2.0			2.3		2.80	2.46				
4	2.5			2.5	2.3	2.85	2.57				
5	3.0		2.08	2.7	2.4	2.90	2.68				
6	3.5		2.33	2.9	2.5	2.95	2.79	13.47	5	2.69	2.36
7	4.0	2.85	2.58	3.1	2.6	3.00	2.90	17.03	6	2.84	2.58
8	4.5	3.10	2.83	3.3	2.7	3.05	3.01	17.99	6	2.99	2.81
9	5.0	3.35	3.08	3.5	2.8	3.10		15.83	6	2.64	3.03
10	5.5	3.60	3.33	3.7	2.9	3.15		16.68	6	2.78	3.26
11	6.0	3.85	3.58	3.9		3.20		14.53	5	2.91	3.48
12	6.5	4.10	3.83	4.1				12.03	3	4.01	3.71
13	7.0	4.35	4.08	4.3				12.73	3	4.24	3.93
14	7.5	4.60	4.33	4.5				13.43	3	4.45	4.16
15	8.0	4.85	4.58	4.7							
16	8.5	5.10		4.9							
17	9.0	5.35		5.1							

Примечание. 1 – [Borman et al., 2009]; 2 – [Boore, 2003]; 3 – [Ризниченко, 1985]; 4 – [Sycheva, Bogomolov, 2020]; 5 – [Добрынина, 2009]; 6 – [Kim et al., 1989]; Σ1-6 – сумма по представленным моделям; N_Σ – количество моделей, участвующих в сумме; Σ1-6/ N_Σ– среднее значение

Зная две характеристики землетрясения – скалярный сейсмический момент и радиус очага можно рассчитать сброс касательных напряжений.

Результаты. Подход, описанный в методике, был использован для расчета радиуса очага 87 рассматриваемых землетрясений. Расчет был выполнен для двух моделей очага землетрясения – Брюна и Мадариаги–Канеко–Ширера. Сброс касательных напряжений также рассчитан для двух моделей (см. приложение).

В таблице 3 представлены минимальные и максимальные значения радиусов и сброшенных напряжений для каждой из моделей.

Таблица 3. Минимальное и максимальное значение радиусов и сброшенных напряжений, рассчитанных по двум моделям очага землетрясения

№	Модель очага землетрясения	$r_{мин.}$, м	$r_{макс.}$, м	$\Delta\sigma_{мин.}$, бар	$\Delta\sigma_{макс.}$, бар
1	Брюна	280	10 500	90	360
2	Мадариаги-Канеко-Ширера	200	7 500	260	1 050

На рис. 4а представлено эпицентральное положение исследуемых землетрясений, где цвет кружка зависит от величины сброшенных напряжений и (см. легенду внизу карты, где указан диапазон сброса напряжений для каждого из выбранных цветов, а также количество землетрясений, соответствующих указанному диапазону), рассчитанных по модели очага землетрясения – Брюна.

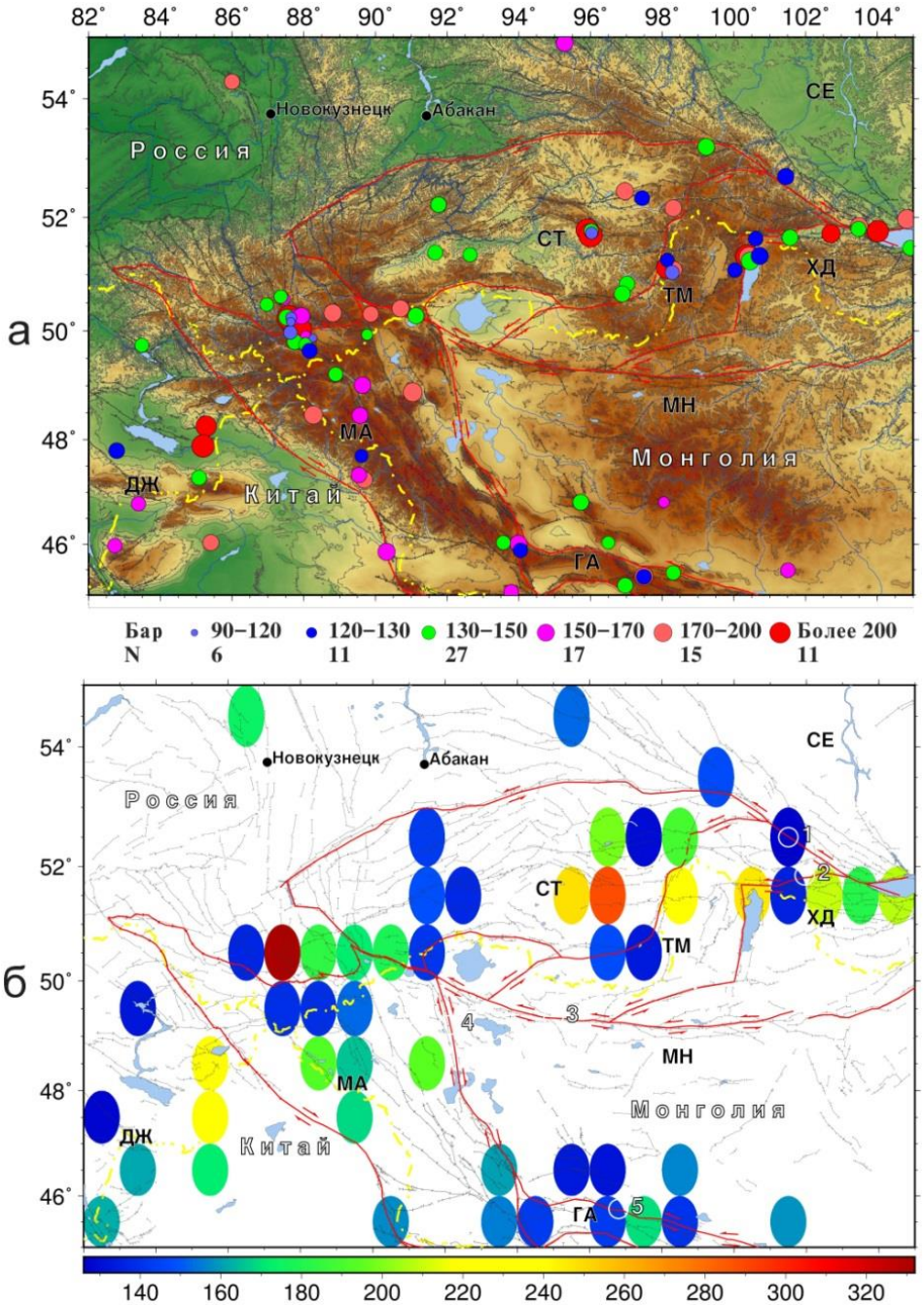


Рис. 4. (а) Эпицентральное положение исследуемых землетрясений, цвет кружка зависит от величины сброшенных напряжений (см. легенду внизу карты); (б) Распределение сброшенных напряжений (по модели Брюна)

В таблице 4 представлено среднее значение моментной магнитуды, соответствующее событиям с разным типом подвижки. Согласно табл. максимальная моментная магнитуда соответствует землетрясениям сбросо-сдвигового типа.

Таблица 4. Среднее значение моментной магнитуды для землетрясений с разным типом подвижки

Тип подвижки в очаге	Взбросы	Взбр. сдвиги	Гор. сдвиги	Сбросы	Сбр. сдвиги
M_W (среднее)	5.2	5.5	5.3	5.3	5.7

На рис. 5 представлены зависимости величины сброшенных напряжений от типа подвижки в очаге. Сумма сброшенных напряжений от типа подвижки показана на рис. 5а, среднее значение на рис. 5б и медианное среднее на рис. 5в. Суммарный максимальный сброс напряжений произошел при горизонтальных сдвигах. Распределение среднего и медианного значения имеют идентичный характер. Максимальное значение медианны сброшенного напряжения (и среднего) соответствует событиям сбросо-сдвигового типа. Землетрясения этого типа (5 событий) произошли в Южном Прибайкалье. Согласно таблице 4 максимальная моментная магнитуда соответствует землетрясениям сбросо-сдвигового типа.

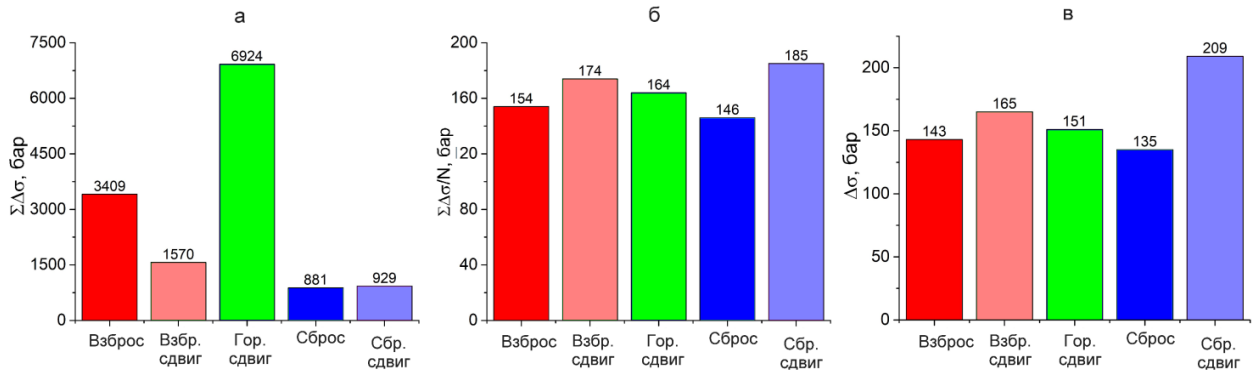


Рис. 5. Зависимость суммы (а), среднего (б) и медианного (в) значения сброса напряжений Δσ от типа подвижки в очаге землетрясения

По данным представленным на рис. 4а построено площадное распределение сброшенных напряжений на территории Алтае-Саянской горной области (рис. 4б). При расчете рассматривались ячейки размером 1 x 1°, сдвиг составлял 1°. В каждой ячейке расчет $\Delta\sigma_W$ (сброс напряжений, рассчитанный по весу каждого события) выполнялся на основе выражения:

$$\Delta\sigma_W = \frac{7 \cdot (\sum M_{0i})}{16 \cdot (\sum r_i^3)}, \qquad (1)$$

где *i*-номер землетрясения, M_{0i}, его скалярный сейсмический момент, а r_i – значение радиуса, вычисленное по модели Брюна.

На основе полученных результатов значительный уровень сброшенных напряжений приходится на северные границы Монголо-Алтайского блока (МА, более 300 бар, район Чуйского землетрясения, 27.09.2003, M_W = 7.2) западные и восточные границы Тувино-Монгольского блока (ТМ, 180-200 бар), юго-восточную часть Саяно-Тувинского блока (СТ, 200-240 бар), на Джунгарском блоке выделяется территория, для которой характерен уровень сброса напряжений 200-240 бар.

Предложенный в данной работе подход к расчету радиуса очага позволил рассчитать сброс напряжений для 87 землетрясений, произошедших на территории Алтае-Саянской горной области. Вполне вероятно, что такой подход не дает точной оценки радиуса очага и соответственно сброса напряжений. Однако расчет радиуса очага на основе угловой частоты f_0 по очаговому спектру так же может иметь некоторую погрешность. Это, прежде всего, связано с построением очагового спектра, который требует применения различных поправок к станционному спектру, а также с определением самой угловой частоты, которая так же может быть определена с погрешностью. Данные полученные в этой работе в той или иной степени могут отражать картину сброса напряжений на исследуемой территории.

Заключение. В работе предложен подход и выполнен расчет радиуса очага и сброшенных напряжений для 87 землетрясений, произошедших на территории Алтае-Саянской горной области с 1978 по 2023 гг. Большая часть землетрясений произошла после 2000 год и максимум событий приходится на 2003 год (Чуйское землетрясение и его афтершоки). Землетрясения произошли на глубине 10-35 км. Моментная магнитуда исследуемых событий варьирует в диапазоне M_W = 4.75-5.5. Расчет радиуса очага выполнен на основании усреднения теоретических и экспериментально полученных моделей. Радиус очага и соответственно сброшенные напряжения выполнены для двух моделей очагов землетрясений – Брюна и Мадариаги–Канеко–Ширера. Составлен каталог динамических параметров исследуемых событий, который включает, скалярный сейсмический момент, моментную магнитуду, радиус очага и сброшенные напряжения.

Финансирование. Работа проведена в рамках выполнения государственного задания Института физики Земли РАН и Института морской геологии и геофизики ДВО РАН.

Литература

1. *Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т.8. №4. С. 711–736.
2. *Добрынина А.А.* Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 2009. №12. С. 60–75.
3. *Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. Избр. тр. – М.: Наука. 1985. 408 с.
4. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Ашурков С.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш. Современные движения земной коры Монголо-Сибирского региона по данным GPS-геодезии // Доклады Академии наук. 2003. Т.392. №6. С. 326–795.
5. *Boore D.* Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method. Pure appl. geophys. 2003. 160. 635–6760033.
6. *Bormann P., Ruifeng L.R., Xu Z., Ren K, Zhang L., Siegfried W.S.* First Application of the New IASPEI // Teleseismic Magnitude Standards to Data of the China National Seismographic Network Bulletin of the Seismological Society of America. 2009. V.99. No.3. P. 1868–1891.
7. *Brune J.N.* Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V.75. P. 4997–5009.
8. *Chinnery M.A.* Earthquake magnitude and source parameters // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1969. V.59. No.5. P. 1969–1982.
9. *Chinnery M.A.* The deformation of the ground around surface faults // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1961. V.51. No.3. P. 355–372.
10. *Kim W., Wahlstrom R., Uski M.* Regional spectral scaling relations of source parameters for earthquakes in the Baltic Shield. Tectonophysics. 1989. V.166. P. 151–161.
11. *Madariaga R.* Dynamics of an expanding circular fault // Bull. of the Seismological Society of America. 1976. V.66. P. 639–666.
12. *Madariaga R.* On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity // J. of Geophysical Research. 1979.V.84. P. 2243–2250.
13. *Sycheva N.A., Bogomolov L.M.* On the stress, drop in North Eurasia earthquakes source-sites versus specific seismic energy. Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones. 2020. V.4. No.4. P. 393–446.

Приложение

Таблица. Динамические параметры землетрясений Алтае-Саянской горной области по двум моделям землетрясений – Брюна и Мадариаги–Канеко–Ширера

№	Дата	Время	φ, °	λ, °	H, км	M_W	K	M_0, Н·м	r_B, м	$\Delta\sigma_{RB}$, бар	r_M, м	$\Delta\sigma_{RM}$, бар
1	03.08.1978	06:07:41.10	52.45	96.96	10	5.6	13.9	$3.60\cdot10^{17}$	1995	198	1397	578
2	16.10.1978	16:30:27.10	45.06	93.79	15	5.0	13.0	$4.37\cdot10^{16}$	1072	155	750	453
3	15.12.1980	22:11:51.10	45.85	90.31	10	5.5	13.9	$2.09\cdot10^{17}$	1799	157	1259	458
4	16.08.1981	17:54:18.10	50.84	97.02	15	5.2	13.2	$7.00\cdot10^{16}$	1318	134	923	390
5	03.08.1982	04:50:29.60	49.01	89.64	10	5.1	13.7	$6.21\cdot10^{16}$	1189	162	832	472
6	24.04.1986	00:22:17.20	47.33	89.54	33	5.0	13.2	$4.33\cdot10^{16}$	1072	154	750	449
7	04.11.1986	16:19:20.20	50.32	88.81	15	5.5	14.1	$2.44\cdot10^{17}$	1799	183	1259	535
8	18.09.1987	21:58:39.90	47.24	89.69	15	5.3	13.7	$1.28\cdot10^{17}$	1462	179	1024	522
9	30.06.1988	15:25:13.90	50.27	91.13	15	5.3	13.5	$1.01\cdot10^{17}$	1462	141	1024	412
10	23.07.1988	07:38:15.00	48.88	91.04	18	5.9	14.6	$8.99\cdot10^{17}$	2723	195	1906	568
11	15.12.1988	06:40:59.10	46.81	95.73	24	5.2	13.4	$6.98\cdot10^{16}$	1318	133	923	389
12	14.06.1990	12:47:32.60	47.88	85.19	36	6.6	15.9	$9.73\cdot10^{18}$	5623	239	3936	698
13	03.08.1990	09:15:12.50	48.25	85.28	32	6.1	15.2	$1.98\cdot10^{18}$	3350	230	2345	672
14	19.08.1991	06:05:43.40	46.03	85.41	55	5.2	13.5	$9.00\cdot10^{16}$	1318	172	923	501
15	27.12.1991	09:09:45.80	51.12	98.14	15	6.3	15.5	$3.75\cdot10^{18}$	4121	234	2885	683
16	22.06.1995	01:01:23.80	50.30	89.87	15	5.4	13.3	$1.67\cdot10^{17}$	1622	171	1135	499
17	29.06.1995	23:02:33.10	51.72	102.71	15	5.7	14.4	$5.20\cdot10^{17}$	2213	210	1549	612
18	12.03.1996	18:43:48.30	48.46	88.27	17	5.5	14.4	$2.56\cdot10^{17}$	1799	192	1259	561
19	01.08.1996	03:36: 7.80	45.19	96.97	15	5.1	13.2	$5.48\cdot10^{16}$	1189	143	832	416
20	12.07.1998	07:16:21.20	47.79	82.78	35	5.2	13.3	$6.69\cdot10^{16}$	1318	128	923	372
21	21.11.1998	16:59:54.10	49.21	88.89	15	5.2	12.7	$7.41\cdot10^{16}$	1318	142	923	413
22	25.02.1999	18:58:39.00	51.97	104.83	21	5.9	14.6	$8.91\cdot10^{17}$	2723	193	1906	563
23	31.05.2000	16:28: 7.80	51.47	104.92	15	5.0	13.0	$3.81\cdot10^{16}$	1072	135	750	395
24	27.10.2000	00:08:55.70	54.91	95.28	33	5.5	13.8	$2.03\cdot10^{17}$	1799	153	1259	445
25	01.03.2001	03:12:23.20	46.03	93.57	33	5.1	12.6	$5.51\cdot10^{16}$	1189	144	832	419
26	07.05.2003	02:58: 2.01	48.45	89.57	33	5.1	13.5	$6.36\cdot10^{16}$	1189	166	832	483
27	27.09.2003	11:33:36.25	50.02	87.86	15	7.2	17.0	$9.38\cdot10^{19}$	10471	357	7330	1042
28	27.09.2003	18:52:52.93	50.09	87.75	15	6.4	16.6	$4.52\cdot10^{18}$	4571	207	3200	604
29	01.10.2003	01:03:29.98	50.24	87.59	15	6.6	16.4	$1.13\cdot10^{19}$	5623	278	3936	811
30	04.10.2003	14:23:29.00	49.87	88.26	1	3.7	9.5	$4.47\cdot10^{14}$	279	90	195	263
31	05.10.2003	16:21:13.00	50.16	87.64	1	4.4	10.0	$5.01\cdot10^{15}$	575	115	403	335
32	06.10.2003	18:30:17.40	50.24	87.65	1	4.2	11.1	$2.51\cdot10^{15}$	468	107	327	313
33	09.10.2003	16:06: 3.16	49.75	88.05	15	5.0	12.4	$4.13\cdot10^{16}$	1072	147	750	428
34	13.10.2003	05:26:42.32	50.25	87.75	15	5.1	13.1	$6.00\cdot10^{16}$	1189	156	832	456
35	17.10.2003	05:30:25.90	50.27	87.94	15	5.1	13.6	$6.05\cdot10^{16}$	1189	158	832	460
36	23.10.2003	00:25:48.46	49.64	88.16	15	5.1	13.0	$4.84\cdot10^{16}$	1189	126	832	368
37	11.11.2003	22:42:35.69	50.47	86.97	15	5.1	12.4	$5.26\cdot10^{16}$	1189	137	832	400
38	17.11.2003	01:35:52.31	50.24	87.53	15	5.2	13.5	$7.53\cdot10^{16}$	1318	144	923	419
39	11.10.2004	22:41:37.78	46.03	96.50	23	4.9	12.1	$2.70\cdot10^{16}$	966	131	676	382
40	27.10.2004	09:23:40.11	45.14	80.16	20	5.1	13.5	$6.26\cdot10^{16}$	1189	163	832	476
41	15.02.2005	12:41:45.28	47.69	89.61	13	4.6	12.2	$1.04\cdot10^{16}$	708	128	496	374
42	27.04.2005	07:36:15.28	51.09	98.33	12	5.3	13.6	$1.28\cdot10^{17}$	1462	179	1024	522
43	22.08.2005	08:31:25.94	49.97	87.63	27	4.7	12.4	$1.27\cdot10^{16}$	785	115	550	335

№	Дата	Время	φ, °	λ, °	H, км	M_W	K	M_0, Н·м	r_B, м	$\Delta\sigma_{RB}$, бар	r_M, м	$\Delta\sigma_{RM}$, бар
44	15.06.2006	06:49:50.97	45.37	97.49	22	5.8	14.4	$5.87\cdot10^{17}$	2455	174	1718	506
45	15.06.2006	23:04:48.79	45.36	97.49	19	5.0	13.0	$3.51\cdot10^{16}$	1072	125	750	364
46	14.04.2007	17:22:43.34	45.44	98.31	37	4.9	12.8	$2.89\cdot10^{16}$	966	140	676	409
47	19.01.2008	07:32:31.71	51.26	98.14	12	5.1	12.4	$4.91\cdot10^{16}$	1189	128	832	373
48	29.01.2008	20:02:30.72	49.74	83.48	35	4.9	12.5	$2.73\cdot10^{16}$	966	132	676	386
49	20.04.2008	13:14:49.97	45.97	82.73	22	4.9	12.8	$3.34\cdot10^{16}$	966	162	676	473
50	16.08.2008	04:01:11.67	52.16	98.31	28	5.7	13.8	$4.70\cdot10^{17}$	2213	190	1549	553
51	27.08.2008	01:35:38.61	51.76	104.02	24	6.3	15.5	$3.41\cdot10^{18}$	4121	213	2885	621
52	04.03.2009	03:44:59.88	45.49	101.51	21	4.9	12.8	$3.26\cdot10^{16}$	966	158	676	461
53	04.08.2009	16:20:43.23	50.66	96.89	30	5.3	13.5	$1.05\cdot10^{17}$	1462	147	1024	428
54	10.02.2011	05:35:17.82	52.22	91.76	26	5.5	13.2	$1.89\cdot10^{17}$	1799	142	1259	414
55	23.02.2011	17:10:38.80	45.97	94.02	31	5.0	13.2	$4.26\cdot10^{16}$	1072	151	750	442
56	27.12.2011	15:22: 3.84	51.78	95.91	20	6.7	15.9	$1.38\cdot10^{19}$	6237	249	4366	725
57	26.02.2012	06:17:24.34	51.69	96.00	21	6.6	16.2	$1.19\cdot10^{19}$	5623	293	3936	854
58	26.02.2012	11:59: 5.84	51.74	96.03	18	5.1	12.3	$5.35\cdot10^{16}$	1189	139	832	406
59	06.06.2012	14:04:17.47	51.77	96.02	28	5.2	12.6	$7.82\cdot10^{16}$	1318	149	923	435
60	27.07.2012	03:58:13.43	51.73	96.03	18	4.9	11.7	$2.47\cdot10^{16}$	966	120	676	349
61	30.07.2012	22:30:43.73	50.61	87.36	26	5.1	12.3	$5.71\cdot10^{16}$	1189	149	832	434
62	03.10.2012	22:23:20.75	46.81	98.05	28	4.8	11.2	$2.36\cdot10^{16}$	871	156	610	456
63	24.01.2013	07:35:37.30	49.80	87.75	20	5.2	13.2	$7.56\cdot10^{16}$	1318	144	923	421
64	30.04.2013	01:03:33.34	51.35	92.64	12	5.0	12.6	$3.88\cdot10^{16}$	1072	138	750	402
65	18.06.2013	23:02: 9.30	54.28	86.00	12	5.2	13.2	$9.13\cdot10^{16}$	1318	174	923	508
66	01.11.2014	00:52: 1.56	52.70	101.45	30	4.8	13.6	$1.88\cdot10^{16}$	871	124	610	363
67	05.12.2014	18:04:22.68	51.33	100.72	23	5.0	13.9	$3.52\cdot10^{16}$	1072	125	750	365
68	13.07.2016	06:45:48.63	49.93	89.77	31	4.9	11.2	$2.81\cdot10^{16}$	966	136	676	398
69	20.09.2016	07:18:14.06	49.90	88.06	19	4.8	11.2	$2.28\cdot10^{16}$	871	151	610	440
70	04.04.2017	15:07:31.43	47.28	85.08	33	5.3	13.1	$9.64\cdot10^{16}$	1462	135	1024	393
71	01.02.2019	21:54:43.19	46.78	83.39	26	5.0	12.8	$4.55\cdot10^{16}$	1072	162	750	472
72	29.03.2019	23:22: 6.97	51.65	101.57	22	4.8	13.4	$2.04\cdot10^{16}$	871	135	610	394
73	13.09.2019	04:08: 4.81	50.57	87.45	21	5.1	11.7	$6.25\cdot10^{16}$	1189	163	832	475
74	25.11.2019	02:22:40.57	45.88	94.05	30	4.8	12.8	$1.92\cdot10^{16}$	871	127	610	371
75	20.03.2020	03:03:14.84	46.01	93.99	20	5.5	13.9	$2.21\cdot10^{17}$	1799	166	1259	484
76	21.09.2020	18:05: 0.13	51.85	103.50	26	5.5	13.9	$2.49\cdot10^{17}$	1799	187	1259	546
77	21.09.2020	18:19:58.18	51.80	103.48	19	4.8	13.1	$1.96\cdot10^{16}$	871	130	610	378
78	11.01.2021	21:33: 7.45	51.32	100.39	14	6.8	16.4	$1.90\cdot10^{19}$	6918	251	4843	732
79	13.01.2021	11:10:11.81	51.63	100.61	12	4.8	12.9	$1.82\cdot10^{16}$	871	121	610	351
80	21.02.2021	01:37: 8.94	52.33	97.44	27	5.0	13.0	$3.64\cdot10^{16}$	1072	129	750	377
81	31.03.2021	00:01:29.29	51.24	100.45	25	5.3	14.1	$1.02\cdot10^{17}$	1462	143	1024	416
82	03.05.2021	08:46:41.95	51.31	100.43	28	5.7	15.1	$4.21\cdot10^{17}$	2213	170	1549	495
83	06.09.2021	07:47:21.91	53.20	99.23	25	5.3	13.7	$1.05\cdot10^{17}$	1462	147	1024	428
84	22.10.2021	23:03: 4.95	51.39	91.67	30	5.0	13.0	$4.17\cdot10^{16}$	1072	148	750	432
85	29.07.2022	13:01:14.18	50.40	90.70	13	5.5	13.9	$2.37\cdot10^{17}$	1799	178	1259	519
86	14.01.2023	07:39:34.60	51.08	100.03	20	4.9	12.8	$2.62\cdot10^{16}$	966	127	676	371
87	04.03.2023	01:18:25.77	51.04	98.28	20	4.8	12.6	$1.71\cdot10^{16}$	871	113	610	330

Примечание. r_B, $\Delta\sigma_{RB}$ – значение по модели Брюна, r_M, $\Delta\sigma_{RM}$ – по модели Мадариаги-Конеко-Ширера

СРАВНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ОЦЕНОК ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ ПОЛУЧЕННЫХ НА ОСНОВЕ МЕТОДОВ СТД И МКА

Н.А. Сычева[1], Ю.Л. Ребецкий[1]

[1] – *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия, nelya@ifz.ru*

Введение. Определенные варианты тектонофизической интерпретации механизмов очагов позволяют подойти к проблеме определения направленности современного сейсмотектонического деформационного процесса. В конце прошлого и начале этого века для оценки напряженно-деформированного состояния земной коры активно применялся метод сейсмотектонических деформаций [Ризниченко, 1985; Юнга, 1990]. Основным приемом исследования в СТД являются статистические операции над матрицами, описывающими механизм очага землетрясения. В то же время геомеханический смысл расчеты приобретают в результате приложения методов механики сплошных сред.

В последние годы активно развивается и используется метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА) разработанный в лаборатории тектонофизики Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН [Ребецкий, 1997; 2007]. В результате анализа совокупностей механизмов очагов землетрясений, МКА позволяет получать данные не только об ориентации осей главных напряжений и о значении коэффициента Лоде – Надаи (аналогично методу СТД), но и определять относительные значения максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления (тектоническое давление, из которого вычтено давление флюида в трещинно-поровом пространстве пород).

При расчете тензора приращений СТД различие методов СТД и МКА заключается в разном подходе в формировании анализируемой выборки. В первом случае она создается отбором из каталога землетрясений, попадающих в область осреднения – либо прямоугольная область, ячейка с заданным размером по широте и долготе, либо область с определенным радиусом, центром этих фигур является узловая точка сетки с заданным шагом. Высота исследуемой области зависит от глубины рассматриваемого слоя (рис. 1а). Если в рассматриваемый объем осреднения попало 2 землетрясения разной силы, логично большему сейсмическому событию придать и больший вес. Использование сейсмического момента в качестве весового коэффициента порождает некоторую неустойчивость результата и целесообразно в качестве весовой функции принять некоторую линейную функцию. Методика определения весовой функции на основе мировых данных описана в работе [Юнга, 2002]. По описанной методике можно определить региональную функцию для любого рассматриваемого сейсмоактивного региона. Так, например, региональная функция для Северного Тянь-Шаня была определена в работе [Сычева и др., 2020]. Таким образом, вклад каждого события определяется весовым коэффициентом, зависящим от магнитуды землетрясения.

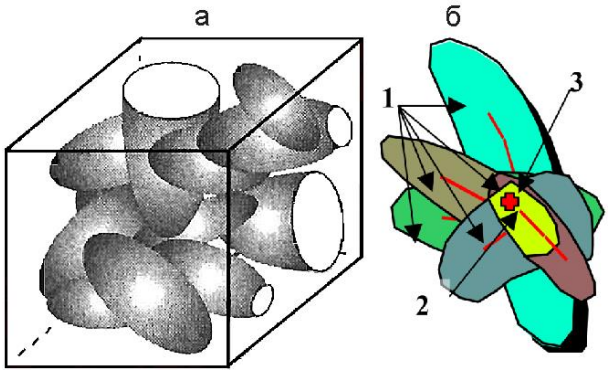


Рис. 1. Схемы, иллюстрирующие приемы расчета тензора приращений СТД в области постоянного объема по [Ризниченко, 1965; Костров, 1975; Юнга, 1979 и др.]: (а) в кумулятивной области взаимного пересечения областей упругой разгрузки, формирующейся в окрестности разрывов, по МКА и работе [Ландер и др., 1993], (б): 1 – индивидуальные области упругой разгрузки землетрясений; 2 – кумулятивная область упругой разгрузки многих землетрясений, 3 – точка расчета. Рисунок и подпись к рисунку по [Ребецкий, 2007]

Во втором случае (МКА) расчет тензоров приращений СТД выполняется на основе проверки данных (фокальных механизмов) на однородность. Область исследования определяется на основе критерия кумулятивности (взаимное пересечение) областей упругой разгрузки землетрясений и критерий диссипации упругой энергии для каждого землетрясения на искомом тензоре напряжений (рис. 1б). Использование этих критериев позволяет именовать созданную выборку однородной,

характеризующей квазиоднородное деформирование, отвечающего ей пространственного домена. Размер такого домена, которому и относятся результаты расчета, зависит от плотности распределения землетрясений и их магнитуды. Расчет выполняется для доменов, в который попали 6 и более землетрясений [Ребецкий и др., 2013].

Целью данной работы является сравнение результатов исследования сейсмотектонических деформаций Алтае-Саянской горной области на основе метода СТД и МКА примененных к одному набору данных.

Для сравнения, в настоящей работе, используются результаты исследования сейсмотектонических деформаций земной коры Алтае-Саянской горной области на основе метода СТД опубликованы в работах [Сычева, 2023а, 2023б] и по методу МКА представлены в [Отчет …, 2022]. Оба метода использовали данные о фокальных механизмах 584 землетрясений с $M > 2$, произошедших в Алтае-Саянской горной области. В работе [Сычева, 2023б] наиболее подробные результаты исследования СТД представлены для двух областей Алтае-Саянской горной области: Горный Алтай и область, включающая в себя хр. Академика Обручева, южная часть Восточных Саян и Южное Прибайкалье (далее восточная часть АСО).

В настоящей работе представлены результаты качественного сравнения некоторых параметров сейсмотектонических деформаций, рассчитанных на основе метода СТД и МКА для вышеуказанных областей.

Исходные данные. В качестве исходных данных использовались результаты расчета СТД из работ [Отчет …, 2022; Сычева, 2023а, 2023б]. Расчет СТД проводился для круговых областей с радиусом 0.35° с центрами, расположенными в узлах сетки с шагом 0.33°. При расчете параметров деформации методом МКА расчет проводился по сетке с шагом 0.25°. В обоих методах по глубине рассматривался слой 35 км. При сравнении рассматривались следующие параметры СТД: направление осей укорочения, коэффициент Лоде-Надаи, геодинамические режимы по МКА и режимы деформации по СТД и вертикальная компонента.

На рис. 2 и рис. 3 представлены распределения выше перечисленных параметров на территории Алтае-Саянской горной области. По представленным распределениям для рассматриваемых методов наблюдается значительная разница в размере территории покрытия данными расчета.

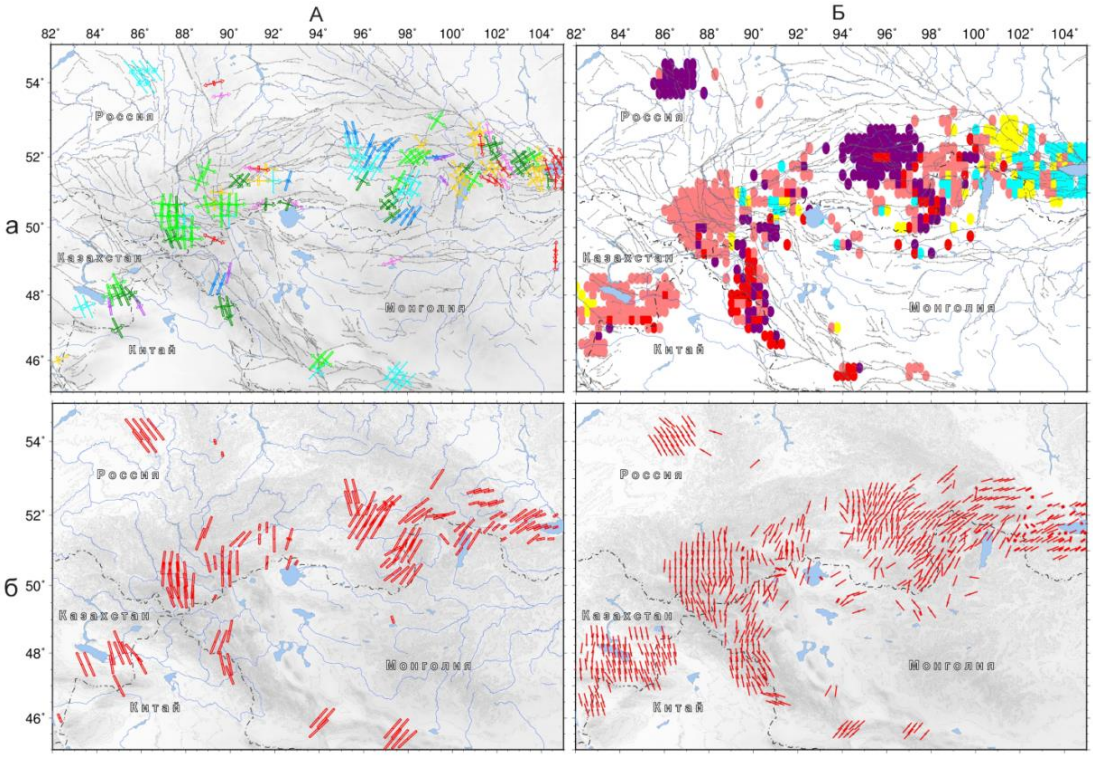


Рис. 2. Распределение параметров, рассчитанных на основе метода СТД (А) и МКА (Б). (а) Геодинамические режимы деформации; (б) Направление осей укорочения

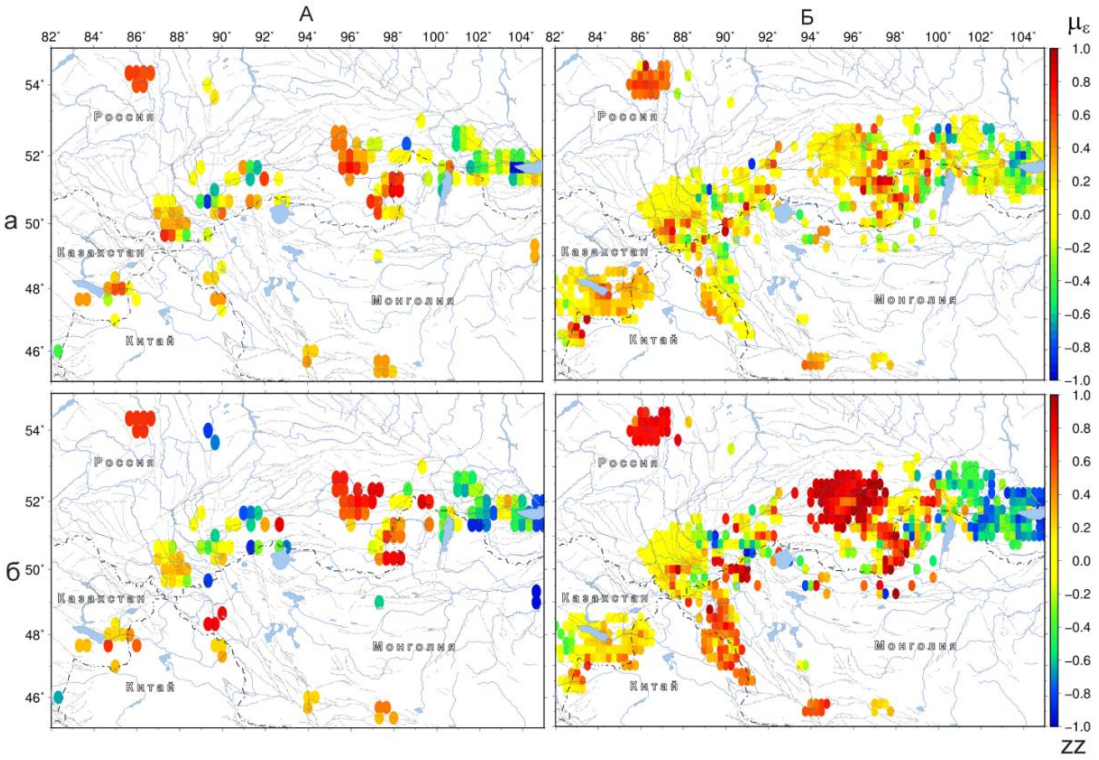


Рис. 3. Распределение параметров, рассчитанных на основе метода СТД (А) и МКА (Б). (а) Коэффициент Лоде-Надаи; (б) Вертикальная компонента

Результаты. *Параметры осей P и T усредненных тензоров деформации*. Для визуального сравнения рассматриваемых параметров построены карты исследуемых областей: Горный Алтай (рис. 4а) и восточная часть АСО (рис. 4б), где красным цветом отмечены направления осей укорочения, полученные методом СТД, зеленым цветом показаны проекции осей *P* на горизонтальную плоскость усредненных тензоров деформации, рассчитанных по МКА. Показанные разным цветом направления рассчитаны на основе анализа различной части усредненного тензора деформации. При расчете СТД для анализа горизонтальной части СТД из направляющего тензора $<m_{ij}>$ выделяются компоненты по осям x и y, полученный тензор диагонализуется и вычисляются азимуты его главных направлений [Юнга, 2002].

Для корректного сравнения в работе рассматриваются направление осей *P* и *T*, а также углы их погружения для направляющего тензора $<m_{ij}>$, который рассчитывается в каждой узловой точке по методу СТД и МКА.

На рис. 5 представлены диаграммы азимутов рассматриваемых осей и распределения их углов погружения, полученных по СТД и МКА. Для восточной части АСО диаграммы направлений осей *P* и *T,* и распределения углов погружения были построены для двух областей, разделенных на рис. 4б штриховой вертикальной линией. Эта линия проведена на основе визуального наблюдения значительного изменения направлений осей *P* в областях разделенных меридианом 99° в. д. Количество узловых точек, для которых рассчитан усредненный тензор деформации по методу СТД и МКА для рассматриваемых областей составляет: для Горного Алтая 29 и 121 точку соответственно, а для восточной части АСО – 34 и 148 точек западнее 99° в. д. и 44 и 130 точек восточнее 99° в. д. Суммарное количество точек составляет 107 по методу СТД и 309 по МКА. Такое соотношение определяется разными подходами к анализируемой выборке, которые были описаны выше.

Оси *P* (рис. 5 верхний ряд) для рассматриваемых областей в целом однозначно показывают генеральные направления по обоим методам. Для Горного Алтая оси *P* направлены на север (меридиональное направление), для восточной части АСО западнее 99° в. д. – на северо-северо-восток, а восточнее 99° в. д – на северо-восток.

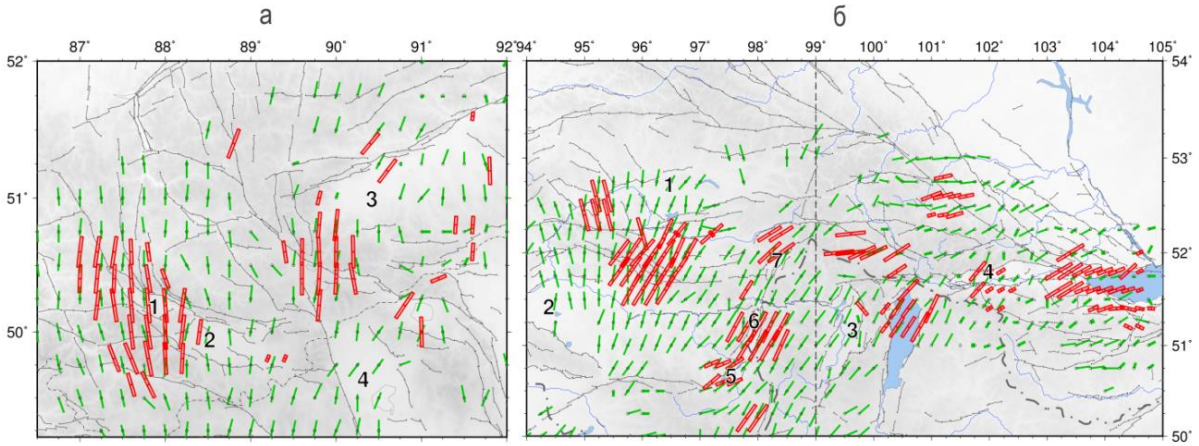


Рис. 4. Направление осей укорочения по СТД (красный) и проекции осей P усредненных тензоров деформации по МКА (зеленый) для Горного Алтая (а) и восточной части АСО (б). Впадины (а): 1 – Курайская; 2 – Чуйская; 3 – Тувинская; 4 – Котловина Больших озер. Впадины (б): 1 – Тоджинская, 2 – Тувинская, 3 – Дархатская, 4 – Тункинская, 5 – Терехольская, 6 – Бусингольская, 7 – Белинская

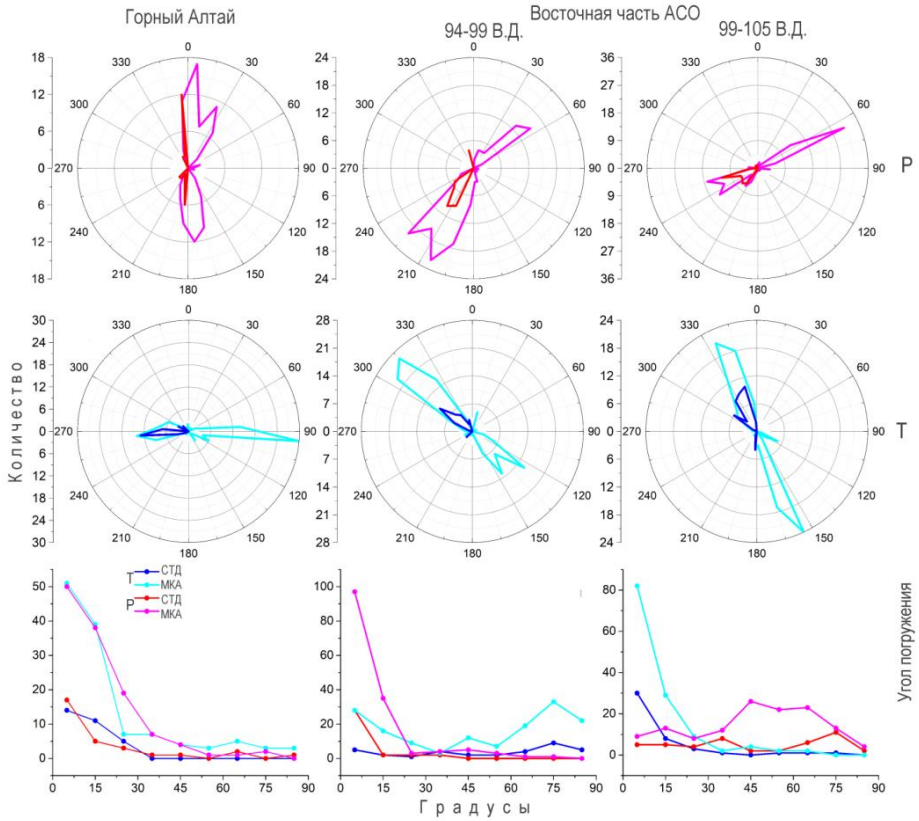


Рис. 5. Диаграммы распределения азимутов осей *P* (верхний ряд), *T* (средний ряд) и распределение угла погружения этих осей (нижний ряд) для Горного Алтая (слева) и восточной части АСО западнее 99° в. д. (центр), восточнее 99° в. д. (справа)

Для Горного Алтая оси *P* меняют свое направление в диапазоне от 355° до 45° по МКА (розовый цвет) и от 350° до 0° (рис. 5 верхний ряд, слева) по СТД (красный цвет). Для восточной части АСО западнее 99° в. д. (рис. 5 верхний ряд, по центру) направление осей *P* варьируют в пределах от 15° до 60° по МКА и от 25 до 55° по СТД. Для восточной части АСО восточнее 99° в. д. (рис. 5 верхний ряд справа) оси *P* меняются в одном диапазоне по обеим методам (35°-70°). Отличие границ изменения осей по методу СТД и МКА определяется разницей в количестве узловых точек, для которых рассчитаны усредненные тензоры деформаций.

Оси *T* по методу СТД и МКА (рис. 5 средний ряд) меняют свое направление в одних границах. Углы погружения осей (рис. 5 нижний ряд) в целом имеют похожий характер распределения по методу МКА и СТД, разница определяется разным количеством узловых точек.

Коэффициент Лоде-Надаи является инвариантной характеристикой и позволяет судить о деформации в целом. На рис. 6 представлено распределение коэффициента Лоде-Надаи для Горного Алтая, рассчитанное по методу СТД (рис. 6а) и МКА (рис. 6б). На карты также вынесены эпицентры землетрясений, которые участвовали в расчете. На карте по методу СТД есть области, в которых отсутствуют значения коэффициента Лоде-Надаи, не смотря на наличие землетрясений, и, наоборот, на карте по методу МКА в областях отсутствия землетрясений рассчитаны значения коэффициента Лоде-Надаи. В первом случает это связано с более низким значением параметра к (интенсивность результирующей матрицы) для анализируемой выборки, чем значение, представленное в таблице [Юнга, 1990] для аналогичной выборки, во втором случае поход, используемый в формировании выборки, позволяет получать значения для областей, где отсутствуют землетрясения (объем упругой разгрузки) [Ребецкий, 2007].

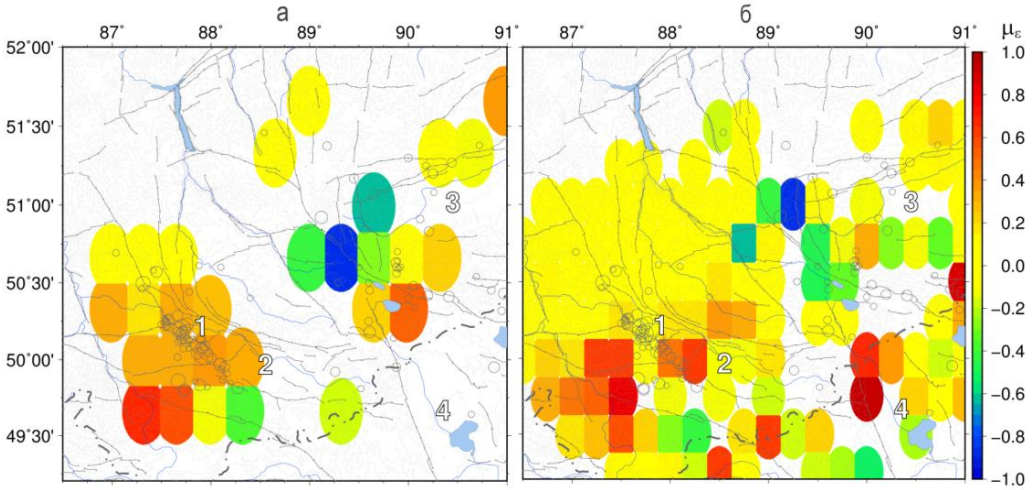


Рис. 6. Распределение коэффициента Лоде-Надаи με для Горного Алтая: (а) СТД; (б) МКА. Нумерация впадин (см. рис. 4а)

Оба метода указывают на преобладание режима простой сдвиг на исследуемой территории и наличие режима простого сжатия в очаговой области Чуйского землетрясения, которая приходится на часть Курайской впадины и Чаган-Узунский блок (между Курайской (1) и Чуйской (2) впадинами).

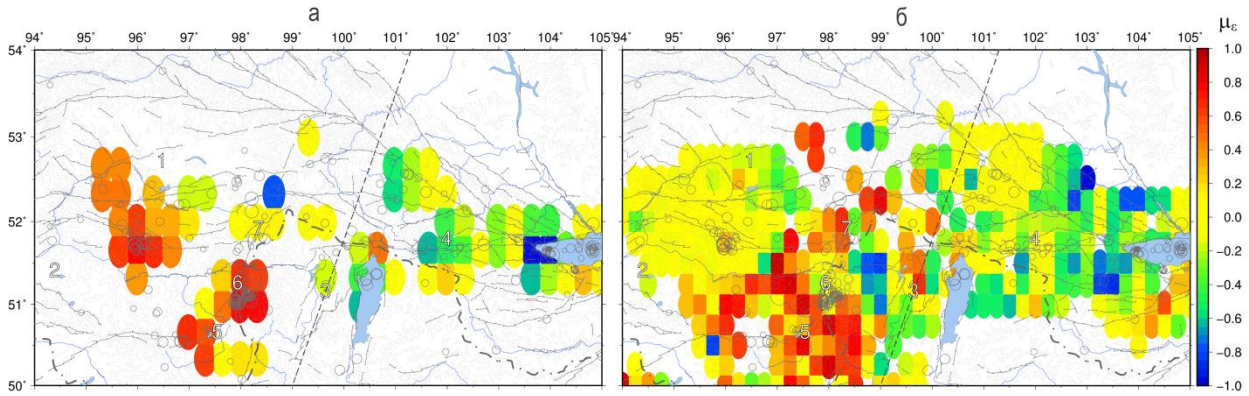


Рис. 7. Распределение коэффициент Лоде-Надаи με для восточной части АСО: (а) СТД, (б) МКА. Нумерация впадин (см. рис. 4б)

На картах распределения коэффициента Лоде-Надаи для восточной части АСО (рис. 7) штриховой линией разделены области с разным типом деформационных процессов, протекающих западнее и восточнее этой линии. Эта линия была проведена на основе результатов, полученных в работе [Сычева, 2023б]. Штриховая линия на рис. 7а четко разделяет области с резко различными значениями рассматриваемых параметров СТД и указывает на разный механизм формирования напряжений для этих областей. Это различие отмечено во многих работах [Рогожин и Платонова, 2002; Еманов и др., 2004 и др.]. По данным СТД она разделяет области с преобладанием простого сжатия и чистого сдвига западнее и преобладанием простого растяжения и чистого сдвига восточнее указанной линии. По МКА эта линия также делит эти области согласно указанным режимам деформации.

Различие в режимах деформации наблюдается в области хр. Академика Обручева. По данным МКА в этой области проявляется геодинамический режим – вертикальный сдвиг (рис. 8б), а по данным СТД сжатие. Эти режимы отличаются друг от друга наклоном плоскости разрыва. По СТД этой области соответствует деформационный режим преобладания простого сжатия (Лоде-Надаи), а по МКА простому сдвигу.

Геодинамические режимы по МКА и режимы деформации СТД. Классификации режимов по МКА и СТД показаны на рис. 8в (см. подпись к рисунку). Согласно классификации режимов СТД, режим деформации отображает цвет значка, а по данным МКА цвет ячейки исследования указывает на геодинамический режим. Разный подход, используемый авторами классификаций при выборе цвета, соответствующего указанным режимам, не позволяет явно увидеть согласование результатов. Сравнение же режимов, которые они обозначают, указывает на идентичное отображение геодинамических обстановок. На рис. 8а представлено распределение геодинамического режима для Горного Алтая по МКА и на это поле наложена карта СТД, построенная на основе классификации режимов деформации [Юнга, 1997]. Фиолетовым цветом по МКА обозначен режим вертикального сдвига, на это поле легли значки, обозначенные бирюзовым цветом – режим транспресии (сжатие со сдвиговой составляющей) по методу СТД. Розовым цветом обозначен режим горизонтального сжатия со сдвигом (МКА), а поверх лежат значки зеленого цвета, обозначающие режим горизонтального сдвига по СТД. Некоторое несоответствие следует из того, что по МКА различают 6 геодинамических режимов, а по СТД –11 режимов деформации. Также оказывает влияние подхода в формирование однородной выборки по МКА, а по методу СТД в расчете участвуют все землетрясения, попавшие в исследуемый объем (для которого определяется значение интенсивности результирующей матрицы и сравнивается со значением из таблицы для рассматриваемой выборки).

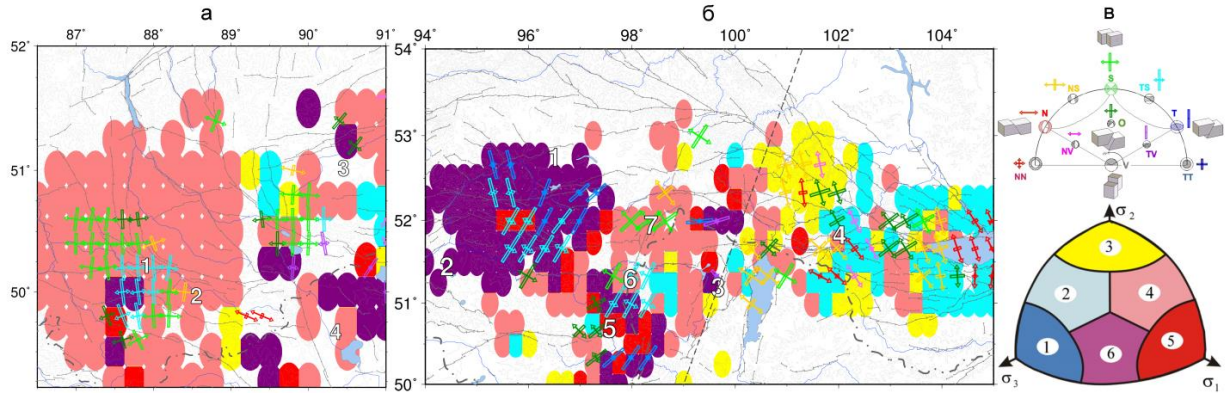


Рис. 8. Распределение геодинамического режима (МКА) и режимов СТД (СТД): (а) Горный Алтай, (б) восточная часть АСО, (в, сверху) классификация режимов СТД [Юнга, 1997] (сверху: T – сжатие; N –растяжение; S – горизонтальный сдвиг; V – вертикальный сдвиг; TT – всестороннее сжатие; NN –всестороннее растяжение; O – косой сдвиг; TS – транспрессия; NS – транстенсия; TV – переходный режим от вертикального сдвига к сжатию, NV – к растяжению), (в, снизу) типы геодинамических режимов [Ребецкий, 2007]: 1 – режим горизонтального растяжения (ось σ1 – субвертикальная); 2 – горизонтальное растяжение с горизонтальным сдвигом; 3 – режим горизонтального сдвига (ось σ2 – субвертикальная); 4 – горизонтальное сжатие с горизонтальным сдвигом; 5 – режим горизонтального сжатия (ось σ3 – субвертикальная); 6 – вертикальное сдвиговое напряженное состояние (ось σ2 субгоризонтальная, а σ1 и σ3 имеют углы погружения осей около 45°. Нумерация впадин слева (см. рис. 4а), справа (см. рис. 4б)

На рис. 8б представлена совмещенная карта геодинамических режимов по СТД и МКА для восточной части АСО. По МКА восточнее штриховой линии проявляется режим горизонтального растяжения с горизонтальным сдвигом и режим горизонтального сдвига, по данным СТД на этой территории проявляется несколько деформационных обстановок: режим растяжения, режим транстенсии, переходный режим от вертикального сдвига к растяжению. Для западной части карты характерен режим вертикального сдвига, горизонтального сжатия и горизонтального сжатия с горизонтальным сдвигом (МКА). По СТД на этой территории проявляются режим сжатия, транспрессии, режим вертикального сдвига.

Значение вертикальной компоненты отражает вертикальные движения земной коры – отрицательные значения указывают на ее опускание, положительные – на воздымание. Распределение вертикальной компоненты для Горного Алтая представлено на рис. 9, а для восточной части АСО на рис. 10.

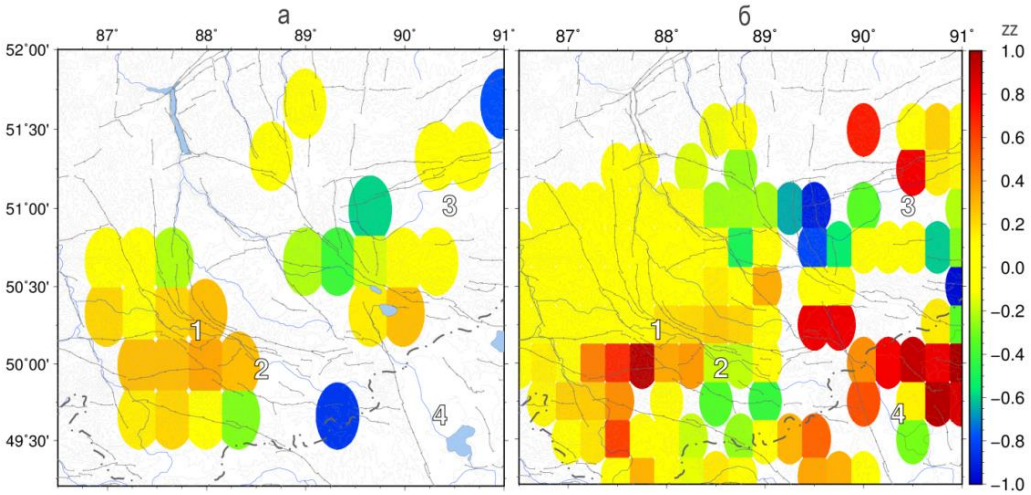


Рис. 9. Распределение вертикальной компоненты (ZZ) усредненных тензоров деформации для Горного Алтая: (а) СТД; (б) МКА. Нумерация впадин (см. рис. 4а)

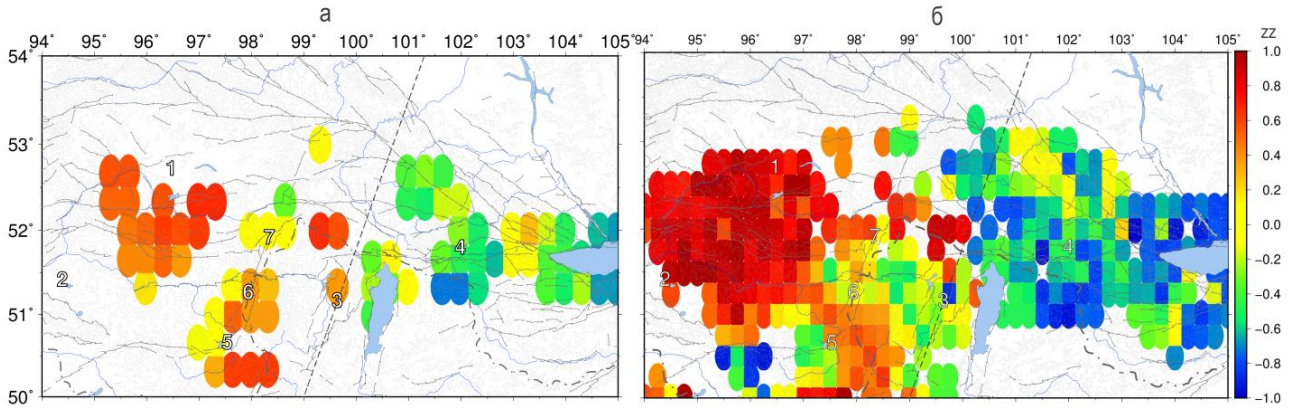


Рис. 10. Распределение вертикальной компоненты (ZZ) усредненных тензоров деформации для восточной части АСО: (а) СТД; (б) МКА. Нумерация впадин (см. рис. 4б)

Для Горного Алтая воздымание испытывает Чаган-Узунский блок. Для восточной части АСО западная территория относительно штриховой линии испытывает воздымание, а восточная опускание. Это отражается в распределении вертикальной компоненты как по СТД, так и по МКА.

Выводы. При расчете СТД рассматривается область с указанием радиуса круговой области вокруг узловой точки. В МКА для каждого образца (узловой точки) рассматриваемый размер зависит от области упругой разгрузки. Отмечено, что эта область для некоторых узловых точек (в область рассмотрения которой попали крупные события) по МКА может быть шире, чем область, рассматриваемая по СТД, что отражается на размере площади представления результатов.

Оба метода однозначно отражают распределение значения коэффициента Лоде-Нади и вертикальной компоненты в узловых точках, где представлены данные по обоим методам.

Некоторые различия, которые установлены при анализе геодинамических режимов, связаны с разным количеством режимов деформации описанных в методе СТД (11 режимов) и МКА (6 режимов) и различием в формировании анализируемой выборки – в СТД учитываются все землетрясения, которые попали в исследуемый объем, в МКА рассматривается однородная выборка.

Направление осей *P* и *T* усредненных тензоров деформации по данным СТД и МКА в целом хорошо согласуются.

Данная работа показала, что результаты расчета сейсмотектонических деформаций методом СТД и МКА могут дополнять друг-друга.

Финансирование. Работа проведена в рамках выполнения государственного задания Института физики Земли РАН

Литература

1. *Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Фатеев А.В., Ярыгина М.А.* Алтай и Саяны. Землетрясения Северной Евразии. – Обнинск: ГС РАН. 2004. С. 116–125.
2. *Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. – М.: Наука. 1975. 175 с.
3. *Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшин А.В.* Тектоническая позиция и параметры очага Корякского (Хаилинского) землетрясения 8 марта 1991 г. в контексте проблемы существования современной плиты Берингии // Математическое моделирование сейсмотектонических процессов в литосфере ориентированное на проблему прогноза землетрясений. – М. 1993. Вып.1. С. 74–88.
4. Отчет о научно-исследовательской работе. Геомеханическая модель земной коры Алтая на основе комплекса тектонофизических и геофизических методов. Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва. 2022. 177 с.
5. *Ребецкий Ю.Л.* Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии, Океании // Докл. РАН. 1997. Т.354. №1. С. 101–104.
6. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. – М.: Академкнига. 2007. 406 с.
7. *Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика. 2013. Т.54. №2. С. 271–291.
8. *Ризниченко Ю.В.* О сейсмическом течении горных массивов // Динамика земной коры. – М.: Наука. 1965. С. 56–63.
9. *Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии: Избранные труды. – М.: Наука. 1985. 408 с.
10. *Рогожин Е.А., Платонова С.Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. – М.: ОИФЗ РАН. 2002. 130 с.
11. *Сычева Н.А.* Исследование сейсмотектонических деформаций земной коры Алтае-Саянской горной области. Часть I // Геосистемы переходных зон. 2023. Т.7. №3. С. 223–242.
12. *Сычева Н.А.* Исследование сейсмотектонических деформаций земной коры Алтае-Саянской горной области. Часть II // Геосистемы переходных зон. 2023. Т.7. №4. С. 335–356.
13. *Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Кузиков С.И.* Вычислительные технологии в сейсмологических исследованиях (на примере KNET, Северный Тянь-Шань). – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2020. 358 с.
14. *Юнга С.Л.* О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу // Докл. РАН. 1997. Т.352. №2. С. 253–255.
15. *Юнга С.Л.* Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. – М.: Наука. 1990. 191 с.
16. *Юнга С.Л.* О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. №10. С. 14–23.
17. *Юнга С.Л.* Отчет о научно-исследовательской работе «Изучение движений поверхности и деформаций земной коры на территории Центрального Тянь-Шаня, Казахской платформы и Алтая; создание программ обработки сейсмологических данных, проведение обработки: отчет о научно-исследовательской работе». Геофизическая служба Российской академии наук. – Обнинск. 2002. 41 с.

ПРОЯВЛЕНИЕ МЕРИДИОНАЛЬНОГО СЖАТИЯ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ОРОГЕНАХ ЕВРАЗИИ (НА ПРИМЕРЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ)

Т.Ю. Тверитинова[1, 2]

[1] – *Геологический факультет МГУ, г. Москва, Россия; tvertat@yandex.ru*
[2] – *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

В статье приведены результаты структурно-кинематических исследований в Алтае-Саянском регионе с использованием методики структурно-кинематического анализа дизъюнктивных нарушений Л.М. Расцветаева [1982; 1985; 1987а, б] и катакластического анализа дизъюнктивных структур Ю.Л. Ребецкого [1999; 2001; 2003; 2005].

За основу преимущественно взяты положения методики структурно-парагенетического анализа дизъюнктивных структур Л.М. Расцветаева, разработавшего и применившего ее при анализе структурных рисунков альпийского пояса Евразии и Земли в целом [Расцветаев, 1971, 1973. 1980. 1982. 1985, 1987а, б]. Методика Л.М. Расцветаева основана на работах Г.П. Горшкова, М.В. Гзовского, А.В. Лукьянова, А.В. Пейве и др., пытавшихся воссоздать тектодинамическую обстановку формирования тектонических структур по особенностям их морфолого-кинематической характеристики и пространственного положения.

Применение методики к анализу разномасштабных структурных рисунков Альпийского пояса Евразии привели Л.М. Расцветаева к формированию концепции строения Земли как деформационного эллипсоида вращения. Основные ее положения сводятся к следующему: 1. Геологической среде на всех структурных уровнях присуща делимость – чередование зон концентрации деформаций (ЗКД) различного типа (сжатия, сдвига, растяжения) и областей ослабленной дислоцированности. 2. В литосфере Евразии на всех структурных уровнях действует единое Главное поле тектонических напряжений (ГПТН) – динамично изменяющееся полярное сжатие (сопровождающееся латеральным широтным растяжением), проявленное в субширотных структурах сжатия, меридиональных системах отрывно-раздвиговых структур и диагональных сколов, образующих Главный парагенез структур в едином деформационном процессе общего квазипластического течения геологической среды. 3. Тектонические смещения по разно-ориентированным структурным неоднородностям, обусловленные ГПТН, приводят к возникновению локальных тектодинамических обстановок (стресс-состояний) (*кинематогенных полей напряжений* [Расцветаев, 1973]) с другими ориентировками осей напряжений. 4. В структуре Земли полярное сжатие выражено всеземным деформационным эллипсоидом с глобальными зонами скалывания, разделяющими планету на квадранты сжатия и растяжения (рис. 1). В современной структуре Земли гобальные зоны скалывания выражены мезозойско-кайнозойскими спрединговыми, субдукционными и коллизионными системами складчатых и подвижных поясов, домезозойские области континентов и океанские платформы играют роль стабильных блоков. При этом положение глобальных зон скалывания не остается постоянным, поэтому на определенных этапах развития и относительно стабильные блоки подвергаются тектоническим деформациям.

Главные особенности структуры Евразии определяются активными в мезозое и кайнозое Средиземноморско-Индонезийской (вдоль своей юго-западной окраины) и Северо-Западно-Тихоокеанской (вдоль восточной окраины) глобальными зонами скалывания. Для области их сопряжения характерна повышенная дислоцированность литосферы, выраженная в "раздробленности" на несколько блоков системы Китайских платформ, а также в мезозойско-кайнозойской активизации южной части палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в виде формирования эпиплатформенной орогенической области, включающей орогены Тяньшаня, южного Казахстана, Алтае-Саянскую и Монголо-Охотскую складчатые области. В целом, эти структуры образуют единый Альпийско-Азиатский орогенический пояс.

Общая характеристика позднеальпийской структуры Альпийско-Азиатского пояса была дана в работах [Рацветаев, 1971, 1973, 1980]. Им в целом были рассмотрены закономерности размещения позднеальпийских деформаций разного типа в орогенических областях пояса и предложена их тектодинамическая интерпретация в соответствии с механико-генетическими принципами закона скалывающих напряжений.

Аналогичные закономерности структурных рисунков можно видеть и в Алтае-Саянской области ЦАСП, сформировавшегося на месте позднепротерозойско-палеозойского Палеоазиатского океана за счет субдукционно-коллизионных процессов на его окраинах [Шенгер и др., 1994; Добрецов и др., 1995; Филиппова и др., 2001; Tectonic..., 2008; Yin, 2010; Metallogenesis..., 2010; Буслов, 2011;

Федак и др., 2011; Wilhem et al., 2012; Буслов и др., 2013; Şengor et al., 2014 и др.]. Особенностью структуры ЦАСП, особенно его западной части, является развитие различно ориентированных складчатых зон. Алтае-Саянская складчатая область является ярким примером сложных структурных соотношений разновозрастных орогенов.

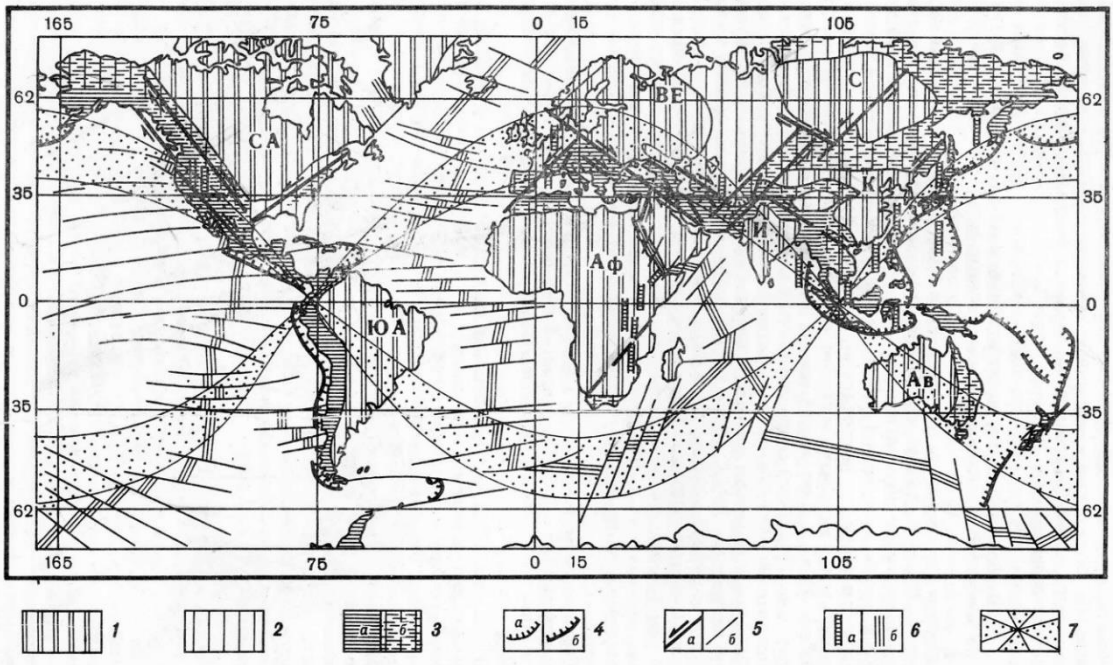


Рис. 1. Крупнейшие структуры литосферы и их соотношение с зонами глобального скалывания [Расцветаев, 1980]. Доальпийские ядра стабильных континентов: 1 – древние платформы (Ав – Австралийская, Аф – Африканская, ВЕ – Восточно-Европейская, И – Индийская, К – Китайская, С – Сибирская, СА – Северо-Американская, ЮА – Южно-Американская); 2 – молодые платформы. Альпийские структуры: 3 – области проявления позднеальпийской складчатости на континентах (орогенные пояса): а – более интенсивной (развитой на месте океанических бассейнов), б – менее интенсивной (в основном эпиплатформенной); 4–6 – главнейшие системы позднеальпийских дислокаций на континентах и в переходных зонах (а) и в океанах (б): 4 – взбросы и надвиги, 5 – сдвиги и зоны сдвиговых деформаций, 6 – раздвиги и сбросо-грабеновые системы; 7 – зоны глобального скалывания (критические диагонали) геоида и узлы их пересечений (главные центры деформаций)

Расположенные рядом каледонские орогены Горного Алтая и Западного Саяна образуют в области своего сочленения сложный структурный узел. Горный Алтай – система веерообразно расходящихся к северу хребтов северо-западной ориентировки. Хребты Западного Саяна ориентированы в восток-северо-восточном направлении.

Додевонский фундамент обоих орогенов включает офиолиты конца рифея–нижнего кембрия, островодужные вулканиты и турбидиты кембрия–ордовика и перекрывающие их силурийские осадочные отложения задуговых бассейнов [Бискэ, 2022]. Офиолитовые меланжи представлены в Куртушубинской и Джебашской зонах Западного Саяна, Талицкой и Ануйско-Чуйской зонах Горного Алтая, в Салаирском кряже, Кузнецком Алатау, Казыр-Кизирской зоне Восточного Саяна. Деформация раннепалеозойских толщ в Алтае-Сянской области связана с их общей коллизией и внедрением гранитоидов в ордовике–силуре.

В девоне Горный Алтай и Западный Саян входили в активную окраину Сибири, граничащую с Палеоазиатским океаном. На краю Сибирского континента формировался Рудно-Алтайский вулкано-плутонический пояс северо-западного простирания. В его тыловой части располагались параллельные окраине Коргонский и Уйменско-Лебедской континентальные и более обширный Ануйско-Чуйский окраинно-морской бассейны. Девонские прогибы в обрамлении субширотно ориентированного орогена Западного Саяна (Минусинские и Тувинские) также были ориентированы субширотно. Деформация осадочных комплексов произошла в конце девона–начале карбона, когда вся окраина стала континентальной [Бискэ, 2022]. В среднем карбоне субдукция сменилась коллизией, что сопровождалось формированием континентальных молассоидов, перекрывшихся в ряде впадин мелководно-морскими и континентальными осадочными отложениями, деформированными в перми. В зонах поднятий отмечается гранитоидный магматизм. В триасе местами формировались траппы (Кузнецкий прогиб), были более широко развиты базитовые дайки. Триасовые деформации,

выраженные крупноамплитудными сдвигами и ороклинными изгибами складчатых зон, обычно связывают с коллизией Евразии с Индостаном и континентами Тибета [Бискэ, 2022].

В современной структуре Алтае-Саянской области наиболее крупными разрывами являются разрывы северо-западного простирания на ее западной (Иртышская и Северо-Восточная зоны смятия в обрамлении Рудно-Алтайской зоны) и восточной (Главный Восточно-Саянский разлом) окраинах; восток-северо-восточного (разломы Западного Саяна) – в средней части, а также разрывы с резко меняющимся направлением в зоне сочленения Горного Алтая и Западного Саяна (Ануйско-Чуйско-Салаирская и Кузнецко-Катунская). На палеозойском этапе развития для дизъюнктивных систем северо-западной ориентировки были характерны преимущественно левосдвиговые смещения, северо-восточной – правосдвиговые [Бискэ, 2022]. Палеомагнитные данные позволяют предполагать, что левосдвиговые перемещения по системам северо-западного простирания были связаны с поворотом Сибирского континента по часовой стрелке, который мог происходить во время палеозойской коллизии и позже, вплоть до начала мезозоя [Метелкин, 2013].

Некоторые исследователи считают, что в организации структур Алтае-Саянской области большую роль играли процессы латерального выжимания [Копп, 1997; Туркин, 2018]. В условиях закрытия Иртыш-Зайсанского (Палеоазиатского) океана происходило "раздавливание" выступающей окраины Сибири между сближающимися с ней северным (Казахстанский) и южными (гондванские) блоками. Произошло формирование структур с изменяющейся ориентировкой (Ануйско-Чуйско-Салаирская и Кузнецко-Катунская) за счет выжимания Западно-Саянского блока к западу, Салаирского – к востоку. Наиболее интенсивно структуры латерального выжимания формировались в геодинамическом режиме активной континентальной окраины в девоне, а также в условиях коллизии в позднем палеозое.

Кинематика структур Горного Алтая и Западного Саяна и тектодинамические условия их формирования, выявленные при структурно-геологических исследованиях. На основании структурно-геологических исследований дизъюнктивных систем Горного Алтая и Западного Саяна с использованием структурно-парагенетического [Расцветаев, 1982, 1985, 1987а, б] и катакластического анализа дизъюнктивных структур [Ребецкий, 1999, 2001, 2003, 2005; Ребецкий и др., 2017] выявлены кинематические характеристики развитых здесь основных систем дизъюнктивов и определены тектодинамические условия их формирования [Тверитинова и др., 2023; Маринин, Тверитинова, 2024].

Палеозойские толщи Горно-Алтайского и Западно-Саянского орогенов характеризуются широким развитием зеркал скольжения и других кинематических индикаторов по исходным текстурно-структурным неоднородностям, что свидетельствует об их более поздней тектонической активизации. Трещиноватость, в том числе и кинематическая (зеркала скольжения), ориентирована как вдоль сланцеватости, так и косо или поперечно к ней, при преобладании минидизъюнктивов, субсогласных с палеозойским структурным планом. Часто по одной и той же системе нарушений устанавливается несколько направлений смещений, что указывает на неоднородные условия деформирования, обусловленные сменой условий нагружения породных массивов во времени.

Главный структурный парагенез дизъюнктивных нарушений и в Горном Алтае, и в Западном Саяне образуют субширотные системы сжатия, правые сдвиги северо-западного и левые – северо-восточного простирания, а также меридиональные сбросо-раздвиговые структуры. Формирование этого парагенеза было связано с условиями субмеридионального горизонтального сжатия.

Реконструкции тектонических напряжений в регионе по сейсмологическим данным [Трифонов и др., 2002; Лунина, 2006; Гольдин, Кучай, 2007; Ребецкий и др., 2008, 2013; Тимофеев и др., 2014] подтверждают преобладание на неотектоническом этапе деформирования Алтае-Саянского региона обстановки субмеридионального максимального сжатия и субширотного растяжения.

Тектодинамическая обстановка субмеридионального сжатия в Алтае-Саянском регионе преобладает, но по данным структурно-парагенетического и катакластического анализов дизъюнктивных структур здесь фиксируются дополнительные обстановки северо-восточного, северо-западного и субширотного сжатия (рис. 2). По типу напряженного состояния доминирует обстановка горизонтального сдвига; реже проявлены обстановки сжатия, горизонтального сдвига со сжатием и горизонтального сдвига с растяжением [Тверитинова и др., 2023; Маринин, Тверитинова, 2024].

В условиях меридионального сжатия вдоль основных региональных структур на новейшем этапе происходят преимущественно правосдвиговые перемещения (вдоль структур северо-западного простирания в Горном Алтае) или левосдвиговые (вдоль структур восток-северо-восточного простирания в Западном Саяне). Они вызывают проявление локальных стресс-состояний с северо-западной и северо-восточной ориентировками оси максимального сжатия.

На существенную роль сдвиговых перемещений и связанных с ними локальных обстановок горизонтального сжатия и растяжения, а также формирования новообразованных структур и активизированных участков доальпийских разломных зон в кайнозойской структуре орогенов Алтае-Саянского региона также указывали многие исследователи [Добрецов и др., 1995; Лукина, 1996; Новейшая..., 1998; Трифонов и др., 2002; Новиков и др., 2008; Деев и др., 2012; Delvaux et al., 2013].

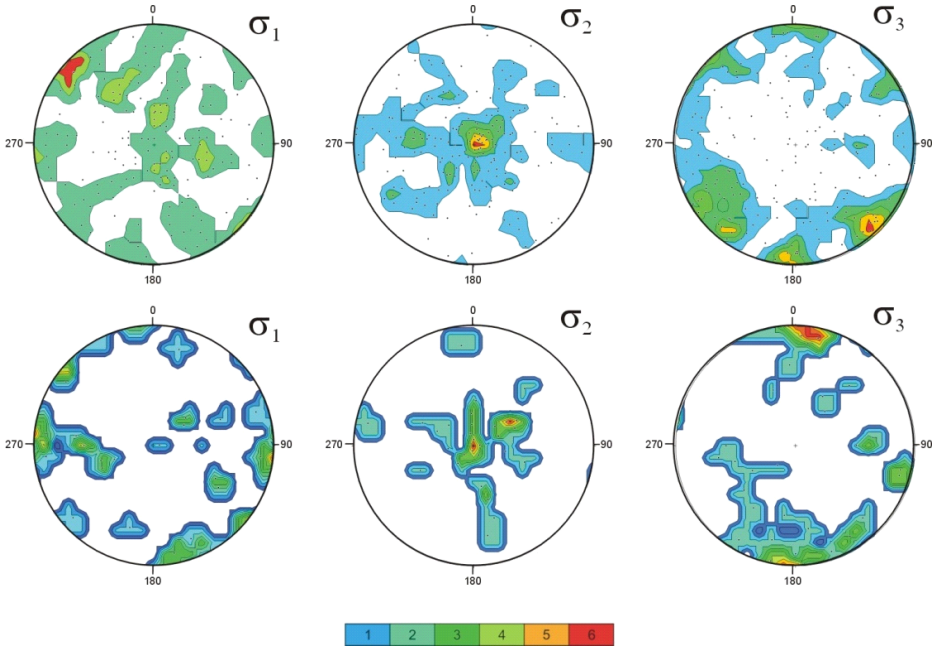


Рис. 2. Ориентировка осей главных напряжений локальных стресс-тензоров по результатам проведенной реконструкции данных по зеркалам скольжения Горного Алтая и Западного Саяна (верхний и нижний ряд соответственно) по данным [Маринин, 2024; Маринин, Тверитинова, 2025]. На круговых диаграммах (стереографическая проекция верхней полусферы) показаны выходы осей главных напряжений (σ_1, σ_2, σ_3 – минимальных (девиаторное растяжение), промежуточных и максимальных сжимающих напряжений) и изолинии равной плотности концентрации соответствующих осей (построено с использованием программы *Stereonet*)

Главное отличие выявленных нами параметров напряженно-деформированного состояния в Горном Алтае и Западном Саяне заключается в том, что в Западном Саяне, по сравнению с Горным Алтаем, гораздо более четко выражена тектодинамическая обстановка субмеридионального сжатия. В Горном Алтае выявлен более широкий разброс ориентировок осей максимального сжатия. Эти отличия логично связывать со значительным разбросом простираний региональных структур веерообразного Горно-Алтайского орогена, по сравнению с Западно-Саянским, характеризующимся преимущественно востоко-северо-восточном направлением структур. В связи с этим в Горном Алтае возникают условия проявления более разнообазного спектра локальных стресс-состояний, чем в Западном Саяне, где дополнительные, помимо Главного, парагенезы определяются условиями поперечного к структурам сжатия, являющегося здесь субмеридиональным.

Проявление кинематогенных полей напряжений подтверждается структурно-кинематическими данными по альпийскому орогену Большого Кавказа [Расцветаев и др., 1987] и активизированного в кайнозое байкальского складчатого сооружения Восточного Саяна [Тверитинова, 2016].

На Большом Кавказе, характеризующегося в целом запад-северо-западным простиранием, Главным полем напряжений является меридиональное латеральное сжатие – широтное растяжение, на участках орогена северо-западной ориентировки выявляются условия северо-восточного (поперечного) и северо-западного (продольного) сжатия, на участках, ориентированных в запад-северо-западном направлении, устанавливаются условия северо-северо-восточного (поперечного) и запад-северо-западного (продольного) сжатия. В целом Большой Кавказ на позднекайнозойском этапе развивается как ороген сжатия и правого сдвига.

В орогене Восточного Саяна, вытянутого в северо-западном направлении, выявлены обстановки меридионального сжатия (Главное поле напряжений), а также условия северо-западного и северо-восточного сжатия. Восточный Саян, как и Большой Кавказ, развивается в позднем кайнозое как ороген сжатия и правого сдвига.

Возраст выявленных структурных парагенезов. Изменение тектодинамических обстановок во времени. При использовании тектонофизических методов в определении напряженно-деформированного состояния геологической среды всегда стоит вопрос о возрасте фиксируемых результатов деформаций. Вполне очевидно, что условия деформирования геологических систем с течением времени изменяются, в них формируются новообразованные структуры, а на существующие структуры накладывается дополнительная деформация. В результате такого процесса в геологических объемах выявляются разные тектодинамические обстановки, которые могут относиться к одним и тем же или различным этапам развития данного объекта. Системы разновозрастных региональных тектонических структур ЦАСП в палеозое формировались в условиях разнонаправленных перемещений литосферных плит и изменений, связанных с ними тектодинамических обстановок (см. первую часть статьи), в мезозое–кайнозое на динамику деформационного процесса влияла Индо-Евразиатская коллизия. Устойчивые ориентировки палеозойских структур позволяют говорить о соответствующих региональных (и, возможно, даже планетарных) направлениях преимущественного сжатия.

Преобладание структур северо-западной ориентировки – свидетельство действия северо-восточного сжатия, приведшего к формированию главного структурного плана при закрытии Палеоазиатского океана в позднем палеозое. Среди мозаичной структуры ЦАСП присутствуют участки северо-восточной ориентировки (Центральный Казахстан, Западный Саян, Монголо-Охотский ороген). Их широкое распространение и устойчивая ориентировка указывают на проявление региональной обстановки северо-западного сжатия. Как было отмечено, для региона характерна также изменчивость ориентировок структур, возможно связанная с процессами их переориентации при вращении тектонических блоков.

На современном этапе деформации ЦАСП продолжаются. Как было показано, главной тектодинамической обстановкой на неотектоническом этапе было меридиональное субгоризонтальное сжатие. В мозаичной тектонической структуре региона в этом ГПТН по различно ориентированным неоднородностям происходят разнонаправленные подвижки. Результаты структурно-кинематических исследований в Алтае-Саянском и других регионах Евразии доказывают, что на новейшем этапе развития территории так или иначе проявляются поля напряжений с различной ориентировкой оси максимального сжатия. Не удивительно, что при преобладании диагонально ориентированных региональных структур мы фиксируем локальные обстановки северо-западного и северо-восточного сжатия. Эти локальные стресс-состояния рассматриваются нами как проявление кинематогенныех полей напряжений, т.е. возникших при сдвиговых перемещениях вдоль структур диагональных простираний в условиях меридионального сжатия. Мы не исключаем, что частично эти условия могут отражать остаточное влияние докайнозойских (мезозойских и даже палеозойских) этапов деформирования. Помимо обстановок с северо-восточным и северо-западным сжатием в Алтае-Саянском регионе выявляются обстановки субширотного сжатия, которое мы также считаем кинематогенным, связывая его с расплющиванием геологических масс и тектоническим течением их в направлении, поперечном главному стрессу, с формированием сильно сжатых субширотных зон, действующих как своеобразные инденторы.

Общая новейшая деформация ЦАСП представляется нам следующим образом (рис. 3). Главная деформация связана с меридиональным сжатием, отражающим Индо-Евразиатскую коллизию. Вдоль структур северо-западного простирания в этих условиях происходят преимущественно правосдвиговые смещения. По структурам северо-восточного простирания преобладают левосдвиговые смещения (особенно они характерны для Монголо-Охотского орогена северо-восточного простирания). Коллизия межу Сибирью и Китайскими платформами приводит к формированию сильно сжатых субширотных зон. Главной из них является западная часть широтного Монголо-Охотского орогена, на северо-западном продолжении которого расположен Западно-Саянский ороген. Монголо-Охотского ороклин выражен на юге широтной зоной концентрации левосдвиговой деформации вдоль северных окраин Таримского блока и Китайско-Корейской платформы (кулисно-расположенные складчатые системы северо-западной ориентировки), на севере субширотной зоной концентрации правосдвиговой деформации вдоль северной границы Западного Саяна, являющегося западным продолжением Монголо-Охотского ороклина. В зоне сочленения Западно-Саянского и Горно-Алтайского орогенов наиболее отчетливо проявлено субширотное сжатие.

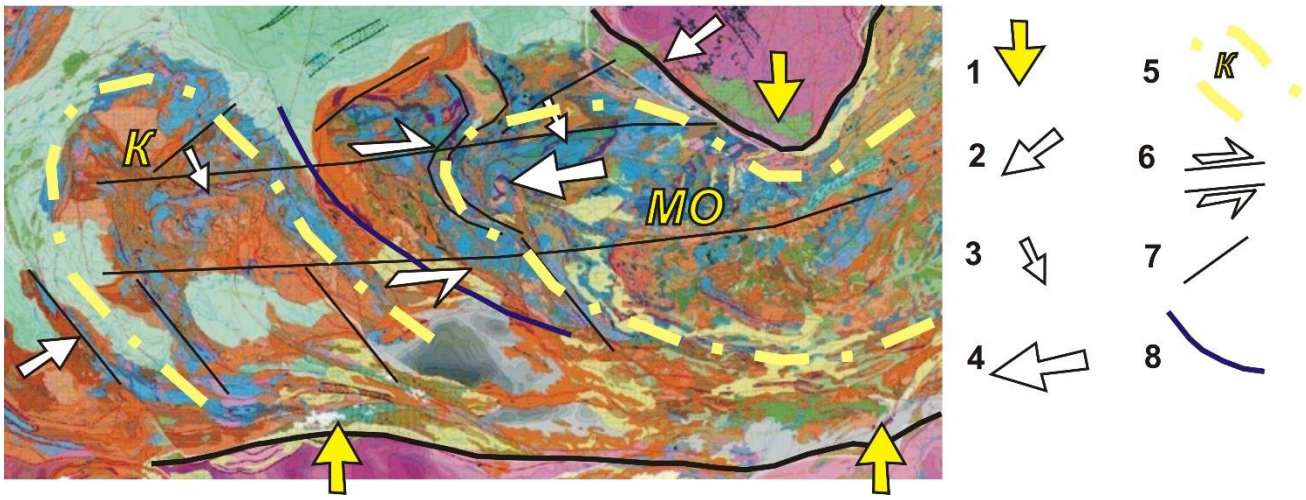


Рис. 3. Принципиальная схема деформирования центральной части Центрально-Азиатского пояса (основа по [Tectonic..., 2008]).
1-4 – направления действия максимального горизонтального сжатия: 1 – меридиональное сжатие – следствие Индо-Евразиатской коллизии; 2 – СВ сжатие – поперек герцинских структур; 3 – ССЗ сжатие – поперек каледонских структур; 4 – широтное сжатие – влияние широтного индентора; 5 – условные контуры ороклинов (К – Казахстанский; МО – Монголо-Охотский; 6 – центральная зона сжатия с правосдвиговыми смещениями вдоль северной границы и левосдвиговыми – вдоль южной; 7 – условные структурные линии; 8 – Чарская офиолитовая сутура

Одновременное проявление в геологическом времени Главного и дополнительных (кинематогенных) полей напряжений подробно обсуждается в работах Л.М. Расцветаева: "В сейсмических поясах земного шара одна из главных осей напряжений (ось сжатия, реже – ось растяжения) имеет субгоризонтальное и поперечное к структурам направление – динамические параметры в очагах землетрясений отвечают субмеридиональной ориентировки оси сжатия, реже она ориентирована в северо-западном или северо-восточном направлениях. Нередко вдоль одних и тех же структурных зон происходят землетрясения с различной ориентировкой главного сжатия. Геолого-геоморфологические сейсмотектонические наблюдения на дневной поверхности фиксируют следы этих же основных полей напряжений, при этом в одновозрастных структурах в одних и тех же зонах наблюдаются элементы Главного и одного из вторичных структурных парагенезов" [Расцветаев, 1980].

Финансирование. Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Бискэ Ю.С.* Геология России / Ю.С. Бискэ. 2-е изд., испр. – СПб.: СПбГУ. 2022. 228 с.
2. *Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т.52 (1). С. 66–90.
3. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т.54. №10. С. 1600–1627.
4. *Гольдин С.В., Кучай О.А.* Сейсмотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т.48. №7. С. 692–723.
5. *Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородовский А.П., Гольцова С.В.* Неотектоника и палеосейсмичность долины нижней Катуни (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012. Т.53. №9. С. 1154–1168.
6. *Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д.* Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т.36. №10. С. 5–19.
7. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. – М.: Научный Мир. 1997. 340 с.

8. *Лукина Н.В.* Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т.37. №11. С. 71–74.
9. *Лунина О.В.* Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., Ms = 7.5 (Горный Алтай) // Геотектоника. 2006. №3. С. 52–69.
10. *Маринин А.В.* Сравнение результатов тектонофизических исследований Северного Тянь-Шаня и Горного Алтая // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. IX Междунар. симпозиума, г. Бишкек, 24-29 июня 2024 г. – Бишкек: НС РАН. 2024. С. 101–104.
11. *Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* К вопросу о причинах сложных тектодинамических обстановок в структурах Горного Алтая по результатам тектонофизических исследований // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания. – М.: Геос. 2024. Т.2. С. 16–19.
12. *Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Результаты полевых тектонофизических исследований складчатой системы Западного Саяна // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Мат. LVI Тектонического совещания. – М.: ГЕОС. 2025. (в печати)
13. *Метелкин Д.В.* Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского континента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика. 2013. Т.54. №4. С. 500–522.
14. Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000 / Ред. А.Ф. Грачев. – М.: ГЕОС. 1998. 147 с.
15. *Новиков И.С.* Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео». 2004. 313 с.
16. *Расцветаев Л.М.* Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука. 1987а. С. 171–181.
17. *Расцветаев Л.М.* Глобальные сдвиги и зоны скалывания планетных тел // Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. – СПб.: Наука. 1971. С. 547–559.
18. *Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. – М.: Наука. 1980. С. 145–197.
19. *Расцветаев Л.М.* Некоторые общие модели дизъюнктивной тектонической деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука. 1985. С. 118–127.
20. *Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М.: Изд-во МГУ. 1973. Вып.5. С. 57–107.
21. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. – М.: ГИН АН СССР. 1987б. Ч.2. С. 173–235.
22. *Расцветаев Л.М.* Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Докл. АН СССР. 1982. Т.267. №4. С. 904–909.
23. *Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Тверитинова Т.Ю., Симако В.Г.* Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. – М.: Наука. 1987. С. 96–106.
24. *Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады Академии наук. – М.: Наука. 1999. Т.365. №3. С. 392–395.
25. *Ребецкий Ю.Л.* Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещений // Геофизический журнал. – Киев: Наукова Думка. 2005. Т.27. №1. С. 39–54.
26. *Ребецкий Ю.Л.* Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – М.: МГУ. 2001. Т.76. №4. С. 28–35.
27. *Ребецкий Ю.Л.* Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады Академии наук. – М.: Наука. 2003. Т.400. №3. С. 237–241.
28. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. – М.: Академкнига. 2007. 406 с.

29. *Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской складчатой области перед Чуйским (Алтайским) землетрясением 2003 года // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. –М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 245–299.
30. *Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика. 2013. Т.54. №2. С. 271–291.
31. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. – М.: ГЕОС. 2017. 234 с.
32. *Тверитинова Т.Ю.* Опыт изучения зеркал скольжения рифейских метаморфитов центральной части Восточного Саяна // Материалы Четвертой Тектонофизической конференции. – М.: ИФЗ РАН. 2016. Т.1. С. 277–281.
33. *Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Деев Е.В.* Геодинамика Катунского разлома (Горный Алтай) по структурно-кинематическим данным // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. Изд-во Моск. ун-та. 2023. Т.4. №1. С. 46–59.
34. *Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В., Лунев Б.В.* Поля смещений блоков Алтае-Саянского региона и эффективные реологические параметры земной коры // Геология и геофизика. 2014. Т.55. №3. С. 481–497.
35. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. – М.: ГЕОС. 2002. 224 с.
36. *Туркин Ю.А.* Структуры латерального выжимания западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геосферные исследования. 2018. №1. С. 33–43.
37. *Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьев Е.М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение), Серия Алтае-Саянская. Лист M-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 567 с.
38. *Филиппова И.Б., Буш В.А., Диденко А.Н.* Среднепалеозойские субдукционные пояса – ведущий фактор формирования структуры Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т.3. №6. С. 405–427.
39. *Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т.35. Вып.7-8. С. 41–58.
40. *Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E.* Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics. 2013. V.602. P. 194–222.
41. Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia / Ed. by W.J.Nokleberg. Professional Paper 1765. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey. 2010.
42. *Şengor A.M.C., Natal'in B.A., Gürsel S.R., Van der Voo.* A new look at the Altaids: A superorogenic complex in Northern and Central Asia as a factory of continental crust. Part I: Geological data compilation (exclusive of palaeomagnetic observations) // Austrian Journal of Earth Sciences. 2014. P. 169–232.
43. Tectonic map. Atlas of geological map of Central Asia and adjacent areas. List 15. Coordinating Board of Atlas: Dong Shuwen, Li Tingdong (China), B. Uzhkenov, A. Kisilev (Kazakhstan), Lee Tai Sup, Kim Bok Chul (Republic of Korea), O. Chuluun, D. Javkhlanbold (Mongolia), A. Morozov, O. Petrov (Russia). Scale 1 : 2 500 000. 2008.
44. *Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M.* The Altaids of Central Asia: a Tectonic and Evolutionary Innovative Review // Earth Science Reviews. 2012.
45. *Yin A.* Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis // Tectonophysics. 2010. V.488. P. 293–325.

ГЛОБАЛЬНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ КАК ПРИЧИНА АКТИВИЗАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ДРУГИХ ПРИРОДНЫХ СТИХИЙНЫХ БЕДСТВИЙ

В.В. Тетельмин

Институт экологии Российского университета дружбы народов (РУДН), г. Москва, Россия;
v-tetelmin@rambler.ru

Земное пространство пропитано разными видами энергии, которые постоянно переходят из одной формы в другую. Наиболее мощными разновидностями подобных энергетических переходов являются природные стихийные бедствия (ПСБ), которые причиняют ущерб инфраструктуре и влекут за собой человеческие жертвы. Анализ происходящих в мире катастрофических ПСБ фиксирует их неуклонный рост, особенно усилившийся с середины XX века. Причиной активизации ПСБ является глобальное потепление.

Спровоцированные потеплением природные стихийные бедствия по силе воздействия на экономику выходят на первое место: на тропические циклоны и приносимые ими осадки и наводнения приходится 32%, на землетрясения 12%, на засухи 10% природных катастроф. Только в период 2000–2010 гг. отмечено 1260 метеорологических, 1944 гидрологических, 349 геофизических и 283 климатических стихийных бедствий [Бондур, 2022]. По оценке швейцарской страховой компании, Swiss Re при потеплении на 3ºС падение мирового ВВП составит от 6.6 до 13%.

В XXI веке климатологи пришли к заключению, что наблюдаемое глобальное изменение климата – это следствие усиления парникового эффекта, вызванного ростом содержания в атмосфере антропогенных парниковых газов. До 1900 г. объемные концентрации К трех ПГ в атмосфере были примерно следующими: CO_2 – 280 ppm; CH_4 – 0.7 ppm; N_2O – 0.26 ppm. Привнесение в атмосферу антропогенных ПГ сместило веками установившееся равновесие теплового взаимодействия Мирового океана, суши и атмосферы. К 2020 г. за время активной хозяйственной деятельности человечества объемная концентрация в атмосфере этих антропогенных ПГ увеличилась до K = 182 ppm-eq (миллионных долей в CO_2-экв).

Антропогенный парниковый эффект – это появление и присутствие в атмосфере в виде явного тепла потенциала радиационного усиления J_{MAX} (Вт/м^2), формируемого содержащимися в атмосфере антропогенными парниковыми газами (ПГ), перехватывающими часть отражаемого земной поверхностью ИК-излучения в количестве J_{MAX}. Конечными результатами работы потенциала J_{max} являются: постепенный рост средней глобальной температуры приземного слоя атмосферы до максимального значения T_{MAX}; увеличение аккумулированной Землей тепловой энергии до максимального значения Q_{MAX}; рост уровня Мирового океана и увеличение частоты природных стихийных бедствий.

В настоящее время взаимообусловленность выбросов антропогенных парниковых газов (ПГ) и глобального потепления является общепризнанной и, по сути, стала постулатом. Это утверждение подтверждается согласованным ростом графиков (рис. 1) концентрации антропогенных ПГ в атмосфере, аккумулированной климатической системой Земли тепловой энергии и средней глобальной температуры [Тетельмин, 2024] Внутренние естественные процессы на Земле искажают монотонность роста глобальной температуры, но в масштабе десятилетий температура растет.

Сегодня человечество осознало опасность глобального потепления, которое оно разогнало своей хозяйственной деятельностью. В таблице 1 приводятся систематизированные натурные данные об основных энергетических характеристиках процесса глобального потепления за последние 50 лет наблюдений [Тетельмин, 2023]. В каждом последующем десятилетии рост накопленной климатической системой тепловой энергии опережал рост накопленных выбросов ПГ. Например, в период 2010-2020 гг. содержание антропогенных ПГ в атмосфере по сравнению с 1970-1980 гг. увеличилось в 2.1 раза, а накопленная тепловая энергия парникового эффекта (ПЭ) увеличилась в 2.7 раза. Подобный опережающий рост является следствием проявления положительных обратных связей: усиление циклонической деятельности и конвективного переноса тепла из тропиков в высокие широты; снижение глобального альбедо; деградация криолитозоны арктического шельфа и тундры с выбросом метана из газогидратных кластеров; увеличение абсолютной влажности сухого арктического воздуха, сопровождающееся усилением регионального парникового эффекта [Мохов, 2022]. Арктическое усиление является одним из важных факторов происходящего опережающего потепления на территории России (0.45ºС/10 лет) и в Арктической зоне (0.75ºС/10 лет) [Третий оценочный …, 2022].

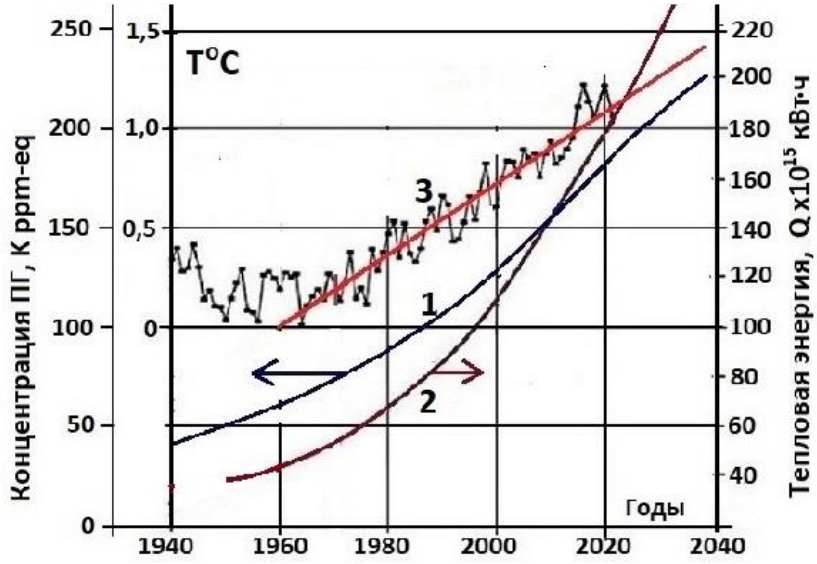


Рис. 1. Графики согласованного роста основных показателей глобального потепления: 1 – рост объемной концентрации антропогенных выбросов ПГ в атмосфере; 2 – рост накопленной с 1930 г. тепловой энергии в КС Земли; 3 – рост средней глобальной приземной температуры атмосферы

Таблица 1. Рост средних значений накопленных выбросов антропогенных парниковых газов в атмосфере, соответствующих энергетических характеристик процесса глобального потепления и некоторых его последствий за последние 50 лет наблюдений за климатической системой Земли

Годы	**Содержа-ние выбросов ПГ в тмосфере, K ppm-eq**	**Рост содержания тепла в КС, $Q_0 \cdot 10^{15}$ кВт·ч/ 10 лет**	**Рост температуры атмосферы, ΔT град/10 лет**	**Суммарная годовая магнитуда землетрясений M ≥ 4**	**Рост уровня Мирового океана, h мм/10 лет**
1970-1980	82.0	14.2	0.165	61	20
1980-1990	101.4	19.4	0.175	87	20
1990-2000	121.0	24.6	0.175	113	20
2000-2010	141.4	31.0	0.175	139	30
2010-2020	168.6	38.3	0.175	165	40

Для прогнозных расчетов глобального потепления строятся математические модели энергетического баланса, учитывающие различные виды вещественного и энергетического взаимодействия между основными составляющими климатической системы (КС) Земли: Мировым океаном, атмосферой, сушей, криосферой и биосферой. Математические модели подвергаются настройке путем подбора коэффициентов альбедо, испарения, влажности, облачности и др., чтобы таким образом результаты расчетов приблизить к фактическим данным глобального изменения климата.

Возможен также другой подход к расчету глобального потепления, основанный на использовании ряда эмпирических функций, полученных на основании анализа данных мониторинга глобального потепления и экстраполяции этих функций для выполнения прогнозных расчетов [Тетельмин, 2024].

Выше отмечено, что основным определяющим фактором антропогенного парникового эффекта (ПЭ) является потенциал радиационного усиления J_{max} (Вт/м^2), формируемый в атмосфере совокупным спектром поглощения ПГ в ИК-диапазоне электромагнитных волн. В пределах концентраций антропогенных ПГ в атмосфере K = 180-400 ppm-eq значение этого потенциала определяется следующей функцией: $J_{MAX} = (8.3 \cdot 10^{-2} \cdot K + 3.8)$ Вт/м^2 [Тетельмин, 2024а, 2024б]. Это значение потенциала радиационного усиления присутствует в единичном столбе атмосферы в виде явного тепла, которое постепенно нагревает все составляющие климатической системы (КС) Земли и увеличивает среднюю приземную глобальную температуру до значения T_{max} [Тетельмин, 2023б]:

$$T_{MAX} = (20.9 \cdot 10^{-3} \cdot K - 12.3 \cdot 10^{-6} \cdot K^2)\ ^oC, \quad (1)$$

где K (ppm-eq) – объемное содержание в атмосфере антропогенных ПГ.

Из этой функции следует, что при K = 850 ppm-eq наступит «парниковое насыщение» атмосферы. При этой концентрации температура глобального потепления достигнет своего максимально возможного значения T_{MAX} = 8.9°C (296.9 град по шкале Кельвина), после чего атмосфера перестанет откликаться повышением температуры на дальнейшие выбросы ПГ. Температура T_{MAX} отсчитывается относительно температуры доиндустриального периода 288 град по шкале Кельвина (15°C) и отвечает радиационно-равновесному состоянию КС Земли при абсолютной температуре (288 + T_{MAX}) в град Кельвина. Из (1) следует, что в случае фиксации концентрации антропогенных ПГ в атмосфере на современном уровне K = 200 ppm-eq рост глобальной температуры будет продолжаться до +3.7°C. Отсюда следует, что называемая в Парижском соглашении цель по возможному ограничению глобального потепления температурой +2°C является нереальной.

При фиксированном значении концентрации K в атмосфере интенсивность поглощения тепловой энергии всей земной поверхностью описывается следующей эмпирической функцией [Тетельмин, 2023а; Тетельмин, 2024в]:

$$\Delta Q = 276 \cdot 10^{12} \cdot (K - 30)\ (\text{кВт·ч/10 лет}), \quad (2)$$

где K (ppm-eq) – среднее значение объемной концентрации антропогенных ПГ в атмосфере в расчетном 10-летнем периоде времени. Это выражение справедливо при изменении концентрации антропогенных ПГ в пределах (90 ppm-eq ≤ K ≤ 320 ppm-eq).

Натурные данные показывают, что после 1970 г., когда интенсивность поглощения превысила значение $\Delta Q \geq 18 \cdot 10^{15}$ кВт·ч/10 лет, средняя приземная температура атмосферы получает постоянное приращение ΔT = 0.175°C/10 лет (рис. 1). Эта особенность энергообмена между Мировым океаном и атмосферой записывается следующим образом:

$$\Delta T_{AT} = 0.175^oC/10 \text{ лет} = \text{Const при } \Delta Q \geq 18 \cdot 10^{15}\ (\text{кВт·ч/10 лет}) \quad (3)$$

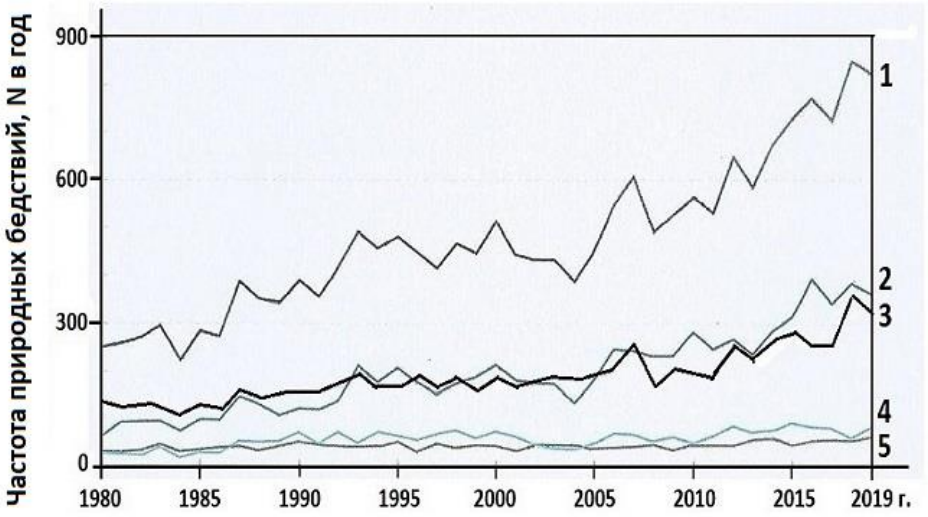


Рис. 2. Графики роста частоты повторяемости произошедших в мире катастрофических природных стихийных бедствий, отмеченных страховыми компаниями в период с 1980 по 2019 гг.
1 – общее количество; 2 – гидрологические; 3 – метеорологические; 4 – климатические; 5 – геофизические бедствия

В последние десятилетия наблюдается увеличение частоты N спровоцированных глобальным потеплением природных стихийных бедствий (ПСБ) различных классов. Данные о росте частоты отмеченных разрушительных метеорологических событий приводится в отчетах страховых компаний [EM-DAT]. В частности, в период с 1980 по 2019 гг. частота повторяемости отмеченных страховыми компаниями катастрофических ПСБ в мире увеличивалась в соответствии с графиками рис. 2 [Митрова и др., 2020].

Для количественной оценки изменения во времени t частоты N $(год)^{-1}$ повторяемости вызванных глобальным потеплением катастрофических ПСБ используется уравнение линейной регрессии $N = (a + b \cdot t)$. Параметры этого уравнения для каждого из четырех приведенных на рис. 2 типов ПСБ приводятся в таблице 2: коэффициенты регрессии b $(год)^{-2}$; свободные члены a $(год)^{-1}$; скорость увеличения частоты повторяемости ΔN $(10\ лет)^{-1}$. На рис. 3 приводятся графики роста накопленной в период 1970-2020 гг. парниковой тепловой энергии и графики роста частоты повторяемости отмеченных природных стихийных бедствий, описываемых уравнением линейной регрессии.

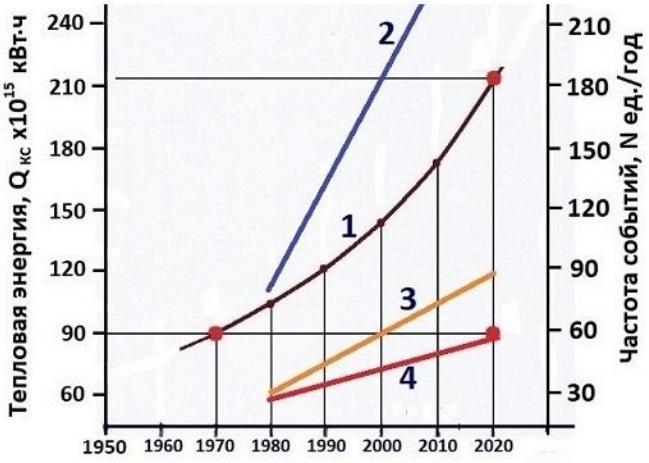


Рис. 3. График 1 роста накопленной в период 1970-2020 гг. парниковой тепловой энергии и графики роста частоты повторяемости отмеченных природных стихийных бедствий, описываемых уравнением линейной регрессии: 2 – метеорологические; 3 – климатические; 4 – геофизические

Таблица 2. Параметры уравнения линейной регрессии изменения во времени повторяемости катастрофических природных стихийных бедствий, отмеченных страховыми компаниями в период 1980-2019 гг.

Природные стихийные бедствия	**Коэф. регрессии b $(год)^{-2}$**	**Свободный член уравнения регрессии a $(год)^{-1}$**	**Скорость увеличения частоты dN/dt $(10\ лет)^{-1}$**	**$\Delta N/\Delta Q$ в 2010-2020 г. x10^{-15} (ед/год)/ кВт**	**$\Delta Q/\Delta N$ в 2010-2020 гг. x10^{15} кВт·ч/ (ед/год)**
Геофизические	0.75	26	7.5	0.20	5.00
Метеорологические	4.35	107	43.0	1.12	0.89
Гидрологические	6.10	80	61.0	1.59	0.63
Климатические	1.50	26	15.0	0.39	2.56

Важной характеристикой наблюдаемого приращения частоты на ΔN является удельная тепловая энергия, необходимая для обеспечения приращения частоты повторяемости ПСБ на единицу: $E_i = \Delta Q_i/\Delta N_i$ кВт·ч/(ед·год). Натурные данные, полученные в период 1970-2020 гг., свидетельствуют о том, что на формирование каждого последующего ПСБ требуется примерно на 25% большее количество накопленной тепловой энергии. Например, в период 2000-2010 гг. удельная потребность в накопленной земной системой тепловой энергии, необходимой для формирования одного дополнительного геофизического бедствия, составляла $E = \Delta Q/\Delta N = 4.1 \cdot 10^{15}$ кВт·ч/(ед/год), а в период 2010-2020 гг. увеличилась на 25% до $E = 5.1 \cdot 10^{15}$ кВт·ч/(ед/год). Примерно такой же рост необходимой удельной тепловой энергии наблюдается при переходе от одного расчетного 10-летнего периода к другому со всеми другими видами учащающихся ПСБ. Наблюдаемая энергетическая закономерность формирования новых ПСБ записывается следующим равенством: $E_{i+1} = 1.25 \cdot E_i$. В таблице 3 приводятся значения накопленной тепловой энергии $E = \Delta Q/\Delta N$, необходимой для увеличения частоты ПСБ на единицу в период 2010–2020 гг.

Отмеченная энергетическая особенность последовательного роста отношения ($\Delta Q_i/\Delta N_i$) дает возможность использовать следующую функцию, позволяющую методом экстраполяции определять приращение частоты повторяемости ΔN_{i+1} ПСБ в течение следующего расчетного периода:

$$\Delta N_{i+1} = 0{,}8\Delta Q_{i+1}\cdot(E_i)^{-1} \text{ (ед/10 лет)}, \quad (4)$$

где ΔQ_{i+1} (кВт·ч/10 лет) – известное расчетное приращение накопленной КС Земли парниковой тепловой энергии в последующем расчетном 10-летнем периоде, определяемое с помощью функции (2); $E_i = \Delta Q_i/\Delta N_i$ – известное стартовое значение накопленной Землей парниковой тепловой энергии, необходимой для формирования одного ПСБ в предшествующем расчетном периоде.

В обобщенном виде рост частоты повторяемости вызванных глобальным потеплением природных стихийных бедствий представляется следующей функцией:

$$\Delta N_n = \Delta Q_n \cdot 0{,}8^n\cdot(E_0)^{-1} \text{ (ед/10 лет)}, \quad (5)$$

где ΔQ_n (кВт·ч/10 лет) – приращение накопленной КС Земли парниковой тепловой энергии в n-ый расчетный 10-летний период, определяемое с помощью функции (2); n – номер очередного расчетного 10-летнего шага по времени; E_0 – известное стартовое значение удельной тепловой энергии для периода 2010–2020 гг., с которого начинается соответствующий расчет последствий глобального потепления.

Графики зависимости частоты отмеченных страховыми компаниями ПСБ от накопленной в КС Земли парниковой тепловой энергии Q имеют следующую особенность: по мере потепления ход графиков N = f(Q) роста частоты всех типов ПСБ становится все более пологим, стремится принять горизонтальное положение, а частота N стремится к некоторому предельному значению N_{max} (рис. 4). Эта особенность изменения частоты N объяснима, так как в условиях ограниченности размеров Земли и ограниченности поступающей внешней энергии частота возникновения, равно как и удельная энергия экстремально сильных ураганов и землетрясений не могут увеличиваться бесконечно и должны иметь некоторый предел [Голицын, Васильев, 2019].

В выполненных прогнозных расчетах принято следующее условие: предельное значение частоты повторяемости ПСБ N_{MAX} (ед/год) наступает в момент, когда очередное приращение частоты ΔN составит менее 3% от общего значения накопленной частоты повторяемости N: $N = N_{MAX}$ при $(\Delta N/N) \leq 0.03$ (3%).

Для выполнения комплекса расчетов последствий глобального потепления необходимо знать следующие граничные и начальные условия: 1) начальные значения концентрации антропогенных ПГ в атмосфере; средней глобальной температуры приземного слоя атмосферы; аккумулированной КС Земли парниковой тепловой энергии; 2) график роста концентрации антропогенных ПГ в атмосфере, который зависит от принятого человечеством к реализации сценария декарбонизации мировой экономики; 3) статистические данные изменения во времени значений частоты повторяемости природных стихийных бедствий за предшествующий период наблюдений.

Выполним прогнозный расчет роста до 2100 г. частоты приведенных на рис. 2 геофизических и других ПСБ для конкретного умеренного сценария декарбонизации мировой энергетики за счет снижения выбросов CO_2 от использования ископаемого топлива. Наиболее приемлемым с технической и социально-экономической точек зрения вариантом действий по смягчению последствий глобального изменения климата является уменьшение к 2100 г. выбросов CO_2 с современного уровня 35 Гт/год до 12 Гт/год [Тетельмин, 2024а]. При подобном умеренном сценарии декарбонизации выбросы в атмосферу снижаются каждые 10 лет примерно на $\Delta K = 2$ ppm-eq, в результате чего в атмосфере к 2100 г. накопится около 350 ppm-eq антропогенных парниковых газов (ПГ). Расчеты показывают, что при обеспечении после 2100 г. углеродной нейтральности хозяйственной деятельности потепление будет продолжаться не менее 200 лет до достижения радиационно-равновесного состояния КС Земли при температуре около 5.8ºС.

В таблице 3 приводятся результаты расчета роста накопленной КС Земли парниковой тепловой энергии для приведенного умеренного сценария декарбонизации, а также результаты расчета роста частоты проявления геофизических и метеорологических стихийных бедствий.

Таблица 3. Прогноз роста накопленной КС Земли тепловой энергии при умеренном сценарии декарбонизации и соответствующий рост частоты проявления геофизических (ГФ-бедствий) и метеорологических (М-бедствий) ПСБ в мире, отмеченных страховыми компаниями

Годы	Конц-ия в атмосфере, K ppm-eq	Интен-сивность нагревания КС Земли, Q_0 x10^{15} кВт·ч/10лет	Накопленная тепловая энергия в КС Земли, ΣQ кВт·ч	Частота геофизи-ческих бедствий (ед/год)	Частота М-бед-ствий (ед/год)
1980-1990	101.4	19.6	121.4	33	151
1990-2000	121.0	24.6	146.0	40	194
2000-2010	141.4	31.0	177.0	48	237
2010-2020	168.6	38.3	215.0	56	280
2020-2030	198.1	46.4	261.4	63	310
2030-2040	225.6	54.0	315.4	70	360
2040-2050	251.0	61.0	376.4	76	395
2050-2060	274.5	67.5	443.9	82	426
2060-2070	296.0	73.4	517.3	87	453
2070-2080	315.5	78.8	596.0	91	476
2080-2090	333.0	80.2	676.3	94	495
2090-2100	349.0	81.8	758.0	97	510

Таблица 4. Рост средних значений частоты катастрофических ПСБ, отмеченных страховыми компаниями в период 1980-2019 гг., и прогноз роста частоты повторяемости до достижения предельных значений частоты для умеренного сценария декарбонизации

Природные стихийные бедствия	1980 г.	1995 г.	2015 г.	Частота N В 2050 г. $(год)^{-1}$	Частота N В 21000 г. $(год)^{-1}$
Геофизические	26	42	54	76	97
Метеорологические	107	175	258	400	510
Гидрологические	80	175	290	490	650
Климатические	26	48	79	120	160

В таблице 4 приводятся осредненные количественные характеристики отмеченных страховыми компаниями в период с 1980 по 2019 гг. четырех типов природных стихийных бедствий (рис. 2) и расчетные значения частоты их повторяемости в 2050 г. и в 2100 г. Частота повторяемости геофизических бедствий к 2050 г. увеличится примерно до N = 76 в год, а к 2100 г. приблизится к своему предельному значению около 97 в год.

Наблюдаемое увеличение сейсмической активности, проявляющееся в росте общего числа землетрясений и росте суммарной годовой магнитуды (энергии) землетрясений, вызвано нагреванием горных пород земной коры. Можно сказать, что в условиях глобального потепления изменяется и «подземный климат» – поглощение земной корой парниковой тепловой энергии формирует в её толще нисходящий тепловой поток. Этот поток является встречным по отношению к восходящему геотермическому потоку, он снижает естественный геотермический градиент 0.03 град/м, чем затрудняет разгрузку идущего из земных недр потока глубинного тепла.

Нагревание горных пород в условиях всестороннего сжатия формирует в толще земной коры большие термоупругие напряжения. Нагревание пород на 1°С создает в глубоких горизонтах напряжение до 2.8 МПа [Technical Summary., 2021]. Такие напряжения способны вывести горный массив из состояния равновесия, оживить существующие разломы и сочленения тектонических плит и инициировать сейсмическое событие. По всей видимости, подобный механизм лежит в основе наблюдаемого усиления сейсмической активности, а также в основе активизации магматических очагов на планете Земля.

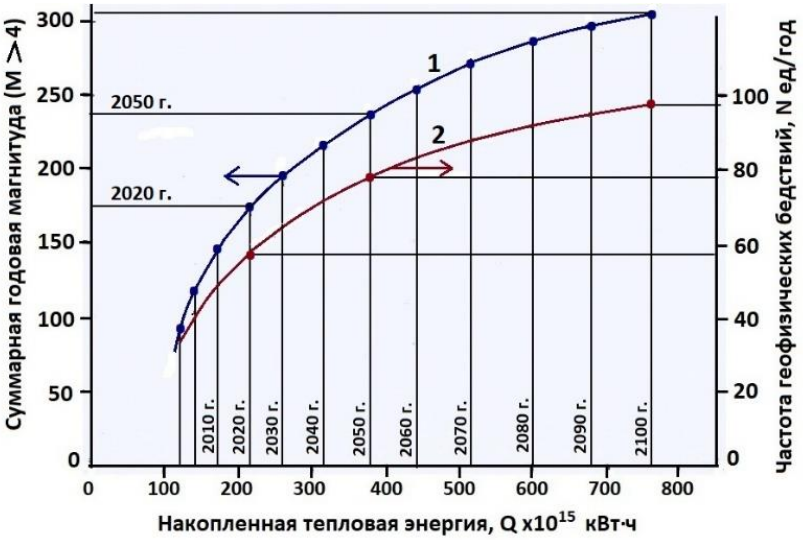


Рис. 4. Графики зависимости от накопленной планетой Земля парниковой тепловой энергии.
1 – суммарной годовой магнитуды землетрясений $M \geq 4$; 2 – частоты повторяемости отмеченных в мире страховыми компаниями катастрофических геофизических стихийных бедствий

На рис. 4 приводятся кривые роста частоты повторяемости катастрофических геофизических стихийных бедствий и роста суммарной годовой магнитуды землетрясений $M \geq 4$ в зависимости от накопленной планетой Земля парниковой тепловой энергии для умеренного сценария декарбонизации. Для расчета роста суммарной годовой магнитуды в качестве исходных использовались данные из таблицы 1, взятые из работы [Homola et al., 2023].

Выводы. Приведенные эмпирические функции позволяют определять предельную радиационно-равновесную температуру глобального потепления, интенсивность накопления климатической системой Земли тепловой энергии, а также выполнять прогнозные расчеты глобального потепления и его последствий для любых возможных сценариев декарбонизации хозяйственной деятельности. Декарбонизацию мировой экономики, как чрезвычайно затратный процесс, следует осуществлять постепенно в оптимальных для каждой страны темпах и объемах.

Заявленные Парижским соглашением цели не подкреплены конкретными климатическими расчетами, назначены без учета технологических возможностей цивилизации и потребностей мирового населения в энергии и продовольствии. При умеренном сценарии декарбонизации и условии обеспечения к 2100 г. углеродной нейтральности на уровне 350 ppm-eq современный мир будет идти по траектории повышения средней глобальной температуры до 2.6°C к 2100 г. и до 5.8°C к 2300 г., отчего будет снижаться пространство безопасного существования человечества.

В период 1970-2020 гг. на формирование одного дополнительного природного стихийного бедствия требовалось примерно на 25% больше накопленной земной системой тепловой энергии по сравнению с предыдущим расчетным периодом. Экстраполяция этой энергетической особенности в будущее позволяет определять приращение частоты повторяемости природных стихийных бедствий в течение следующих расчетных периодов.

По мере роста средней глобальной температуры отмечается активизация спровоцированных глобальным потеплением геофизических и других природных стихийных бедствий. К 2050 г. частота проявления геофизических стихийных бедствий может увеличиться до 76 в год, а к 2100 г. до 97 в год. К 2050 г. суммарная годовая магнитуда землетрясений класса $M \geq 4$ может увеличиться до 235, а к 2100 г. до 305.

Декарбонизация способна обеспечить лишь отдаленные позитивные климатические последствия, поэтому в XXI веке приоритетными в борьбе за безопасное существование человеческой цивилизации на нагревающейся Земле должны стать меры по адаптации населения, экономики и жизненного пространства к более суровым погодным и геофизическим явлениям.

Литература

1. *Бондур В.Г.* Что болит у Земли // В мире науки. 2022. №1/2. С. 5–12.
2. *Голицын Г.С., Васильев А.А.* Изменение климата и его влияние на частоту экстремальных гидрометеорологических явлений // Метеорология и гидрология. 2019. №11. С. 9–13.
3. *Митрова Т., Хохлов А., Мельников Ю. и др.* Глобальная климатическая угроза и экономика России в поисках особого пути. 2020 г.

4. *Мохов И.И.* Анализ условий формирования арктического усиления в земной климатической системе // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т.505. №1. С. 102–107.
5. *Тетельмин В.В.* Алгоритм аналитического расчета глобального потепления и примеры расчета его основных последствий//Использование и охрана природных ресурсов в России. 2024в. №2. С. 21–32.
6. *Тетельмин В.В.* Основные потоки энергии, формируемые антропогенными парниковыми газами в нагревающейся климатической системе Земли//Экология промышленного производства. 2024а. №4. С. 51–57.
7. *Тетельмин В.В.* Расчетное подтверждение недостижимости климатических целей Парижского соглашения. Экология промышленного производства. 2024б. №2. С. 58–63.
8. *Тетельмин В.В.* Энергетические особенности и пределы глобального потепления // Энергия: экономика, техника, экология. №3. 2023б. С. 27–34.
9. *Тетельмин В.В.* Энергетический анализ особенностей глобального потепления и его последствий // Вестник РАЕН. 2023а. №3. Т.23. С. 91–99.
10. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории России. Общее резюме / Росгидромет. – С.-Птб.: Наукоемкие технологии. 2022. 144 с.
11. EM-DAT, CRED/UC Louvain, Brussels, Belgium, www.emdat.be. Version: 2020-06-15. The Intenational Disaster Database, University of Louvain.
12. *Homola P., Marchenko V. et al.* Observation of large-scale precursor correlations between cosmic rays and earthquakes with a periodicity similar to the solar cycle // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2023. 247. 106068.
13. Technical Summary. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. PP. 33−144.

УПРУГИЕ ИЗГИБЫ ТОЛСТЫХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

А.П. Трубицын[1], В.П. Трубицын[1]

[1] – *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; atrub@yandex.ru*

В геофизике, как и в технических задачах, часто используется теория изгиба упругих пластин. Примером являются расчеты краевых деформаций океанических плит вблизи зон субдукции или прогибы океанической литосферы под тяжестью цепей вулканических островов, возникающих над мантийными плюмами [Теркот, Шуберт, 1985]. Принято считать, что начальный изгиб океанической плиты в зоне субдукции определяется упругими свойствами литосферы (рис. 1), а при дальнейшем погружении плиты в ней возникают зона хрупко-пластического растяжения сверху и сжатая зона пластического течения снизу. Хотя полная мощность океанической литосферы у континентальных окраин составляет порядка 100 км, несколько десятилетий назад было установлено, что эффективная упругая толщина океанической литосферы составляет порядка 35-50 км [Теркот, Шуберт, 1985; Zhang et al, 2019].

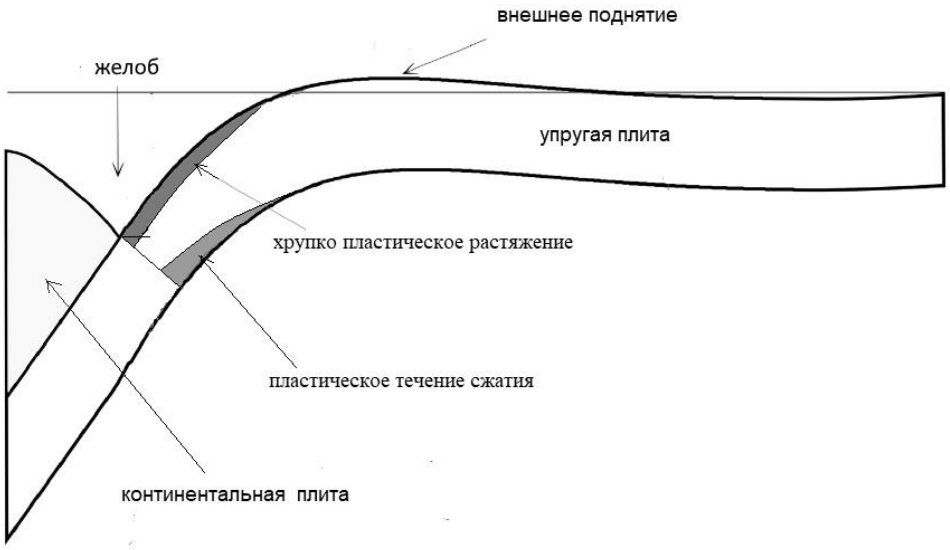


Рис. 1. Океаническая плита вблизи желоба, где на нее действуют горизонтальное сжатие, вертикальная сила и изгибный момент. Белым цветом показана упруго изгибающаяся часть литосферы, серым – зона растяжений с хрупкой пластичностью и зона сжатия с пластическим течением. Масштаб по вертикали преувеличен.

Теоретические оценки деформаций литосферных плит в зонах субдукции (а также во внутренних частях плит под океаническими островами) обычно выполняются на основе классической теории упругого изгиба тонких пластинок. Эта теория была сформулирована еще в 19-м веке и часто называется теорией Кирхгофа. В этой теории считается, что толщина пластинки h намного меньше горизонтальных размеров L. Источником деформаций пластинки считаются распределенные силы, перпендикулярные одному из оснований пластинки (рис. 2), вместе с изгибными моментами и поперечными силами на торцах. Приближенно считается, что при изгибе пластинки материал по одну сторону от срединной плоскости пластинки испытывает сжатие, а по другую сторону – растяжение, а сама срединная плоскость локально не деформируется (не испытывает укорочений или удлинений).

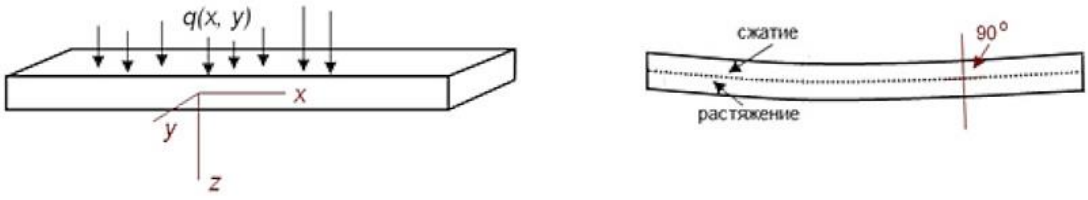


Рис. 2. Упрощенная схема деформаций тонкой пластинки

Дополнительно принимается, что поперечные сечения пластинки при изгибе сохраняют перпендикулярность срединной плоскости. Это означает пренебрежение эффектом поперечного сдвига, хотя фактически такой сдвиг существует и приводит к перекосу перпендикулярных сечений. Также в теории Кирхгофа полностью пренебрегается деформацией поперечного сжатия и считается, что вертикальное смещение u_z не зависит от z и совпадет с прогибом w срединной плоскости. На самом же деле в силу слабой сжимаемости упругих материалов продольное сжатие верхней половины пластины должно приводить к ее поперечному растяжению, а продольное растяжение нижней половины должно компенсироваться ее поперечным сжатием.

В результате применения всех этих упрощений в прошлом была получена система уравнений для расчета прогибов w пластинки, а также напряжений, продольных смещений, изгибных моментов и поперечных сил в сечениях пластинки. Для упрощения приведем эти уравнения в 2D-случае плоской деформации. Функция изгиба находится из дифференциального уравнения 4-го порядка (так называемое уравнение Софи Жермен):

$$Dw'''' = q, \tag{1}$$

а по этой функции можно найти изгибный момент $M = M(x)$ и поперечную силу $Q = Q(x)$:

$$M = -Dw'', \quad Q = -Dw''', \tag{2}$$

и затем компоненты напряжений:

$$\sigma_{xx} = \frac{12}{h^3} M\, z, \qquad \sigma_{xz} = \frac{3Q}{2h}\left(1 - \frac{4z^2}{h^2}\right), \qquad \sigma_{zz} = -\frac{q}{2}\left(1 - \frac{3z}{h} + \frac{4z^3}{h^3}\right), \tag{3}$$

и смещений:

$$u_x = -w'z, \qquad u_z = w. \tag{4}$$

Здесь $D = Eh^3/[12(1-\nu^2)]$ – изгибная жесткость плиты, пропорциональная модулю Юнга E и кубу толщины плиты h^3. В этих формулах продольное напряжение σ_{xx} и продольное смещение u_x линейно нарастают по модулю от средней линии к наружным плоскостям, меняя знак при $z = 0$, где происходит смена сжатия на растяжение.

Как отмечается во многих учебниках по теории упругости, процедура вывода формул и уравнений теории Кирхгофа основана на постулатах в виде наглядных допущений о характере напряжений и деформаций, однако математически противоречива. В строгом смысле эту теорию даже нельзя назвать первым приближением по малому параметру h/L, так как в ней в продольном напряжении σ_{xx} и продольном смещении u_x удерживаются лишь члены 1-го порядка малости, но для соблюдения дифференциальных уравнений равновесия и граничных условий в сдвиговое напряжение σ_{xz} и поперечное нормальное напряжение σ_{zz} неизбежно приходится включать члены 2-го и 3-го порядка малости. Тем не менее опыт приложений теории Кирхгофа в технике и строительстве показал, что она хорошо работает при оценке прогибов тонких плит с отношением $h/L < 10$.

Однако при применении этой теории в геофизике важно понимать физический смысл величины L. Если формально взять за нее горизонтальные масштабы плит в тысячи и десятки тысяч км, то соотношение $h/L < 10$ будет заведомо выполнено. Но на самом деле деформации плит могут быть локализованными, и тогда под L надо понимать реальную протяженность зоны деформаций. Если деформации сосредоточены в узкой области плиты, то эффективное значение h/L будет выше формального и может выходить за пределы применимости теории Кирхгофа. Речь идет о так называемых толстых плитах с $1/5 < h/L < 1/3$.

В 20-м веке был предложен ряд уточнений теории Кирхгофа для относительно толстых плит, наиболее известными из которых являются теории Тимошенко [Timoshenko, 1921] и Рейснера [Reissner, 1945] использующие для вывода приближенных уравнений изгиба вариационные принципы теории упругости. Как показывает анализ этих подходов по довольно обширной литературе, см. например [Szilard, 2004; Batista, 2012, 2015; Vijayakumar, 2014; Аннин и др., 2016; Challamel et al, 2019], Тимошенко и Рейснеру удалось (однако не полностью, а частично) учесть эффект поперечного сдвига (в виде перекоса перпендикулярных сечений), но они не смогли отказаться от пренебрежения

деформацией поперечного сжатия, т. е. от допущения $u_z = w$. Помимо прочего, оказывается, что эти теории (как и теория Кирхгофа) молчаливо обходят вопрос о выполнении условий совместности деформаций, так как получаемые в них конечные формулы не согласуются с уравнениями Бельтрами-Митчелла.

Авторам настоящей работы удалось уточнить классическую теорию Кирхгофа на математически корректной основе и вывести полные уравнения второго приближения в 2D-случае плоского деформированного состояния. В них учитываются все малые члены по степеням h вплоть до 3-го порядка (разложения продольных напряжений и смещений по малому параметру содержат только нечетные степени z). Процедура вывода этих уравнений, которую мы здесь не приводим из-за громоздкости, существенно использует требование совместности деформаций в форме уравнения Бельтрами–Митчелла. В теории второго приближения дифференциальное уравнение для функции изгиба срединной плоскости принимает вид:

$$Dw'''' = q - bq'', \tag{5}$$

где

$$b = \frac{1}{10}\frac{2-0.75\nu}{1-\nu}h^2. \tag{6}$$

Решив его с соответствующими граничными условиями, можно найти распределения изгибного момента и поперечной силы

$$M = -Dw'' - bq, \qquad Q = -Dw''' - bq'. \tag{7}$$

После этого находятся компоненты напряжений

$$\sigma_{xx} = -\frac{12D}{h^3}w''z - q\left[\frac{6-3\nu}{2(1-\nu)}\frac{z}{h} - \frac{4z^3}{h^3}\right], \tag{8}$$

$$\sigma_{xz} = \frac{3Q}{2h}\left(1-\frac{4z^2}{h^2}\right), \qquad \sigma_{zz} = -\frac{q}{2}\left(1-\frac{3z}{h}+\frac{4z^3}{h^3}\right) \tag{9}$$

и смещений:

$$u_x = -w'z + \frac{Qh^3}{(1-\nu)D}\left[\frac{z}{4h} - (2-\nu)\frac{z^3}{6h^3}\right] + \frac{\nu h^3}{24(1-\nu)D}\int_0^x q\,dx, \tag{10}$$

$$u_z = w + \frac{\nu}{2(1-\nu)}\left(w'' + \frac{bq}{D}\right)z^2. \tag{11}$$

Для полного расчета напряжений и смещений нужно решить уравнение для прогиба срединной линии $Dw'''' = q - bq''$, которое практически не сложнее классического уравнения $Dw'''' = q$, а затем, дифференцируя функцию w, рассчитать все остальные величины по приведенным формулам (6-11).

Главным поправочным параметром здесь является коэффициент b, зависящий от квадрата толщины плиты h^2 (6). При $b = 0$ мы возвращаемся к решению по теории Кирхгофу, а с ростом толщины плиты и соответственно коэффициента b, решение будет все больше от него отклоняться.

Обычно уточнение теорий неизбежно вызывает их усложнение. Однако уравнения полного второго приближения, учитывающие все члены третьего порядка малости, оказались не сложнее уравнений Тимошенко и Рейснера. Уточнение привело лишь к изменению численного значения коэффициента b при второй производной в уравнении для функции изгиба. Кроме этого уточняются выражения для смещений (10, 11), а в выражении для продольного напряжения (8) прибавляется

универсальный (не включающий w) член, зависящий только от заданной нагрузки. Отметим, что последний член в формуле (10) для u_x с интегралом от q отражает эффект удлинения пластинки под действием поверхностной нагрузки, которым пренебрегалось в теориях Кирхгофа, Тимошенко и Рейснера.

Далее для оценки корректности и точности формул нового второго приближения мы использовали тестовые варианты распределения нагрузки $q(x)$, для которых задача об изгибе имеет точное решение. Такие точные решения для моделей с постоянной $q = \text{const}$ и синусоидальной $q = q_0 \sin ax$ нагрузкой приведены в книге [Тимошенко, Гудьер, 1979]. Оказалось, что для данных моделей функция изгиба и выражения для смещений и напряжений второго приближения либо совпадают с точным решением, либо отличаются от него лишь в членах 4-го и более высокого порядка малости. Более конкретную информацию о точности второго приближения в зависимости от отношения h/L дает рис. 3. Из него, в частности, видно, что для весьма толстой плиты с $h/L = 1/4$ продольные напряжения отличаются от точных значений не более чем на 0.3%, а поперечные смещения примерно на 1%.

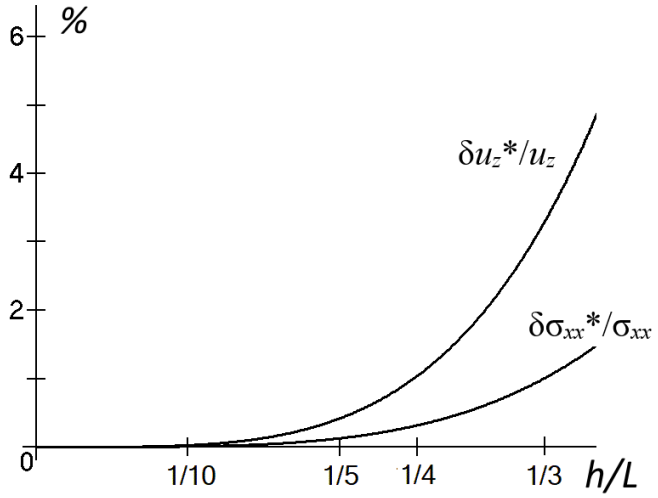


Рис. 3. Неточность решения уравнений полного второго приближения (относительное отличие от решения точных уравнений упругости) для продольного напряжения $(\sigma^*_{xx}-\sigma_{xx})/\sigma_{xx}$ и поперечного смещения $(u^*_z-u_z)/u_z$ в тестовых моделях

В качестве примера геофизического применения полученных полных уравнений изгиба второго приближения можно рассмотреть изгибы океанических плит в зонах субдукции. Для них эффективное отношение толщины упругой части литосферы h к длине зоны деформирования L в среднем составляет ~ 1/8 [Zhang et al, 2019], что соответствует еще не толстым плитам, а плитам умеренной толщины ($1/10 < h/L < 1/5$). Однако даже в этом случае поправка, даваемая уравнениями изгиба толстых плит, оказывается не малой.

Океанические плиты изгибаются поперечной силой Q и изгибающим моментом M на торце в зоне субдукции и вертикальной нагрузкой $q(x)$, действующей на плавающую плиту в виде выталкивающей силы мантии [Теркот, Шуберт, 1985]. Функция изгиба $w(x)$ характеризует неровности срединной линии плиты и в то же время неровности дна океана и неровности нижней границы плиты, т.е. глубины погружения. Поэтому при отсчете от исходной не изогнутой плавающей плиты нагрузкой q будет служить изменение выталкивающей силы $q(x) = -\delta\rho g w(x)$.

В этом случае дифференциальное уравнение изгиба плиты принимает вид:

$$Dw'''' - b\delta\rho g w'' + \delta\rho g w = 0 \qquad (12)$$

где $\delta\rho = \rho - \rho_w$ –разность плотностей литосферы и океанической воды, а коэффициент b при $\nu = 0.25$ согласно (10) равен $0.24\, h^2$. Граничными условиями для функции изгиба $w(x)$ удобно взять на торце в зоне субдукции глубину желоба и тангенс наклона погружения плиты $k = \text{tg}\varphi$, а на другом конце длинной плиты ее можно считать невозмущенной:

$$w(0) = w_0, \qquad w'(0) = k, \qquad w(\infty) = 0, \qquad w'(\infty) = 0. \qquad (13)$$

Уравнение изгиба океанических плит (12) обобщает соответствующее уравнение в приближении Кирхгофа, используемое в настоящее время в теории изгиба океанических плит [Теркот, Шуберт, 1985], и имеет дополнительный член с множителем b.

Уравнение (12) имеет аналитическое решение:

$$w = \exp\left(-\eta\, x/\alpha\right)\left[w_0 \cos\left(\xi\, x/\alpha\right) + \xi^{-1}\left(\eta w_0 + \alpha k\right)\sin\left(\xi\, x/\alpha\right)\right], \qquad (14)$$

где $\eta=(1+\varepsilon)^{1/2}$, $\xi=(1-\varepsilon)^{1/2}$, $\varepsilon=b/\alpha^2$, $\alpha=[4D/(\delta\rho g)]^{1/4}$

На рис. 4 показана рассчитываемая форма изгиба плиты у желоба при параметрах h = 50 км, w_0 = 2.4 км, k = –0.05. E = 70 ГПа, ν = 0.25, δρ = 2300 кг/м^3, $D = 0.78\cdot10^{24}$ н·м, α = 108 км [Zhang et al, 2019]. Для сравнения также приводится результат аналогичного расчета в классическом приближении Кирхгофа.

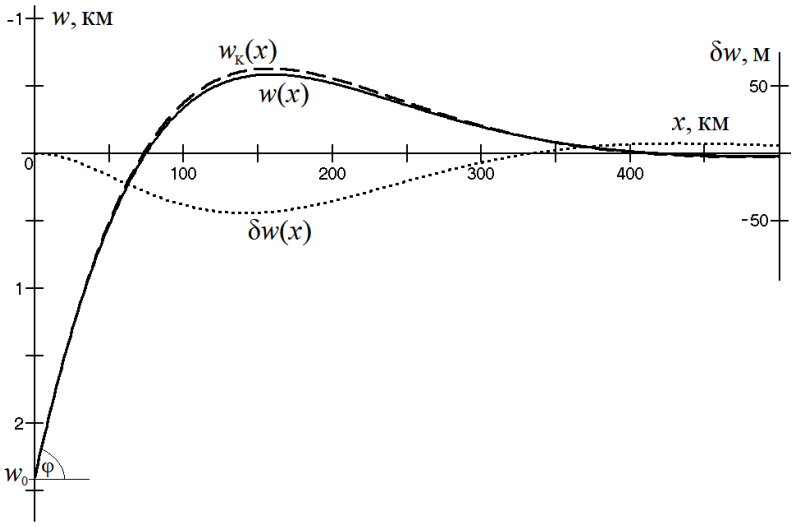


Рис. 4. Изгиб океанической плиты у Японского желоба, рассчитанный по уравнениям второго приближения. Сплошная линия – изгиб по уравнениям второго приближения, штриховая линия – в приближении Кирхгофа (при ε = 0), пунктир – величина расхождения этих кривых в метрах

Хотя две кривые изгиба в целом близки, по новым уравнениям второго приближения высота внешнего поднятия оказывается на 44 м или 7.5% меньше. В рассмотренном примере океаническая плита является лишь умеренно толстой с эффективным значением h/L ~ 50/400 = 1/8. При изгибе более толстых блоков литосферы по соотношению толщины и длины зоны деформаций, например, при h/L~1/4–1/3, поправка, даваемая полученными уравнениями изгиба второго приближения может достигать до 15%–20%.

Выводы. Математически строго выведена система уравнений 2D-изгиба толстых пластин полного второго приближения без упрощающих допущений. Полученные уравнения более точны, чем уравнения Тимошенко и Рейснера, но не усложняют расчеты, так как в них только изменяется численный коэффициент в дифференциальном уравнении для функции изгиба и добавляются аддитивные члены к алгебраическим выражениям для продольного напряжения и продольного и поперечного смещений. Существенно упрощая решение по сравнению с общими уравнениями упругости, полученная система уравнений изгиба пренебрегает лишь малыми членами четвертого порядка малости $(h/L)^4$, вклад которых даже для предельно толстых пластин с толщиной, равной трети длины, составляет доли процента. На тестовых аналитических моделях проведено сравнение решений полученных уравнений с решениями уравнений Тимошенко, Рейснера и решениями точных общих уравнений упругости, а также дана оценка точности уравнений второго приближения. Приводится аналитическое решение для функции изгиба океанических плит по уравнениям второго приближения, которое находится не сложнее, чем по теории Кирхгофа, но с существенно более высокой точностью.

В настоящей работе рассматривались только 2D-изгибы плит, поскольку соответствующие уравнения содержат все принципиальные особенности теорий второго приближения, а их вывод получается короче и яснее. 3D-изгибы плит усложняются эффектами кручения и особенностями граничных условий в угловых точках, а также тем, что выражения для поперечных сил, вместо алгебраических, остаются дифференциальными.

Литература

1. *Аннин Б.Д, Волчков Ю.М.* Неклассические модели пластин и оболочек // Прикладная механика и техническая физика. 2016. Т.57. №5. С. 5–14.
2. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. – М. Мир. 1985. 360 с.
3. *Тимошенко С.П., Гудьер Дж.* Теория упругости. – М. Наука. 1975. 550 с.
4. *Трубицын В.П, Трубицын А.П.* сравнительный анализ и единый вывод уравнений Тимошенко для изгиба балок и уравнений Рейснера для 2D-изгиба толстых плит // Физика Земли. 2024. №2. С. 98–111.
5. *Batista M.* An exact theory of the bending of transversely inextensible elastic plates // Acta Mechanica. 2015. V.226. P. 2899–2924.
6. *Batista M.* Comparison of Reissner, Mindlin and Reddy plate models with exact three dimensional solution for simply supported isotropic and transverse inextensible rectangular plate // Meccanica. 2012. V.47. P. 257–268.
7. *Challamel N., Elishakoff Is.* A brief history of first-order shear-deformable beam and plate models // Mechanics Research Communications. Elsevier. 2019. V.102. 103389.
8. *Reissner E.* The effect of transverse shear deformation on the bending of elastic plates // J. Appl. Mech. 1945. 12 (2). P. A69–A77.
9. *Szilard R.* Theories and Applications of Plate Analysis: Classical, Numerical and Engineering Methods. John Wiley & Sons, Inc. 2004. 1024 p.
10. *Timoshenko S.P.* On the correction factor for shear of the differential equation for transverse vibrations of bars of uniform cross-section // Philosophical Magazine. 1921. V.44. P. 744–752.
11. *Vijayakumar K.* Review of a few selected theories of plates in bending // International Scholarly Research Notices. 2014.
12. *Zhang F., Lin J., Zhou Z.* Flexural bending curvature and yield zone of subducting plates // International Geology Review. 2019.

БУГУЛЬДЕЙСКО-ЧЕРНОРУДСКИЙ ГРАБЕН – КАЙНОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА В ЗОНЕ КРАЕВОГО ШВА СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.В. Черемных[1], А.А. Бобров[1], И.К. Декабрёв[1], А.С. Черемных[1], Г.А. Гридин[2], Д.В. Павлов[2], А.А. Юрьев[1]

[1] – *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия; cherem@crust.irk.ru*
[2] – *Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия*

Бугульдейско-Чернорудский грабен (БЧГ) – одна из наиболее молодых структур кайнозойской Байкальской рифтовой зоны, расположенная в центральном Прибайкалье [Mats, 1993]. Его возраст оценивается как позднеплейстоценовый [Mats et al., 2007]. Опущенный блок грабена ограничен Приморским и Тырганским разломами [Семинский и др., 2013]. В структурном плане грабен относится к Северобайкальской впадине и является ее юго-западным окончанием. Пространственно он контактирует с Южнобайкальской впадиной в районе Бугульдейского дизъюнктивного узла. Грабен образовался в позднем кайнозое в пределах сформированной ранее зоны взаимодействия Сибирского кратона и причленившегося к нему в раннем палеозое Ольхонского террейна (рис. 1). Изучение данной структуры актуально в плане выявления закономерностей активизации разноранговых разрывов предшествовавших этапов при кайнозойском рифтогенезе. Для данного сегмента краевого шва кратона характерны взбросовые и последующие сдвиговые смешения крыльев в палеозойское время [Delvaux et al., 1995; Федоровский 1997; Donskaya, 2020 и др.], а также сдвиговые перемещения в раннем и сбросовые в позднем кайнозое [Delvaux et al., 1997, San'kov et al., 1997 и др.]. При этом ширина зоны влияния разломной структуры протяженностью более 200 км должна соответствовать ~ 10-30 км [Шерман, 1977], а проведенные ранее геолого-структурные исследования показали, что для зоны Приморского разлома она составляет: для этапа сжатия – первые десятки км, а для кайнозойского растяжений – первые км [Шерман и др., 1994; Лунина и др., 2002].

Объект исследования – БЧГ – хорошо обнажен на протяжении ~ 70 км, и доступен для проведения исследований различными методами с целью апробации приемов изучения разновозрастных и разноранговых разрывных нарушений.

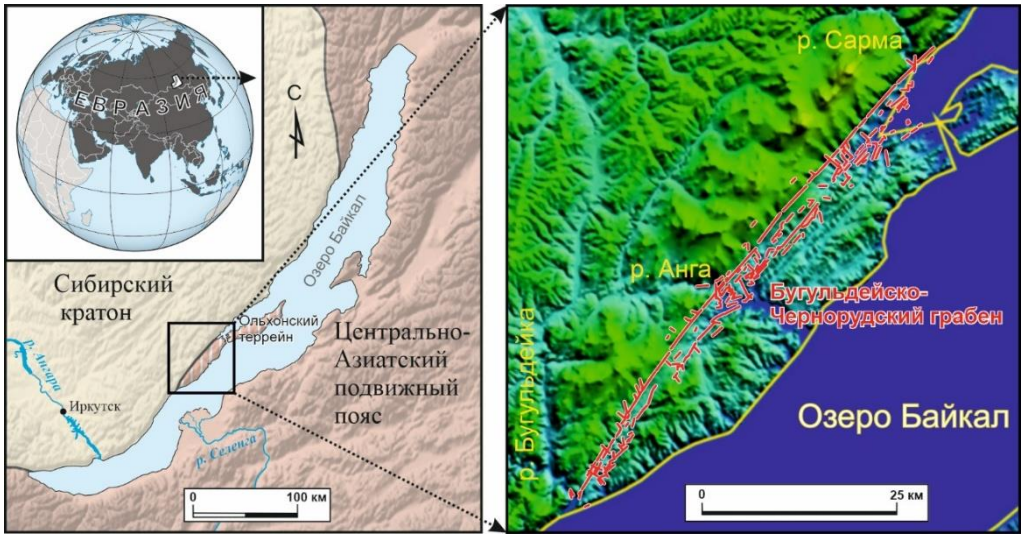


Рис. 1. Местоположение и схема линеаментов Бугульдейско-Чернорудского грабена

Комплекс методов исследования обусловлен необходимостью картирования разноранговых разрывных нарушений, изучения закономерностей их внутренней структуры, а также выявления различных тектонических этапов активизации их зон. Эти задачи решались с использованием геоморфологических, геолого-структурных и геофизических методов.

Для картирования разрывных нарушений активных на неотектоническом этапе развития региона нами был применен линеаментный анализ, т.к. большинство разломов района исследования хорошо выражены в современном рельефе [Уфимцев, 1992; Кузьмин, 1995; Аржанникова, Гофман, 2000 и мн. др.]. Специфика проведения такого анализа детально изложена в статьях [Черемных и др., 2018; Иванченко и др., 2022]. Линейные элементы ландшафта выделены на основе анализа рельефа

топографических карт масштаба 1 : 25 000. Это наиболее детальные материалы для района проведения исследования. В пределах грабена и его ближайших окрестностей закартировано 275 линеаментов, из которых 229 хорошо выражены в рельефе, а 46 – слабо.

Анализ схемы линеаментов Бугульдейско-Чернорудского грабена и его ближайших окрестностей (рис. 1) позволил построить розы-диаграммы азимутов простирания дислокаций с учетом их длины и выраженности в рельефе. Сопоставление роз-диаграмм линеаментов с известными семействами разрывов (структурными парагенезами) показало, что сеть линеаментов района Бугульдейско-Чернорудского грабена, вероятно, сформировалась при взбросе, сдвиге и сбросе (рис. 2). Так, сеть всех линейных элементов рельефа грабена (как хорошо, так и слабо выраженных) согласуется с парагенезами региональных сброса (рис. 2а) и сдвига (рис. 2б). При этом, парагенезам сброса и левостороннего сдвига удовлетворяют линеаменты, хорошо выраженные в современном рельефе (рис. 2в, г), а парагенезам левостороннего сдвига и взброса – слабо проявленные в рельефе линеаменты (рис. 2д, е), что косвенно подтверждает более молодой возраст разрывов, сформировавшихся или активизировавшихся при кайнозойском рифтогенезе. Отдельно были детально изучены направления линеаментов Бугульдейско-Ангинского и Анга-Сарминского сегментов грабена (рис. 2ж – рис. 2т), которые отличаются генеральным направлением наибольшего максимума, соответствующего простиранию грабена, однако, в целом, подтверждают выводы, полученные при анализе роз-диаграмм всех линеаментов. Таким образом, результаты сопоставления роз-диаграмм линеаментов и структурных парагенезов разломных зон позволяют оперативно реконструировать кинематические типы разрывных нарушений, однако, полученные в результате анализа выводы, по нашему мнению, являются предварительными (прогнозными) и для надежности требуют заверки геолого-структурными наблюдениями в пределах обнажений горных пород.

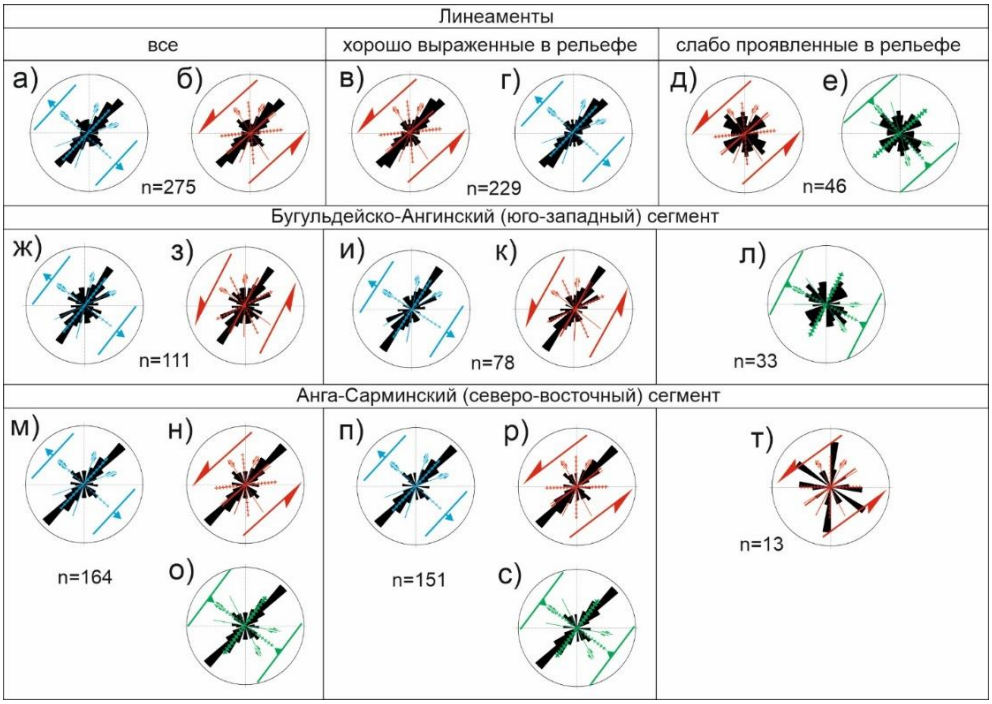


Рис. 2. Результаты структурно-парагенетического анализа систем линеаментов Бугульдейско-Чернорудского грабена. Структурные парагенезы разломных зон [Семинский, 2014]: сброса (синий цвет), левого сдвига (красный цвет), взброса (зеленый цвет)

Геолого-структурные исследования проведены двумя методами в зависимости от исходного геологического материала. Так, сведения о штриховке на зеркалах скольжения инвертированы в программе «Win-Tensor», разработанной на основе метода инверсии Ж. Анжелье [Angelier, 1990] с добавлением метода оптимизации вращением [Delvaux, 1993; Delvaux, Sperner, 2003]. Информация о разрывных нарушениях без следов скольжения крыльев и трещинах горных пород использовалась для проведения структурно-парагенетического анализа, являющегося основой метода специального картирования разломных зон [Семинский, 2014; 2015]. Особенности проведения этого вида работ при изучении иерархии тектонических напряжений района исследований детально изложены в работе [Cheremnykh et al., 2020].

Фактический материал о деформациях горных пород в пределах Бугульдейско-Чернорудского грабена и окрестностей был собран в разные годы и постоянно пополняется. В настоящее время это 58 пунктов наблюдения, в которых зафиксированы зеркала скольжения и (или) локальные разрывы и трещины. Первичная обработка фактического материала позволила реконструировать 38 стресс-тензоров на основе штриховки на зеркалах скольжения (рис. 3а) и установить кинематический тип 67 разрывных нарушений методом спецкартирования (рис. 3б). Известно, что разломы Байкальского региона являются долгоживущими структурами, претерпевшими неоднократные активизации с различными направлениями внешнего воздействия [Шерман, 1977 и мн. др.]. На каждом этапе тектогенеза, в разломных зонах формируется парагенез разрывов второго по отношению к основному разлому порядка, который образуется в результате переиндексации осей напряжений при неизменном внешнем воздействии и состоит из разломов различных кинематичесикх типов. Этими факторами мы объясняем наличие реконструкций, отличающихся от сбросов, наиболее характерных для кайнозойского рифтогенного этапа.

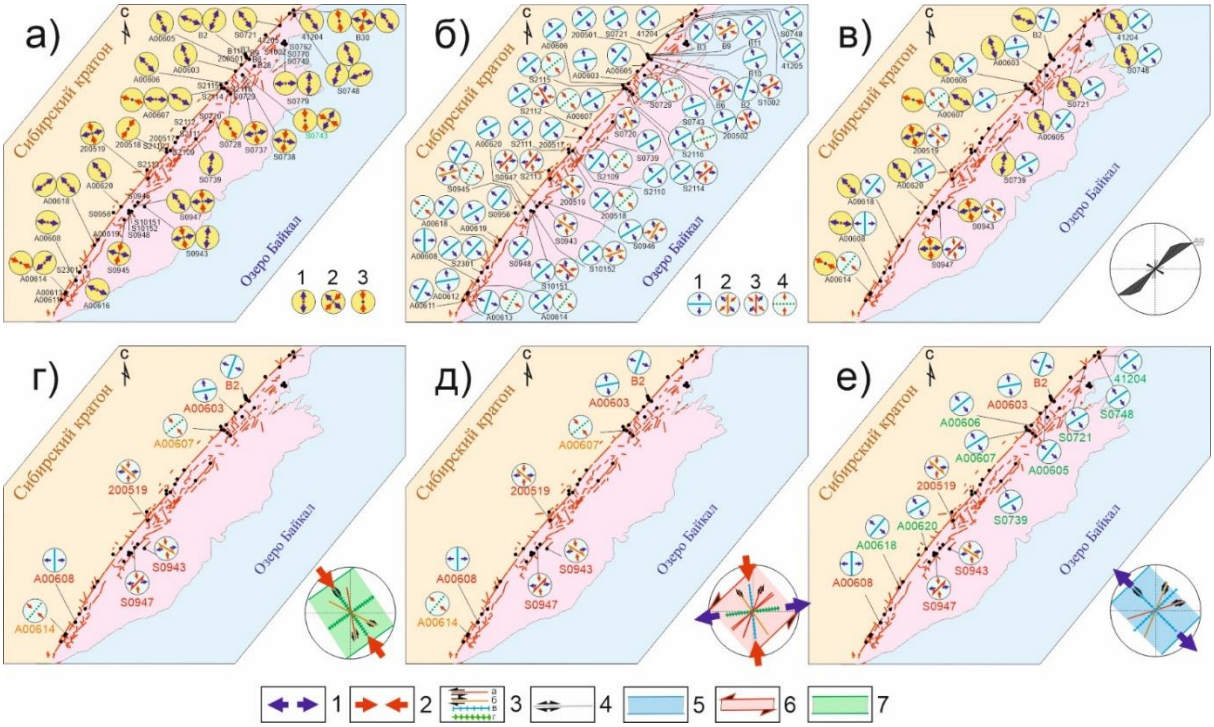


Рис. 3. Результаты реконструкций стресс-тензоров и кинематических типов разломов грабена и его окрестностей: (а) кинематическим методом (1 – растяжений, 2 – сдвиг, 3 – сжатие); (б) методом спецкартирования разломных зон (1 – сброс, 2 – правый сдвиг, 3 – левый сдвиг, 4 – взброс или надвиг); (в-е) ранговый структурно-парагенетического анализ верифицированных разрывных нарушений (в) и элементы парагенеза зон: взброса (г), левого сдвига (д) и сброса (е).
1 – оси сжатия; 2 – оси растяжения; 3 – разломы второго порядка: а – левый сдвиг, б – правый сдвиг, в – сброс, г – взброс; 4 – трансформационные разломы, 5-7 – зоны разломов первого порядка: 5 – сброс, 6 – левый сдвиг, 7 – взброс

При дальнейшем ранговом структурно-парагенетическом анализе (второй этап спецкартирования) использованы лишь 17 локальных разрывов, реконструкции которых верифицированы кинематическим методом (рис. 3в). В результате подтверждены известные этапы формирования разломных зон Прибайкалья – взбросовый (рис. 3г), сдвиговый (рис. 3д) и сбросовый (рис. 3е). Девять из семнадцати решений удовлетворяют только парагенезу зоны крупного сброса; такие решения выделены зелёным цветом (рис. 3е). Шесть решений удовлетворяют каждому из выявленных парагенезов региональных разломных зон (рис. 3г – рис. 3е), они обозначены красным цветом. И всего два решения (обозначены оранжевым цветом) не соответствуют структурным парагенезам зоны крупного сброса, но удовлетворяют парагенезам взброса и сдвига с левосторонним перемещением крыльев. Результаты геолого-структурных исследований на данном этапе работ свидетельствуют о том, краевой шов Сибирского кратона формировался под действием различно ориентированных внешних сил. При этом многие разломы в пределах Бугульдейско-Чернорудского грабена образовались или активизировались в кайнозое в условиях СЗ-ЮВ растяжения.

Внутренняя структура Бугульдейско-Чернорудского грабена изучена с помощью электротомографии приповерхностной части разреза комплексом «Скала-48». Использовалась симметричная установка Шлюмберже с расстоянием между электродами 5 или 10 м, что позволило построить геоэлектрические разрезы до глубины 40 или 80 м, соответственно. Построение геоэлектрических разрезов производились с применением программного обеспечения Res2DInv [Loke, 2010].

Электротомография позволила изучить особенности внутренней структуры грабена и зон Приморского и Тырганского разломов (рис. 4). Всего выполнено 14 профилей (рис. 4а), три из которых полностью пересекли грабен. Установлено, что Бугульдейско-Чернорудский грабен характеризуется серией областей с пониженными сопротивлениями на фоне поднятых блоков с более высокими значениями параметра. Поверхности сместителей Приморского и Тырганского сбросов (уступы рельефа) представлены на геоэлектрических разрезах крутопадающей границей, отделяющей области высоких и низких сопротивлений. В целом, внутренняя структура как опущенного, так и поднятых блоков является разломно-блоковой, что выражается в неоднородности геоэлектрических разрезов (рис. 4б – рис. 4д). Кроме того, на некоторых разрезах, под склоном Приморского хребта наблюдаются малые грабенообразные структуры (рис. 4б – рис. 4в), вероятно образованные за счет смещения по основному (синтетическому) сбросу и по сбросам с встречным падением (антитетическим).

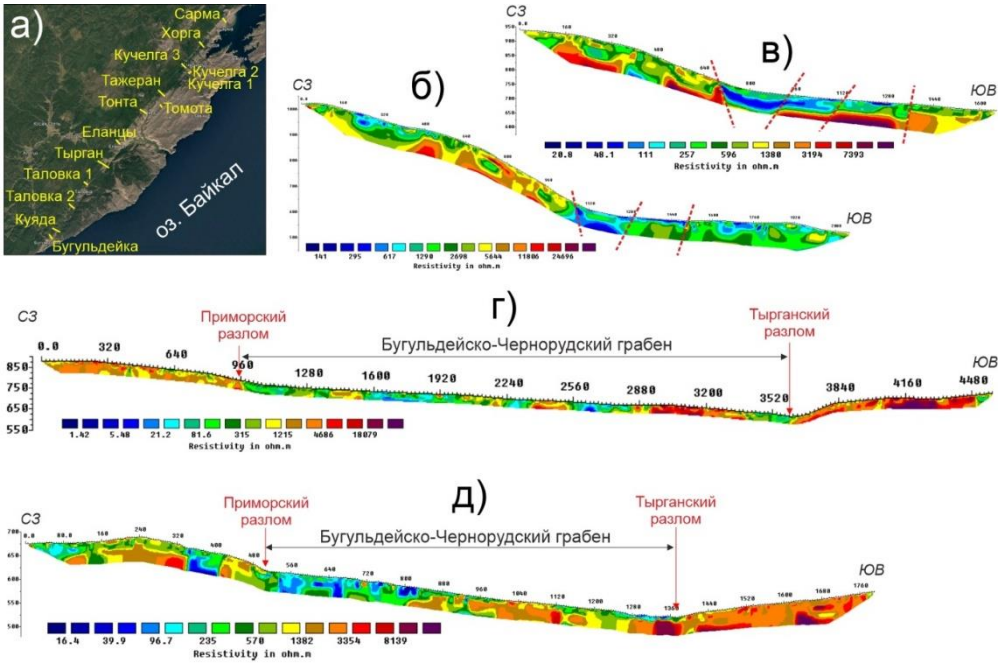


Рис. 4. Схема расположения профилей электротомографии и геоэлектрические разрезы: (а) схема расположения и названия профилей, (б), (в) геоэлектрические разрезы в районе уступа Приморского хребта (красным пунктиром показано положение сбросов: б – Хорга, в – Кучелга), (г), (д) геоэлектрические разрезы через Бугульдейско-Чернорудский грабен (г – Тырган; д – Куяда)

Комплексирование перечисленных выше методов позволило закартировать разрывные нарушения активные на неотектоническом этапе развития региона (линеаментный анализ), установить элементы залегания и кинематический тип разноранговых разломов (геолого-структурные исследования), а также охарактеризовать некоторые особенности внутренней структуры Бугульдейско-Чернорудского грабена (электротомография). В последнее время нами предприняты попытки детализировать исследования на опорных участках с использованием беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) модели DJI Phantom RTK совместно с мобильной станцией D-RTK 2 и Autel lite+ по методикам [Лунина и др., 2022; Мазаева и др., 2023], а также путем сгущения точек геолого-структурных наблюдений в окрестностях профилей электротомографии, пройденных вкрест зоны Приморского разлома (рис. 5). Применение подобного комплекса методов предполагает выявление участков повышенных значений градиента рельефа, подтверждение дизъюнктивного характера деформаций земной поверхности с определением кинематических типов разрывных нарушений и сопоставление таких участков с геоэлектрическим разрезом для выявления специфики отражения дислокаций в поле удельных электрических сопротивлений.

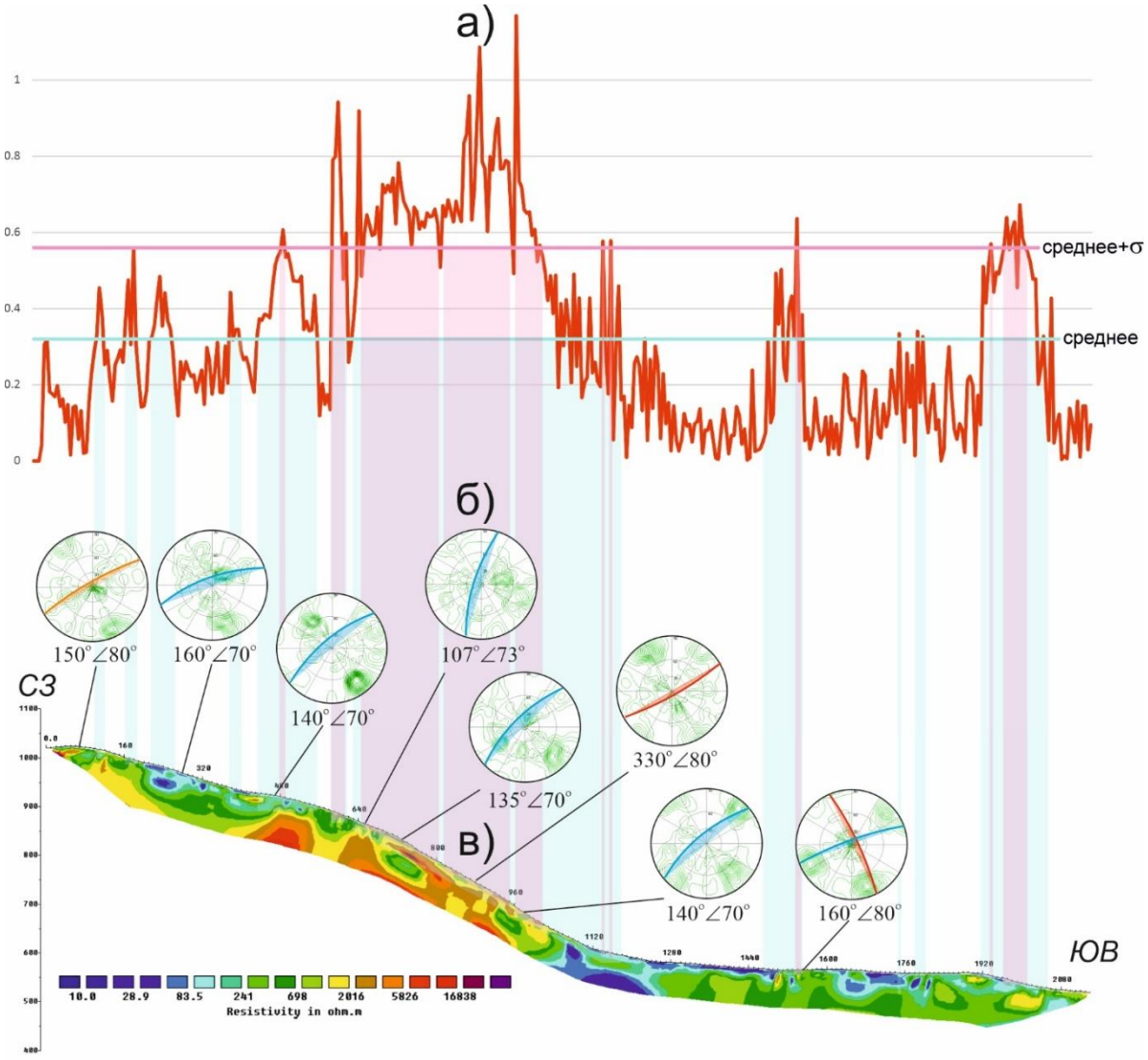


Рис. 5. Сопоставление градиента рельефа (а), диаграмм трещиноватости с выявленными разрывами (б) и геоэлектрического разреза (в), профиль «Хорга».
На диаграммах, построенных в проекции верхней полусферы, цветом обозначено положение плоскостей: сбросов – синий цвет, левых сдвигов – красный цвет, правого сдвига – оранжевый цвет. Остальные пояснения в тексте

На рис. 5 на графике градиента рельефа, построенного по результатам фотограмметрической съемки с БПЛА, обозначены значения этого параметра выше среднего (вертикальные полосы серо-голубого цвета) и значения, превышающие величину среднего значения + стандартное отклонение – σ (вертикальные полосы розового цвета). Сопоставление градиента рельефа с результатами структурно-парагенетического анализа показало, что высокие значения параметра – крутые углы наклона рельефа – пространственно совпадают с участками преобладания сбросовых дислокаций, плоскости которых на структурных диаграммах обозначены синим цветом. Наиболее контрастно в рельефе выделяются сбросы с аз. пад. 135-140º∠70º. Кроме того, в пределах сбросового уступа Приморского разлома, отражающегося в максимальных значениях градиента рельефа, выявлен левосторонний сдвиг с аз. пад. 330º∠80º. Правосторонний сдвиг такого же простирания (аз. пад. 150º∠80º) выявлен у северо-западного окончания профиля; здесь наблюдаются минимальные значения градиента рельефа. Электротомография позволяет выделить участки с низкими значениями электрических сопротивлений, которые, как правило, приурочены к наиболее нарушенным областям породного массива.

Таким образом, апробированный в пределах объекта исследования комплекс геоморфологических, геолого-структурных и геофизических методов позволил оценить их возможности, а также установить специфику активизации дизъюнктивных дислокаций на разных этапах тектогенеза. Линеаментный анализ позволяет оперативно получить сведения о структурном рисунке разрывных нарушений на дневной поверхности, который возможно сопоставить с известными

парагенезами разломных зон различного кинематического типа и реконструировать динамическую обстановку формирования дизъюнктива. Сети линейных элементов рельефа можно откартировать с достаточной степенью достоверности с применением детальных данных высотных отметок рельефа, например, SRTM (разрешение 30-90 м), Aster GDEM (разрешение 30 м) или значительно более детальных съёмок с использованием БПЛА в разломных зонах. Количественный характер такого фактического материала позволяет создавать не только цифровые модели рельефа, но и дополнительные графические материалы, контрастно отображающие линеаменты или их параметры (например, карты градиентов рельефа [Черемных, Каримова, 2018]). Однако такие расчеты и визуализация пространственного распределения параметра нуждаются в создании программного обеспечения для автоматизации построений. Данный анализ, по нашему мнению, все-таки является предварительным и требует заверки наземными наблюдениями. Наземные геолого-структурные наблюдения в зонах разломов позволяют достоверно установить типы, ориентировку в пространстве и другие параметры разрывных нарушений, а также реконструировать тектонические напряжения. При создании относительно равномерной сети точек наблюдения за деформациями горных пород (в условиях хорошей обнаженности геологической структуры) и последующего рангового анализа возможно установление параметров не только локальных разрывов в пределах коренных выходов пород, но также субрегиональных (надлокальных) и региональных дизъюнктивов, и полей напряжений соответствующих уровней иерархии. Особенно актуально применение специального картирования разломных зон при исследованиях крупных долгоживущих дизъюнктивов, когда деформации сформированы в результате нескольких фаз разнонаправленных перемещений крыльев основного разлома. Это достаточно времязатратные и трудоемкие исследования, применение которых осложняется в условиях плохой обнаженности. Изучение верхней части разреза, даже в условиях задернованности, возможно геофизическими методами, а применение электротомографии позволяет получать геоэлектрические разрезы, на которых разрывные нарушения маркируются пониженными значениями или градиентными областями сопротивлений. В дальнейшем планируется применение тектонофизического подхода к интерпретации данных малоглубинной электротомографии [Семинский и др., 2016], который позволяет выделять на геоэлектрических разрезах границы разломной зоны в целом и ее внутренние подзоны, связанные с формированием главного сместителя и разрывов второго порядка.

Благодарности. Авторы благодарны заведующему лабораторией тектонофизики ИЗК СО РАН, д.г.-м.н. К.Ж. Семинскому за многолетнюю поддержку исследований, а также сотрудникам лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН и лаборатории деформационных процессов в земной коре ИДГ РАН: к.г.-м.н. Ю.П. Бурзуновой, к.г.-м.н. А.К. Семинскому, Р.М. Зарипову, И.В. Шатунову, принимавшим активное участие в сборе полевых геофизических и геолого-структурных данных.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (темы: FWEF-2021-0009 и 122032900178-7).

Литература

1. *Аржанникова А.В., Гофман Л.Е.* Проявление неотектоники в зоне влияния Приморского разлома // Геология и геофизика. 2000. Т.41 (6). С. 811–818.
2. *Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М., Черемных А.В.* Некоторые возможности линеаментного анализа при картировании разноранговых разломов (на примере Прибайкалья) // Исследование Земли из космоса. 2022. №3. С. 66–83.
3. *Кузьмин С.Б.* Геоморфология зоны Приморского разлома (Западное Прибайкалье) // Геоморфология. 1995. №4. С. 53–61.
4. *Лунина О.В., Гладков А.А.* Феномен разрывообразования в дельтовых отложениях мыса Рытый на северо-западном побережье оз. Байкал // Геология и геофизика. 2022. Т.62. №2. С. 149–162.
5. *Лунина О.В., Гладков А.С., Черемных А.В.* Разрывная структура и трещиноватость зоны Приморского разлома (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика. 2002. Т.43. №5. С. 446–455.
6. *Мазаева О.А., Юрьев А.А., Бабичева В.А.* БПЛА аэрофотосъемка при мониторинговых исследованиях береговых геосистем юга Иркутского амфитеатра // Геодинамика и тектонофизика. 2023. 14 (6). С. 1715–1729.

7. *Семинский К.Ж.* Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1. Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т.5. №2. С. 445–467.
8. *Семинский К.Ж.* Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 2. Основные этапы и перспективы // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т.6. №1. С. 1–43.
9. *Семинский К.Ж., Зарипов Р.М., Оленченко В.В.* Тектонофизический подход к интерпретации данных малоглубинной электротомографии разломных зон // Геология и геофизика. 2016. Т.57 (9).
10. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Зарипов Р.М., Черемных А.С. Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т.4. №3. С. 203–278.
11. *Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Наука. 1992. 216 с.
12. *Федоровский В.С.* Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. №6. С. 56–71.
13. *Черемных А.В., Черемных А.С., Бобров А.А.* Морфоструктурные и структурно-парагенетические особенности разломных зон Прибайкалья (на примере Бугульдейского дизъюнктивного узла) // Геология и геофизика. 2018. Т.59. №9. С. 1372–1383.
14. *Черемных А.С., Каримова А.А.* Особенности проявления разноранговых зон растяжения в рельефе экспериментальных моделей и их природных аналогов // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т.41. №1. С. 79 –98.
15. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Буддо В.Ю.* Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. – Новосибирск: Наука. 1994. 263 с.
16. *Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры. – Новосибирск: Наука. 1977. 102 с.
17. *Angelier J.* Inversion of the field data in fault tectonics to obtain the regional stress III, a new rapid direct inversion method by analytical means. Geophys. J. Int. 1990. 103. P. 363–376.
18. *Cheremnykh A.V., Burzunova Yu.P., Dekabryov I.K.* Hierarchic features of stress field in the Baikal region: Case study of the Buguldeika Fault Junction // Journal of Geodynamics. 2020.141–142.
19. *Delvaux D.* The TENSOR program for reconstruction: examples from east African and the Baikal rift systems. Terra Abstr., Abstr. suppl. Terra Nova. 1993. 5. 21.
20. *Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V.* Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I: palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution // Tectonophysics. 1995. 252 (1). P. 61–101.
21. *Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnitchenko A, Ruzhich V., San'kov V.* Paleostress reconstruction and geodynamics of the baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. 282 (1). P. 1–38.
22. *Delvaux D., Sperner B.* Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program // New Insights into Str. Interpretation and Modelling. 2003. M.212. P. 75–100.
23. *Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V.348. 105869.
24. *Loke M.H.* Tutorial: RES2DINV ver. 3.59. Rapid 2-D resistivity & IP inversion using the least-squares method. Malaysia. Geotomo Software. 2010. 148 p.
25. *Mats V.D.* The structure and development of the Baikal rift depression // Earth-Science Reviews. 1993. 34 (2). P. 81–118.
26. *Mats V.D., Lobatskaya R.M., Khlystov O.M.,* Evolution of faults in continental rifts: morphotectonic evidence from the SW termination of the North Baikal basin. Earth Sci. Front. 2007. 14 (1). P. 207–219.
27. *San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D.* Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // Bull. Centre Rech. Elf. Explor. Prod. 1997. 21 (2).P. 435–455.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ АМПЛИТУДНЫХ ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ С КРУТЫМИ ФРОНТАМИ (SES), ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО ОТРАЖАЮЩИХ ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДЫ ИХ ИСТОЧНИКОВ

Е.Б. Чирков[1], Р.А. Лементуева[1]

[1] – *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; ye_chirkov@list.ru*

Данная работа посвящена исследованию зависимости эффективности информационных параметров электротеллурического поля для оценки вариации локальной НДС и оценке выявленных закономерностей. Контроль НДС породного массива необходим для целого ряда направлений (строительства, контроля горных ударов, прогноза землетрясений). Работа является продолжением другой работы этого сборника (Чирков Е.Б. О порождении электротеллурических сигналов с крутыми фронтами (SES) трещинами при вариации локальной НДС), в которой показано, что выделенные проф. Варотсосом с целью прогноза сейсмоэлектрические сигналы(SES) излучаются не из очага землетрясения, а трещинами, при изменении локальной НДС.

SES по форме совпадает с формой акустического излучения трещины в ближней зоне [Неразрушающий, 2005], однако благодаря относительно низкой частоте распространяются в среде на сотни метров без существенного завала крутого фронта при частоте опроса в 1 Гц.

Этот электрический отклик трещин достаточно чувствителен к вариациям локальной НДС, согласно А.В. Пономареву "ползание потенциалов" при экспериментах с нагружением на образцах начинается до ста-килогерцовой акустики.

При полевых наблюдениях благодаря мгновенному распространению электрического поля данные синхронных отсчетов дают для крутого фронта его амплитуду на разных измерительных линиях. Отношение амплитуд фронта на разных линиях не зависит от амплитуды SES и является "визитной карточкой" трещины, позволяя отличать её сигналы от сигналов с крутыми фронтами других трещин и разнообразных источников помех сходной морфологии (магнитных бурь, сигналов изменения нагрузки электровозов), не имеющих постоянного положения источника в пространстве.

Моя кандидатская диссертация [Чирков, 2003] была посвящена исследованию SES, в котором наиболее важным для настоящей работы является установление локальной природы источников SES и хорошая аппроксимация поля этих источников с помощью модели точечного диполя на поверхности однородного полупространства. В немалой степени получению этих результатов способствовали полная формализация выделения SES, снижение порога их выделения до уровня, сравнимого с уровнем шума и формализация технологии разделения SES по источникам.

Заметим, что в геофизике нам никогда полностью неизвестно строение среды, имеющей сложное строение с неоднородностями разных пространственных масштабов. Результаты измерений в геофизике также искажены множеством помех различной природы. Поэтому реальные физические закономерности в геофизике, в отличие от более строгой физики, должны проявляться лишь в большинстве случаев и обладать повторяемостью лишь на полуколичественном и качественном уровнях.

Для оценки наличия физических закономерностей в данных условиях воспользуемся подходом предложенным Михаилом Владимировичем Родкиным в его выдающейся серии работ по "обобщённой окрестности землетрясения". Подход заключается в том, что для уверенности в справедливости сделанных предположений при неизвестном строении среды и наличии разного рода помех нужно или использовать значительные объёмы данных или системно анализировать результаты измерений в разных аспектах для существенно различающихся экспериментов и условий. В работе использовано оба этих подхода. Для того, чтобы избежать субъективности суждений вся обработка полностью формализована и выводы делаются на основе систематического проявления на разных выборках одних и тех же законов распределений или также повторяющегося вида аппроксимаций на разных выборках. Для этого результаты аппроксимации экспериментальных данных сортировались по качеству на основе нескольких критериев и выбирались те законы распределения и аппроксимации зависимостей, которые появлялись в топе в подавляющем большинстве случаев. При этом для оценки закона распределения проходило сравнение 49 законов непрерывных распределений, а для оценки зависимости амплитуды от длительности предваряющего интервала – сравнение 3 491 линейных уравнений и 174 нелинейных уравнений.

В результате первого подхода для большого массива данных (8 мощных пар источников, излучивших за период наблюдения от 43 434 до 106 597 SES, в сумме почти полмиллиона сигналов)

было обнаружено, что источники положительных и отрицательных SES встречаются исключительно парами. Причем временная динамика количества SES для положительных и отрицательных SES на длительных интервалах обладает качественным подобием, а на малых интервалах порядка часов видно, что это несинхронная генерация сигналов разными источниками при сохранении постоянного отношения измеренных амплитуд сигналов для обеих вершин трещины, что не позволяет с нашей точностью разделить положение двух вершин трещины в пространстве (рис. 1). На установке профессора Варотсоса измерения проводятся относительно общего электрода в двух ортогональных направлениях с постепенным увеличением длины измерительной линии (dp1, dp2, dp3) в одном направлении и (dp4, dp5, dp6) в ортогональном направлении.

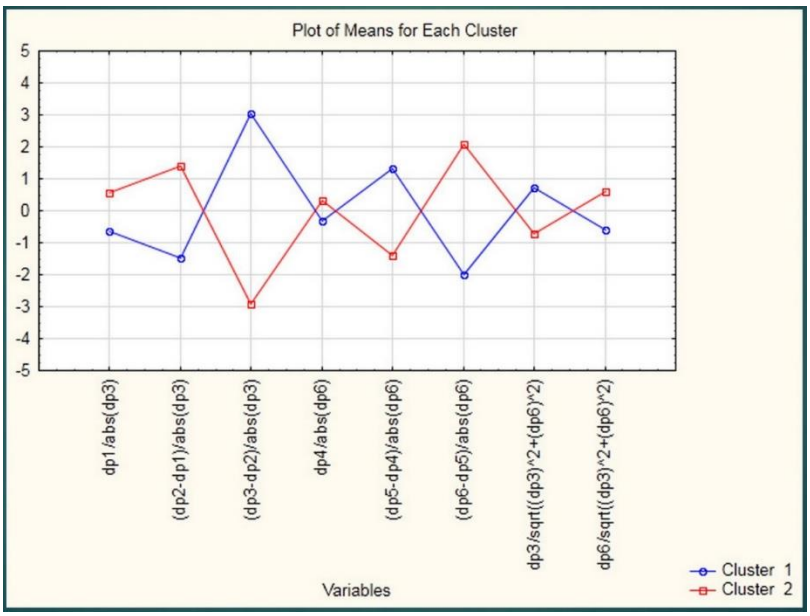


Рис. 1. Средние значения нормированных амплитуд положительных и отрицательных SES

Это постоянство отношения измеренных амплитуд фронтов импульсов от разных концов трещины в сочетании с подобием временного хода количества импульсов на значительных временных интервалов (порядка месяцев) от разных концов трещины (рис. 2) привело к заключению о правомочности предположения о малом размере и квази-прямолинейности регистрируемых тектонических трещин.

Благодаря полной формализации выделения SES и разделения их по источникам мы для каждого импульса SES каждого источника имеем длительность предваряющего интервала до предыдущего импульса этого источника. Аккуратность выделения данных пар косвенно подтверждается общностью законов распределения полученных для амплитуд и интервалов для 16 разных источников SES излучивших в сумме около полумиллиона сигналов [Чирков, 2017; Чирков, 2021].

В этом предположении прямолинейности и небольшого размера тектонических трещин, это позволяет на основе сопоставления сигналов двух концов одной трещины оценить эффективность разных информационных параметров (интервала перед импульсом, амплитуды импульса, и предложенного мной параметра интенсивности) для оценки вариации НДС.

Для оценки эффективности различных информационных параметров мы будем использовать известность полученных законов распределения для амплитуды импульса, интервала перед импульсом и параметра интенсивности для 24 источников, принадлежащих 12 независимым трещинам и излучившим в сумме 160 468, SES. Использованные для анализа данные получены на установке профессора Варотсоса на станции Карымшино за два с половиной года [Чирков, 2023б].

При этом используя известность законов распределения для данных информационных параметров, мы можем оценивать количество сигналов, превышающих несколько выбранных порогов вероятности (80%, 85%, 90%, 95% и 99%) вероятность превышения которых соответственно составляет (20%, 15%, 10%, 5% и 1%). Поскольку рассматривается длительный интервал наблюдений с большим числом аномальных проявлений, а наиболее сходно для двух концов трещины ведёт себя частота импульсов, будем оценивать количество SES (в % от общего количества SES данного источника) превышающих выбранные пороги для разных информационных параметров.

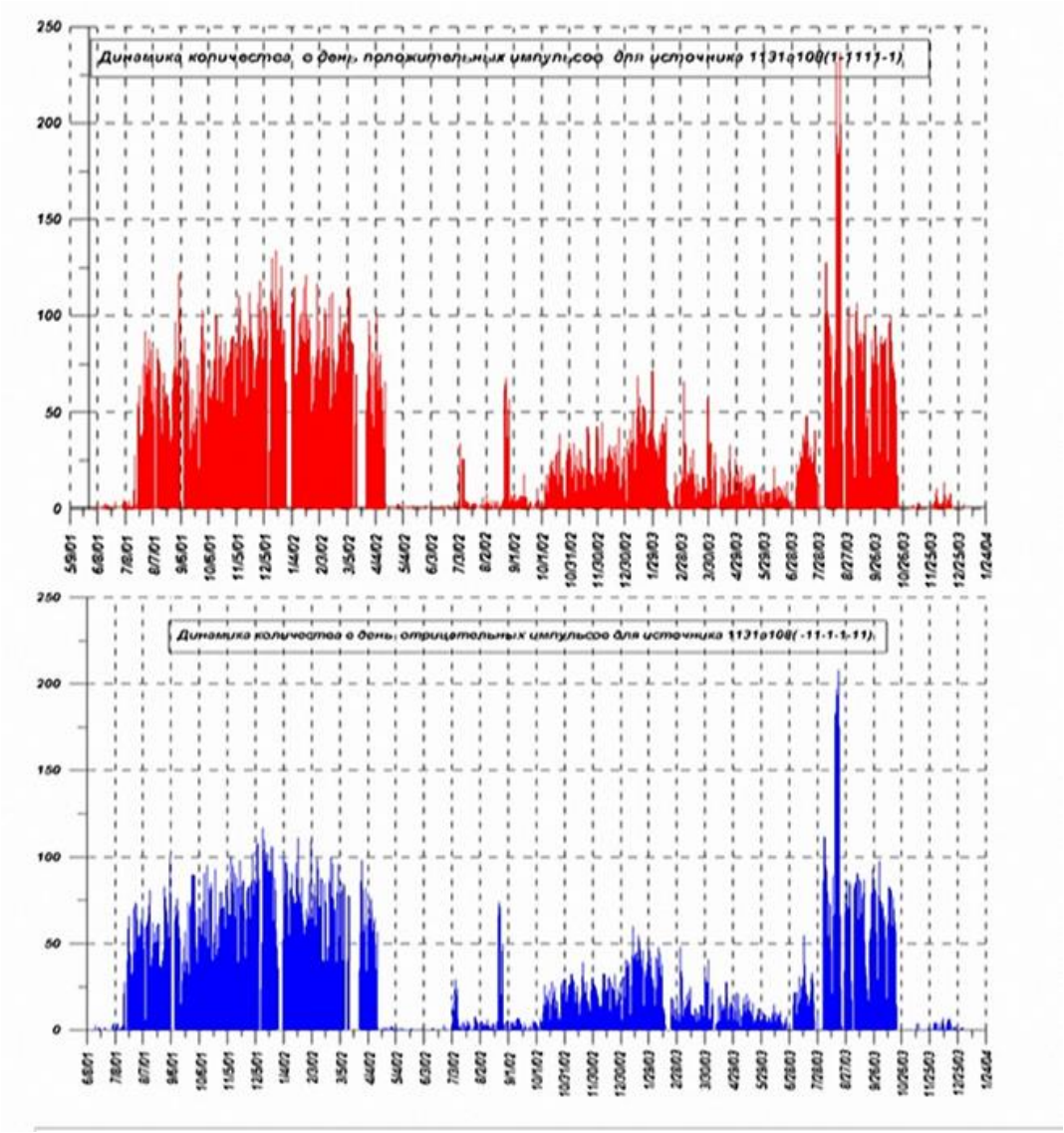


Рис. 2. Сопоставление временной динамики двух концов трещины, излучающих положительные и отрицательные импульсы на интервале в два с половиной года

Для получения осредненных оценок оценим среднюю, максимальную и минимальную разность количества импульсов двух концов всех 12 трещин, превышающих выбранные пороги для разных информационных параметров. Для большей наглядности и полного обзора поведения всех информационных параметров произведём попарное сопоставление поведения на разных порогах вероятности сначала амплитуды и интервала, затем амплитуды и интенсивности, чтобы яснее показать аномальность поведения SES большой амплитуды, вероятность появления которой меньше 1%.

Напомним, что степень сходства излучений двух концов трещины, оцениваемая для выбранных порогов по разнице (в % от общего количества SES данного источника) является для небольших квазипрямолинейных трещин свидетельством того, что оба конца трещины испытывают общую вариацию НДС.

Видно, что для всех порогов, исключая порог 0.99 средние, максимальные и минимальные разности в количестве превышающих порог интервалов показывают большое сходство в излучении двух концов трещин, чем для тех же порогов по амплитуде SES. Однако на пороге амплитуды в 0.99 ситуация резко меняется на противоположную.

Видно, что для всех порогов, исключая порог 0.99 средние, максимальные и минимальные разности в количестве превышающих порог значений интенсивности показывают большое сходство в излучении двух концов трещин, чем для тех же порогов по амплитуде SES. Однако на пороге амплитуды в 0.99 ситуация резко меняется на противоположную. При этом параметр интенсивности становится худшим для порога 0.99 из всех информационных параметров, уходя со второго места, устойчиво занимаемого им после интервала между импульсами для всех порогов кроме 0.99 на

последнее. Учитывая тесную связь величины параметра интенсивности с интервалом между импульсами, позволяющей восстановить ряд параметров интенсивности по ряду интервалов между импульсами для любого из 24 источников по универсальной формуле (использующей две специфичные для данного источника константы) с точностью не хуже 0.95% делается вывод, что на пороге 0.99 нарушается закон связи величины интервала и параметра интенсивности. Это, учитывая, что для трещин существуют микротрещины отрыва и скола позволяет предположить смену микротрещин отрыва на микротрещины скола на пороге 0.99 амплитуды SES.

Амплитуда (Log-logistic 3P), относительное различие в количестве импульсов (в %) для двух концов трещин.

Cluster Number	P=0.99	P=0.95	P=0.90	P=0.85	P=0.80
CI5-21723	0.10%	0.04%	0.44%	0.42%	0.43%
CI6-52210	0.00%	0.09%	0.19%	0.37%	0.70%
CI7-27155	0.01%	0.02%	0.39%	0.06%	0.63%
CL4-1037	0.26%	1.17%	0.37%	1.05%	0.06%
CI6-835	0.35%	0.92%	1.69%	0.09%	0.60%
CI7-1249	0.06%	1.75%	0.23%	1.50%	1.32%
CI8-2347	0.15%	2.03%	7.04%	12.10%	17.50%
CI10-2310	0.05%	0.19%	0.18%	0.80%	0.41%
CI11-5258	0.20%	0.13%	0.29%	0.95%	0.04%
CI12-13217	0.12%	0.07%	0.09%	0.27%	0.19%
CI13-30274	0.10%	0.13%	0.35%	0.85%	0.18%
CI14-2854	0.33%	2.67%	6.50%	9.69%	13.48%
Average	0.14%	0.77%	1.48%	2.35%	2.96%
Max	0.3%	2.7%	7.0%	12.1%	17.5%
Min	0.0%	0.0%	0.1%	0.1%	0.0%

Интервал (Dagum 3P), относительное различие в количестве импульсов (в %) для двух концов трещин.

Cluster N	P=0.99	P=0.95	P=0.90	P=0.85	P=0.80
CI5-21723+	0.02%	0.08%	0.01%	0.39%	0.50%
CI6-52210+	0.05%	0.00%	0.06%	0.10%	0.20%
CI7-27155+	0.04%	0.05%	0.04%	0.11%	0.24%
CL4-1037+	0.42%	0.39%	1.62%	0.07%	3.49%
CI6-835	0.51%	0.25%	0.18%	0.54%	2.45%
CI7-1249	0.03%	0.04%	0.86%	1.05%	0.86%
CI8-2347	0.43%	0.61%	0.20%	0.82%	0.32%
CI10-2310	0.15%	0.01%	0.07%	0.19%	0.55%
CI11-5258	0.04%	0.07%	0.60%	0.33%	0.30%
CI12-13217	0.02%	0.15%	0.25%	0.43%	0.26%
CI13-30274	0.06%	0.19%	0.05%	0.07%	0.49%
CI14-2854	0.34%	0.02%	0.16%	0.27%	0.62%
Average	0.18%	0.15%	0.34%	0.37%	0.86%
Max	0.51%	0.61%	1.62%	1.05%	3.49%
Min	0.02%	0.00%	0.01%	0.07%	0.20%

Рис. 3. Сопоставление средних, максимальных и минимальных значений разницы количества импульсов двух концов 12 трещин, для разных порогов амплитуды и интервала между импульсами за два с половиной года на станции Карымшино

Амплитуда (Log-logistic 3P), относительное различие в количестве импульсов (в %) для двух концов трещин.

Cluster Number	P=0.99	P=0.95	P=0.90	P=0.85	P=0.80
CI5-21723	0.10%	0.04%	0.44%	0.42%	0.43%
CI6-52210	0.00%	0.09%	0.19%	0.37%	0.70%
CI7-27155	0.01%	0.02%	0.39%	0.06%	0.63%
CL4-1037	0.26%	1.17%	0.37%	1.05%	0.06%
CI6-835	0.35%	0.92%	1.69%	0.09%	0.60%
CI7-1249	0.06%	1.75%	0.23%	1.50%	1.32%
CI8-2347	0.15%	2.03%	7.04%	12.10%	17.50%
CI10-2310	0.05%	0.19%	0.18%	0.80%	0.41%
CI11-5258	0.20%	0.13%	0.29%	0.95%	0.04%
CI12-13217	0.12%	0.07%	0.09%	0.27%	0.19%
CI13-30274	0.10%	0.13%	0.35%	0.85%	0.18%
CI14-2854	0.33%	2.67%	6.50%	9.69%	13.48%
Average	0.14%	0.77%	1.48%	2.35%	2.96%
Max	0.3%	2.7%	7.0%	12.1%	17.5%
Min	0.0%	0.0%	0.1%	0.1%	0.0%

Интенсивность (Cauchy 2P), относительное различие в количестве импульсов (в %) для двух концов трещин.

Cluster N	P=0.99	P=0.95	P=0.90	P=0.85	P=0.80
CI5-21723	0.1%	0.0%	0.0%	0.1%	0.1%
CI6-52210	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
CI7-27155	0.0%	0.0%	0.0%	0.1%	0.1%
CL4-1037	0.9%	1.9%	0.9%	1.0%	3.3%
CI6-835	0.5%	1.2%	0.1%	1.4%	1.5%
CI7-1249	0.3%	0.6%	1.9%	7.2%	11.8%
CI8-2347	0.3%	0.1%	0.8%	1.3%	1.3%
CI10-2310	0.7%	0.1%	1.2%	1.4%	1.4%
CI11-5258	0.4%	0.8%	1.1%	1.1%	0.2%
CI12-1321	0.1%	0.0%	0.0%	0.2%	0.6%
CI13-3027	0.1%	0.1%	0.1%	1.7%	3.6%
CI14-2854	0.1%	2.3%	5.5%	6.0%	5.1%
Average	0.3%	0.6%	1.0%	1.8%	2.4%
Max	0.9%	2.3%	5.5%	7.2%	11.8%
Min	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%

Рис. 4. Сопоставление средних, максимальных и минимальных значений разницы количества импульсов двух концов 12 трещин, для разных порогов амплитуды и интенсивности за два с половиной года на станции Карымшино

Литература

1. Неразрушающий контроль: Справочник: в 7 т. – М.: Машиностроение. 2005. Т.7. 829 с.
2. *Чирков Е.Б.* Исследование ультранизкочастотных электротеллурических сигналов с крутыми фронтами. Дисс. ... кандидата физико-математических наук: 25.00.10. – Москва. 2003. 182 с.
3. *Чирков Е.Б.* О природе сейсмоэлектрических сигналов и возможности их использования для изучения процесса подготовки землетрясения. Триггерные эффекты в геосистемах Мат. IV Всерос. конф. с международным участием (г. Москва, 6-9 июня 2017 г.). 2017. С. 391–398.
4. *Чирков Е.Б.* Проблемы краткосрочного прогноза: содержательный аспект // Наука и технологические разработки. 2021. Т.100. №1. С. 5–24.
5. *Чирков Е.Б.* Сравнение информационных параметров SES для контроля вариаций локальной НДС Мат. Девятой Всероссийской науч.-тех. Конф. с межд. участием «Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов» 2023. С. 267–271.

О ПОРОЖДЕНИИ ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ С КРУТЫМИ ФРОНТАМИ (SES) ТРЕЩИНАМИ ПРИ ВАРИАЦИИ ЛОКАЛЬНОЙ НДС

Е.Б. Чирков

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; ye_chirkov@list.ru

Для создания надежной методики измерения и обработки SES необходимо знать природу этих сигналов, поэтому установление природы SES является важнейшей задачей для разработки этого метода мониторинга. В качестве основного экспериментального материала используются данные мониторинга на установке профессора Варотсоса на станции Карымшино (Камчатка) примерно за два с половиной года. Установка профессора Варотсоса разработана для контроля удаленных источников, и не приспособлена для контроля локальных источников небольшой мощности. Интерес к ней связан с наличием экспериментальных данных, полученных на этой установке в разных регионах мира, дающих возможность получить информацию о природе SES, не проводя долгосрочных и затратных полевых исследований.

Заметим, что прямое определение параметра SES наиболее тесно связанного с вариацией НДС на основе данных мониторинга на установке профессора Варотсоса, используемых в данной работе не представляется возможным. Это было бы невозможно даже при наличии измерений НДС из-за зависимости вариации НДС от ориентации и масштаба в неоднородной среде и неприспособленности установки Варотсоса для локации источника сигнала в реальной среде. Поэтому оценка наиболее тесно связанных с вариацией НДС информативных параметров в мониторинге SES и суждение о природе SES производится также на основе предположений, сделанных автором на основе анализа данных, полученных при мониторинге SES с помощью других установок в разных регионах.

Сигналы SES были открыты профессором Варотсосом, который делал на них краткосрочный прогноз в Греции. Прогноз профессора Варотсоса, был разработан им на основе внимательного наблюдения за записями сети его станций, расположенных в разных районах Греции, которые синхронно выводились на его многоканальный самописец на вилле Глифада. Профессор Варотсос, харизматичный физик-твердотельщик с гениальной интуицией, научился выделять предвестниковые сигналы и смог построить практический краткосрочный прогноз на их основе. Известен независимый статистический анализ, его 26 прогнозов места, времени и магнитуды землетрясений телеграммами, подтвердивший перспективность развиваемого подхода [Aceves et al, 1996]. В борьбе за материальное обеспечение своих исследований профессор Варотсос находился в жесткой конфронтации с греческими сейсмологами, считавшими прогноз землетрясений своей вотчиной. Находясь на чужой территории, профессор Варотсос, не изобретая велосипед, использовал общепринятую в то время модель источника сигнала расположенного в очаге землетрясения. Хотя ни его исследования (ни один SES не был одновременно зарегистрирован на двух станциях сети), ни его методика прогноза, будучи чисто феноменологической никак не опиралась на эту модель, за исключением декларации связи наблюденных сигналов с готовящимся землетрясением. Основным в его методике являлось не полностью формализованное экспертное выделение предвестниковых SES по соотношению SES на разных измерительных линиях и предсказание места времени и магнитуды землетрясения на основе накопленного опыта наблюдения. Мы посетили станцию Иоанина в составе группы, руководимой Михаилом Борисовичем Гохбергом (в которую входили Наум Израилевич Гершензон и я). Я ознакомился с первичными результатами наблюдений, послушал комментарии к ним профессора Варотсоса, отметил отсутствие формализации выделения предвестниковых SES и обратил внимание на огромное число пробных измерительных линий, которое профессор Варотсос использовал для поиска чувствительной линии на станции Иоанина. После установления ортогональной измерительной линии к наиболее информативной линии станции Иоанина и проведения эталонировки этих двух линий с помощью искусственного точечного источника я обнаружил, что все сигналы от источников, находящихся на расстоянии больше первых десятков метров разворачиваются вдоль наиболее информативной линии станции Иоанина. В результате я пришёл к выводу, что профессор Варотсос честный исследователь с выдающейся интуицией, позволяющей ему выделять из наблюдаемых SES предвестниковые и предсказывать землетрясения. В то же время я заметил, что некоторые выделенные SES явно локального происхождения, поскольку в значительной степени определяются скачком потенциала на одном из электродов. Будучи не геофизиком, а физиком-твердотельщиком профессор Варотсос не понимал, что сигналы с такими крутыми фронтами не могли распространяться, не заваливая фронт на расстояния в сотни километров. Довольно малая амплитуда сигналов, практически

не зависящая от расстояния до будущего землетрясения, также не обратила на себя его внимания. Не имел профессор Варотсос и полного представления о морфологически близких к SES помехах. Это, в сочетании с небольшим числом экспертно-выделяемых SES, не могло позволить ему использовать методы пространственной фильтрации для отделения предвестниковых SES от помех сходной морфологии. Что, в свою очередь в значительной мере обусловило неудачу его попытки организации краткосрочного прогноза в индустриально-развитой Японии с большим числом железных дорог, поскольку сигналы смены нагрузки электровозов, обладающие аналогичной морфологией без проблем, распространяются на десятки километров.

Моя кандидатская диссертация [Чирков, 2003] была посвящена исследованию SES, в котором наиболее важным для настоящей работы является установление локальной природы источников SES и хорошая аппроксимация поля этих источников с помощью модели точечного диполя на поверхности однородного полупространства (рис. 1).

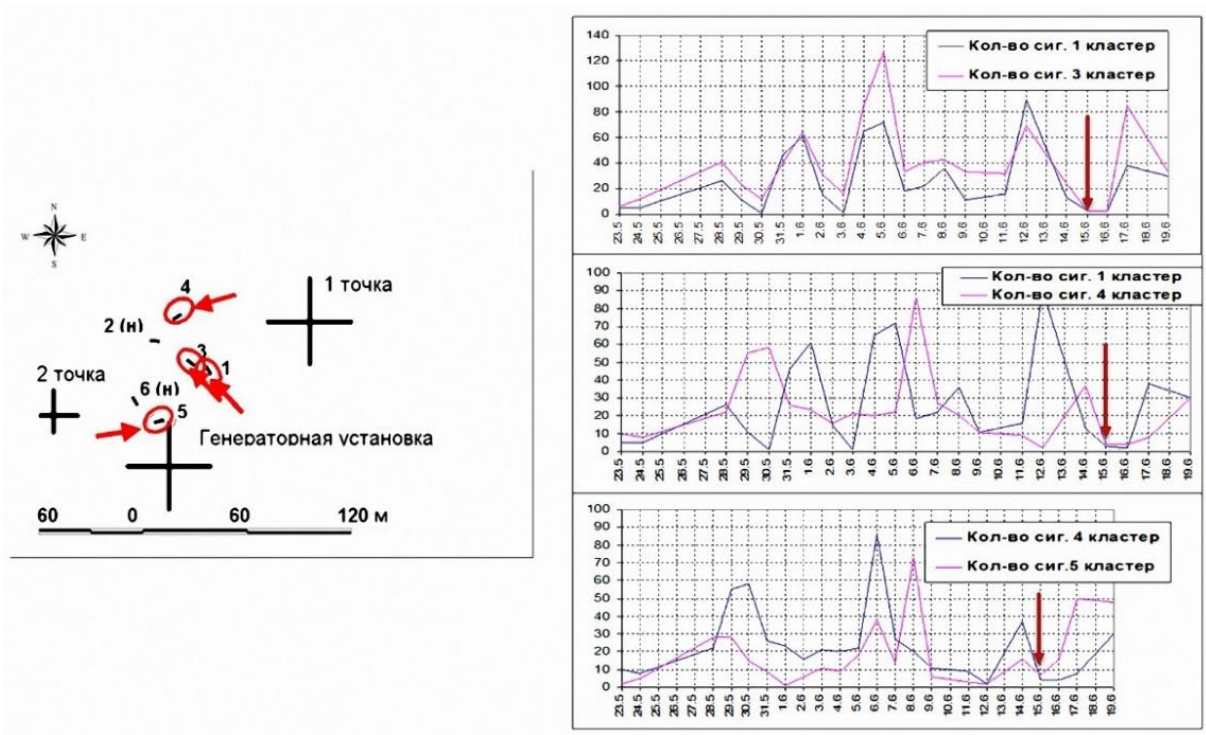


Рис. 1. Сопоставление пространственного расположения точечных диполей, аппроксимирующих источники SES и их аномальной активности перед крупнейшим афтершоком Рача-Джавского землетрясения 1991 г. в Грузии

В немалой степени получению этих результатов способствовали полная формализация выделения SES, снижение порога их выделения до уровня, сравнимого с уровнем шума и формализация технологии разделения SES по источникам. На рис. 1 проведено сопоставление расположения и ориентации источников SES, аппроксимированных точечными диполями на поверхности однородного полупространства и временного хода их аномальной активности (в количестве SES) перед самым мощным афтершоком Джава-Рачинского землетрясения. Из (рис. 1) видно, что источники, аппроксимируемые близко расположенными и сходно направленными точечными диполями (1 и 3) имеют сходную аномальную активность, а разнесенные источники с почти ортогональной ориентацией (1 и 4) достаточно сильно отличаются. Это свидетельствует об адекватности аппроксимации источников моделью точечного диполя и о существенности наличия у них ориентации. Заметим также, что разнесенные сходно направленные источники (4 и 5) также показывают различия в динамике, что наводит на мысль о медленном распространении причины аномальной активности по площадке наблюдения в виде деформационной волны. К этой же интерпретации подталкивает случай совпадения аномалий SES и КС (измерение которой проводилось в течение получаса раз в сутки на измерительные диполи, используемые для регистрации SES при задании поля с помощью пары ортогональных питающих диполей).

Полученные результаты и предположения позволили по-новому взглянуть на результаты работы 1987 года [Булошников и др.,1987], где исследовались эффекты в электрическом поле от промышленных взрывов на карьере рудника Мукулан.

В результате регистрации эффектов в электрическом поле на низкочастотную аналоговую аппаратуру от примерно десятка взрывов были выделены следующие общие черты. Приход ударной волны от взрыва не фиксировался. Эффекты в электрическом поле появлялись со 100% повторяемостью через 40-150 секунд после взрыва (по всей видимости, в зависимости от расположения пункта взрыва относительно наблюдательного пункта) и представляли собой практически непрерывную последовательность SES, продолжавшуюся вплоть до включения электричества на руднике. Причем в одном из экспериментов проведенном совместно с группой Шамиля Идармачева на двух недалеко разнесенных измерительных линиях видно различие SES (рис. 2), что свидетельствует о различии их локальных источников.

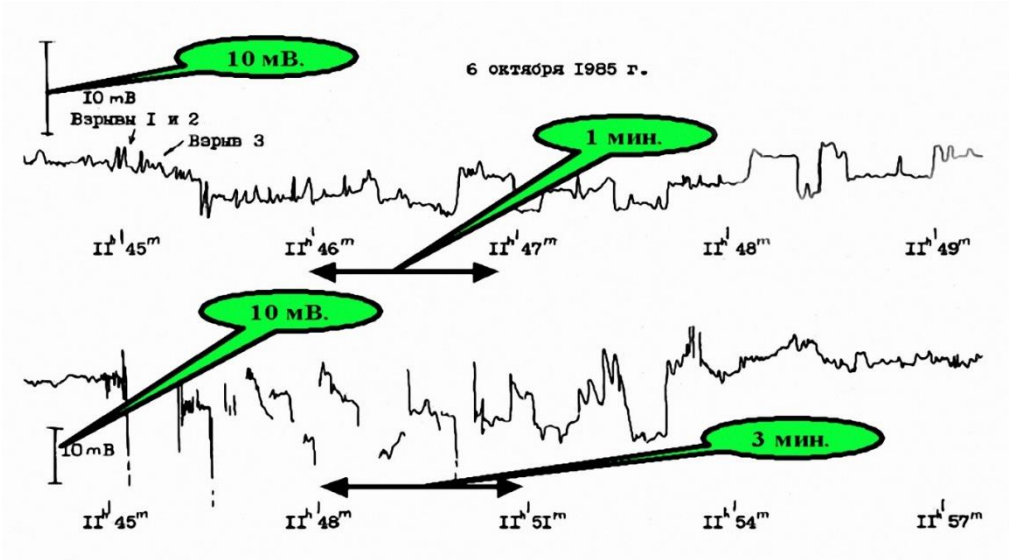


Рис. 2. Результаты аналоговой записи электрических эффектов от промышленных взрывов на руднике Мукулан на две близко расположенные электрические линии. Видны различия SES на двух линиях, свидетельствующие о локальности их источников

Из-за значительной временной задержки появления SES и длительности их непрерывной генерации во всех экспериментах и различии SES на двух недалеко расположенных линиях наиболее вероятной интерпретацией является порождение SES деформационной волной разгрузки после взрыва, возбуждающей генерацию локальных источников SES, различающихся для двух линий. К этой же интерпретации подталкивает экспериментальный факт регистрация SES параллельно с эманацией радона при изменении уровня заполнения водохранилища [Trique et al, 1999].

С этим багажом экспериментальных фактов и их интерпретаций можно приступить к анализу результатов 2.5-летних наблюдений на установке профессора Варотсоса в Карымшино. Заметим, что в геофизике нам никогда полностью неизвестно строение среды, имеющей сложное строение с неоднородностями разных пространственных масштабов. Результаты измерений в геофизике также искажены множеством помех различной природы. Поэтому реальные физические закономерности в геофизике, в отличие от более строгой физики, должны проявляться лишь в большинстве случаев и обладать повторяемостью лишь на полуколичественном и качественном уровнях.

Для оценки наличия физических закономерностей в данных условиях воспользуемся подходом предложенным Михаилом Владимировичем Родкиным в его выдающейся серии работ по "обобщённой окрестности землетрясения". Подход заключается в том, что для уверенности в справедливости сделанных предположений при неизвестном строении среды и наличии разного рода помех нужно или использовать значительные объёмы данных или системно анализировать результаты измерений в разных аспектах для существенно различающихся экспериментов и условий. В работе использовано оба этих подхода. Для того, чтобы избежать субъективности суждений вся обработка полностью формализована и выводы делаются на основе систематического проявления на разных выборках одних и тех же законов распределений или также повторяющегося вида аппроксимаций на разных выборках. Для этого результаты аппроксимации экспериментальных данных сортировались по качеству на основе нескольких критериев и выбирались те законы распределения и аппроксимации зависимостей, которые появлялись в топе в подавляющем большинстве случаев. При этом для оценки закона распределения проходило сравнение 49 законов непрерывных распределений, а для оценки

зависимости амплитуды от длительности предваряющего интервала – сравнение 3 491 линейных уравнений и 174 нелинейных уравнений.

В результате первого подхода для большого массива данных (8 мощных пар источников, излучивших за период наблюдения от 43 434 до 106 597 SES, в сумме почти полмиллиона сигналов было обнаружено, что источники положительных и отрицательных SES встречаются исключительно парами. Причем временная динамика количества SES для положительных и отрицательных SES на длительных интервалах обладает качественным подобием (рис. 3), а на малых интервалах порядка часов видно, что это несинхронная генерация сигналов разными источниками.

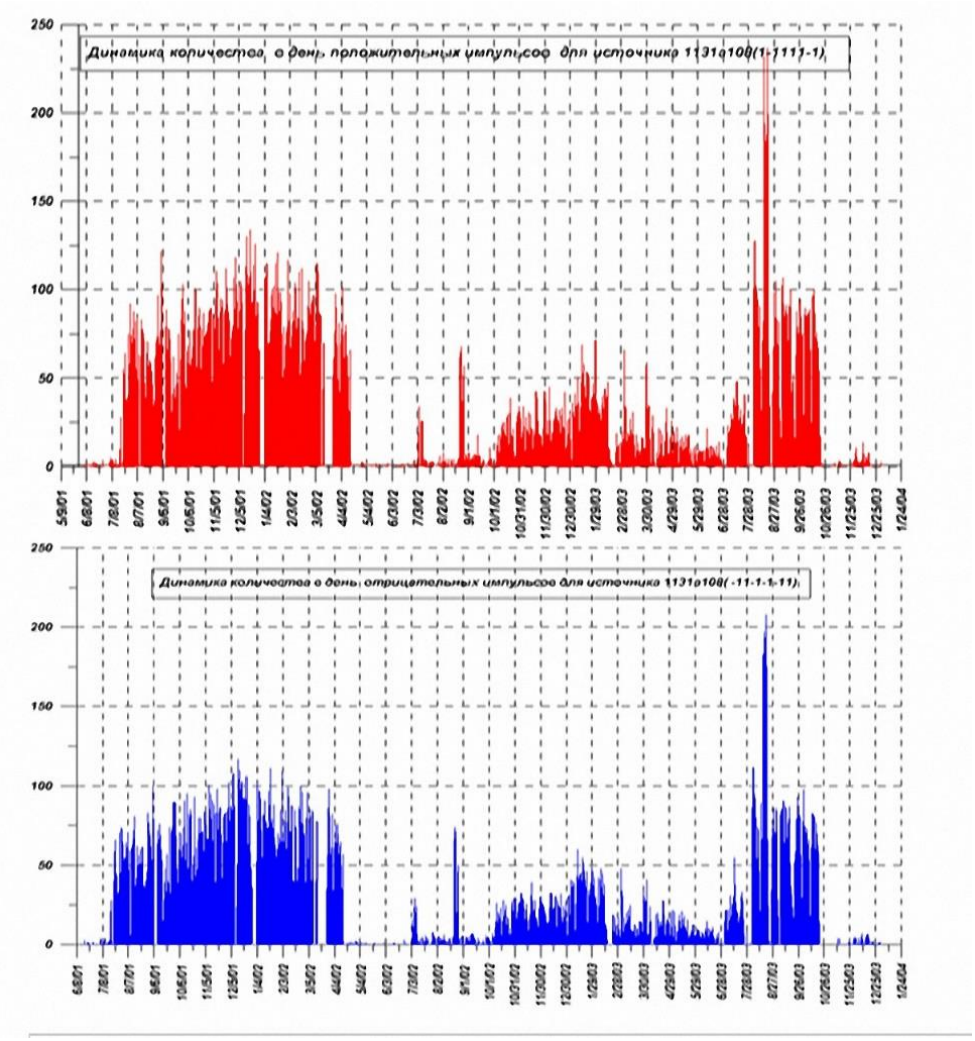


Рис. 3. Сопоставление временной динамики двух концов трещины, излучающих положительные и отрицательные импульсы на интервале в два с половиной года

Это же подтверждается различием временной динамики амплитуд положительных и отрицательных SES. При этом не зависящее от амплитуд сигналов отношение средних значений амплитуд положительных и отрицательных SES одного источника на разных линиях выглядит практически симметрично (рис. 4), что говорит о том, что положения положительного и отрицательного источника так близки, что с нашей точностью неразличимы. На установке профессора Варотсоса измерения проводятся относительно общего электрода в двух ортогональных направлениях с постепенным увеличением длины измерительной линии (dp1, dp2, dp3) в одном направлении и (dp4, dp5, dp6) в ортогональном направлении.

Следующим важным результатом, обнаруженным на этом наборе 16 мощных источников, является общность законов распределения (Log-Logistic(3P)) полученных для всех источников для амплитуд SES (как положительных, так и отрицательных, со значением параметров лежащих для всех источников в разумных диапазонах). Это же можно заключить и об общности законов распределения интервалов между импульсами (Dagum(3P)) и характере вариабельности их параметров распределения для всех 16 источников.

Благодаря полной формализации выделения SES и разделения их по источникам мы для каждого импульса SES каждого источника имеем длительность предваряющего интервала до предыдущего импульса этого источника. Аккуратность выделения данных пар косвенно подтверждается общностью законов распределения полученных для амплитуд и интервалов для 16 разных источников SES излучивших в сумме около полумиллиона сигналов [Чирков, 2017; Чирков, 2021].

Естественным образом возникли две задачи: попытаться установить характер зависимости амплитуды импульса от длительности предваряющего интервала и попытаться разработать информативный параметр, включающий и амплитуды импульсов, и интервалы между ними. Дополнительным стимулом к постановке второй задачи является то, что динамики интервалов между импульсами и амплитуд SES выделенного источника существенно различаются. При этом целесообразность использования информации об амплитуде импульсов наряду с их частотой отмечалась при акустическом контроле усталостных трещин [Неразрушающий, 2005].

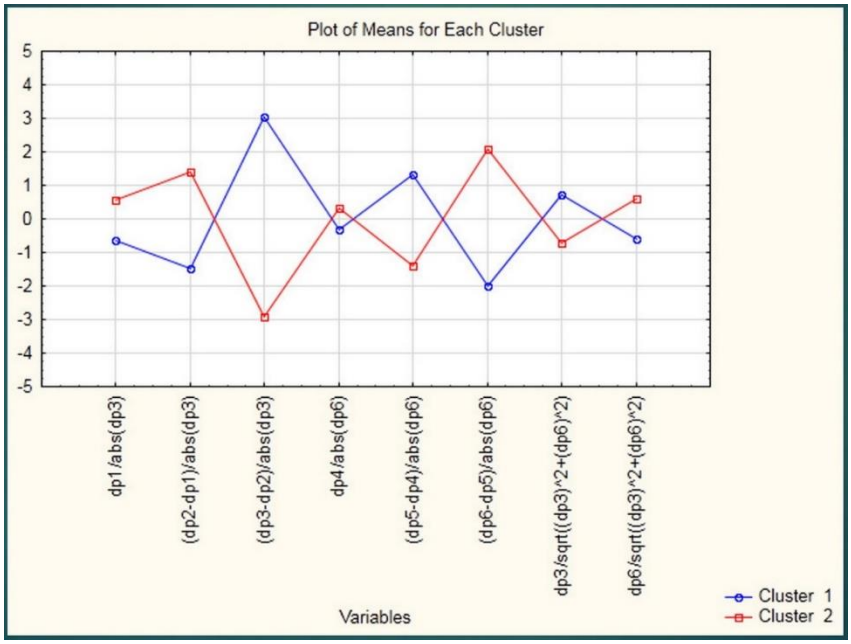


Рис. 4. Средние значения нормированных амплитуд положительных и отрицательных SES

Сначала данный информационный параметр искался в виде дроби, где амплитуда импульса в числителе, а длительность предваряющего интервала в знаменателе, поскольку при увеличении НДС увеличиваются и амплитуда, и частота импульсов.

Опробовались различные сочетания первой и второй степени амплитуды и временного интервала до предыдущего импульса в надежде вслепую найти нужное соотношение. Явного фаворита среди этих сочетаний найти не удалось, но было обнаружено, что все сочетания амплитуды и временного интервала описываются одним и тем же типом распределения Burr(3P), имеющим три параметра [Чирков, 2021].

Это свидетельствует о наличии связи в источнике между амплитудой импульса и предваряющим его интервалом, поскольку и амплитуда, и интервал описываются также распределениями, имеющими по три параметра.

Для поиска физической закономерности связи амплитуды импульса использовались данные по наиболее аккуратно выделенным 24 независимым источникам, принадлежащим (по нашему предположению) 12 трещинам и излучившим 160 468 импульсов, полученные с помощью установки профессора Варотсоса на станции Карымшино за два с половиной года [Чирков, 2023б]. В результате поиска зависимости амплитуды от длительности интервала до предыдущего импульса была выявлена зашумленная, но общая для всех 24 источников линейная зависимость амплитуды импульса от натурального логарифма длительности предваряющего интервала в сутках. Это стимулировало идею поиска информационного параметра в виде амплитуды импульса нормированной на натуральный логарифм предваряющего интервала и поиска зависимости данного информационного параметра, названного нами параметром интенсивности от логарифма, предваряющего импульс интервала [Чирков, 2023в].

Результат оценки зависимости оказался неожиданно точным и не зашумленным. Присутствует систематическое различие качества аппроксимации для амплитуды и параметра интенсивности. Таким образом, найдена функция источника, общей формы (но со своими значениями параметров для каждого источника), позволяющая получить ряд параметра интенсивности на основе ряда интервалов между импульсами с коэффициентом детерминации больше 0.95 для всех 24 источников.

Для унификации оценки функции распределения параметра интенсивности для положительных и отрицательных импульсов параметр интенсивности был слегка модифицирован (abs(dp3-dp2)/ln(dT)), где abs(dp3-dp2) модуль компоненты SES дающей максимальную амплитуду сигнала для всех исследуемых источников. Затем для него была проведена оценка функции распределения на основе сравнения 49 непрерывных распределений, где несомненным фаворитом для всех для 24 источников оказалось двух-параметровое распределение Cauchy(2P) (Коши) [Чирков, 2023в].

При этом качество аппроксимации распределения параметра интенсивности с помощью двух-параметрового распределения Cauchy(2P) для всех 24 источников оказалось выше качества аппроксимации амплитуды с помощью трех-параметрового распределения Log-Logistic(3P) и выше качества аппроксимации интервала между импульсами с помощью трех-параметрового распределения Dagum(3P) (таблица 1).Таким образом для параметра интенсивности, включающего амплитуду импульса и натуральный логарифм предваряющего интервала получено убедительное доказательство связи амплитуды импульса с длительностью предваряющего интервала.

Таблица 1. Средний ранг аппроксимации трех информационных параметров выбранными распределениями для 24 источников по разным критериям

Информационный параметр	**Закон распределения**	**Средний ранг Колмогоров-Смирнов**	**Средний ранг Андерсон-Дарлинг**	**Средний ранг Хи-квадрат**
abs(dp3-dp2)	Log-Logistic	2.375	2	3.375
dT	Dagum	3.958333333	3.041666667	3.333333333
abs(dp3-dp2)/ln(dT)	Cauchy	1.208333333	1	1.083333333

В результате анализа были выделены две причины невозможности получения аппроксимации ряда амплитуд по ряду интервалов при возможности аппроксимации ряда интенсивностей. Первая причина – это то, что операция деления на ln(dT) при расчете параметра интенсивности резко выделяет частоту в районе 1 Гц (где ln(dT) стремится к нулю), попутно ослабляя другие частоты, что убирает влияние частотной зависимости амплитуды от интервала для параметра интенсивности. Вторая причина в том, что присутствуют сигналы другой природы (вероятно, вызванные микротрещинами сдвига), влияние которых также снижается в параметре интенсивности из-за снижения влияния частот, отличающихся от 1 Гц.

Резюмируя, можно заключить, что полученные при выполнении данной работы результаты в совокупности с результатами более ранних работ с разных сторон убедительно свидетельствуют о возбуждении SES трещинами при вариации локальной НДС.

То, что SES излучаются локальными источниками, и сигнал источника аппроксимируется точечным диполем показано в работах [Чирков, 2003; Chirkov, 2004]. То, что аномалии SES вызываются локальной вариацией НДС, показано в работах [Булошников и др., 1987; Trique et al, 1999; Чирков, 2003].

То, что крутой фронт SES не вызван изменением КС во внешнем электрическом поле при изменении параметров трещины подтверждается несинхронностью излучения и разной амплитудой SES двух концов трещины.

О том, что источник SES имеет физическую природу свидетельствует стационарность положения и ориентации источника (проявляющаяся в большом количестве сигналов с одинаковым соотношением амплитуд на разных измерительных линиях); то что все источники излучают максимальное число сигналов не на минимальной амплитуде, а на той которая вероятно энергетически выгодна источнику; то, что и амплитуды и интервалы между импульсами описываются одними и теми же законами распределения для всех источников (соответственно Log-Logistic(3P) для амплитуд импульсов и Dagum(3P) для интервалов между импульсами); то, что ряд параметров интенсивности однозначно восстанавливается по ряду интервалов с точностью не хуже 95% для каждого из 24 исследуемых источников по универсальной формуле, содержащей две константы, специфичных для каждого источника.

О том, что SES излучается трещинами [Чирков, 2024] свидетельствует аналогичная трещинам повсеместная распространенность SES, только автор наблюдал их на руднике Мукулан, в Грузии, Греции, Тенерифе, Камчатке (причём везде сигналы распространялись небольшим числом источников стационарного расположения и ориентации); структура источника SES (два близко расположенных, одинаково ориентированных и противоположно направленных точечных диполя) ассоциируется с двумя противоположно-направленными вершинами небольшой тектонической трещины [Чирков, 2017; Чирков, 2021]; обнаружение двух видов сигналов SES, предположительно излучаемых известными для трещин микро-трещинами отрыва и микротрещинами скола (Чирков, Лементуева, данный сборник), ну и наконец форма SES, совпадающая с формой акустического сигнала трещины в ближней зоне [Неразрушающий, 2005].

Литература

1. *Булошников А.М., Висковский А.Ю., Волкова Е.М., Гохберг М.Б., Гусева Т.В., Камшилин А.Н., Козлов А.М.Сидоров В.Л., Сковородкии Ю.П., Чирков Е.Б.* Сейсмоэлектромагнитные и деформационные эффекты при активном воздействии на геофизическую среду. – М. ИФЗ АН СССР. 1987. 34 с.
2. Неразрушающий контроль. Справочник: в 7 т. – М.: Машиностроение. 2005. Т.7. 829 с.
3. *Чирков Е.Б.* Исследование ультранизкочастотных электротеллурических сигналов с крутыми фронтами. Дисс. ... кандидата физико-математических наук: 25.00.10. – Москва. 2003. 182 с.
4. *Чирков Е.Б.* О природе сейсмоэлектрических сигналов и возможности их использования для изучения процесса подготовки землетрясения. Триггерные эффекты в геосистемах Мат. IV Всероссийской конф. с международным участием (г. Москва, 6-9 июня 2017 г.). 2017. С. 391–398.
5. *Чирков Е.Б.* Проблемы краткосрочного прогноза: содержательный аспект // Наука и технологические разработки. 2021. Т.100. №1. С. 5–24.
6. *Чирков Е.Б.* Сравнение информационных параметров SES для контроля вариаций локальной НДС. Мат. Девятой Всероссийской науч.-тех. конф. с международным участием «Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов». (г. Петропавловск-Камчатский, 24-30 сентября 2023 г.0. 2023б. С. 267–271.
7. *Чирков Е.Б.* Формализация анализа источников SES активности для оперативного контроля вариаций НДС // Мат. четвертой межд. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». (г. Москва, 25-27 сентября, Борок, 29 сентября 2023 г.). 2023в. С. 316–319.
8. *Aceves R.L., Park S.K., Strauss D.J.* Statistical evaluation of the VAN method using the historic earthquake catalog in Greece // Geophys. Res. Lett. 1996. V.23. No.11. P. 1425–1428.
9. *Chirkov Ye.B.* The study of local sources of ULF geoelectric signals with steep fronts // Annals of Geophysics. 2004. V.47. No.1. P. 213–227.
10. *Trique M., Richon P., Perrier F., Avouac J.P., Sabroux J.C.* Radon emanation and electric potential variations associated with transient deformation near reservoir lakes // NATURE. 1999. V.399. P. 137–141.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. ПРОГРАММА ШЕСТОЙ ВСЕРОССИЙСКОЙ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ (7 ОКТЯБРЯ – 12 ОКТЯБРЯ 2024 ГОДА)

7 ОКТЯБРЯ (ПОНЕДЕЛЬНИК)

Конференц-зал ИФЗ РАН

10-00 – 10-30	Регистрация участников конференции
10-30 – 11-00	Открытие Шестой Всероссийской тектонофизической конференции, приуроченной к 300-летию Российской академии наук «ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕЛЕ» Председатель конференции, директор ИФЗ РАН, член-корр. РАН С.А. Тихоцкий Сопредседатель конференции зам. дир. ИФЗ РАН, член-корр. РАН А.Л. Собисевич Сопредседатель конференции гнс ИФЗ РАН, д. физ-мат. н. Ю.Л. Ребецкий

Утреннее заседание (11-15 – 13-00)

Секция. Изучение напряженно-деформированного состояния земной коры

Конвинер: д. физ.-мат. н. Ребецкий Юрий Леонидович

11-00	*Сим Л. А.,* *Маринин А. В.*	Блоковые тектонические напряжения района Чуйско-Курайской впадины Горного Алтая	ИФЗ РАН, г. Москва
11-15	*Каменев П. А.*	О результатах сопоставления кинематики разрывных нарушений Сахалина на основе геологических и сейсмологических методов	ИМГиГ ДВО РАН, г. Ю-Сахалинск
11-30	*Обухов А. Н.,* *Корнеев А. А.,* *Каламкаров С. Л.,* *Лошакова И. Ф.,* *Иванова С. Р.*	Геодинамическая модель формирования Рассохинского и Балахнинского мегавалов по результатам региональных геолого-геофизических работ в Енисей-Хатангском региональном прогибе	ФГБУ «ВНИГНИ», г. Москва
11-45	*Полец А. Ю.*	Парамуширское землетрясение 25 марта 2020 года **(online)**	ИМГиГ ДВО РАН, г. Ю-Сахалинск
12-00	*Волкова М. С.,* *Михайлов В. О.,* *Горбач Н. В.*	Причина деформаций западного склона вулкана Шивелуч, выявленных методами РСА интерферометрии в постпароксизмальную фазу извержения 11.04.2023	ИФЗ РАН, г. Москва
12-15	*Глазырин Е. А.*	Деформации рельефа и геологического разреза под действием грязевого вулканизма **(online)**	АО "Южморгеология", г. Геленджик
12-30 12-45	*Каменев П. А.,* *Маринин А. В.,* *Сим Л. А.,* *Богомолов Л. М.,* *Лукманов А. Р.,* *Дегтярев В. А.*	Тектонофизические исследования о. Сахалин	ИМГиГ ДВО РАН, г. Ю-Сахалинск
13-00 – 14-00	**Перерыв на обед**		

Вечернее заседание (14-00 – 19-00)

Секция. Изучение напряженно-деформированного состояния земной коры

Конвинер: д. геол.-мин. н. Колодяжный Сергей Юрьевич

14-00	*Мануилова Е. А.*	Новейшие разрывы юго-восточной части Горного Алтая	ИФЗ РАН, г. Москва
14-15	*Яковлев Ф. Л., Гордеев Н. А., Коваль А. А.*	О возможностях использования программы визуализации 3D изображения малых форм в решении задач структурной геологии (на примере складок Таласского хребта Тянь-Шаня)	ИФЗ РАН, г. Москва
14-30	*Черемных А. В., Бобров А. А., Декабрёв И. К., Черемных А. С., Гридин Г. А., Павлов Д. В., Юрьев А. А.*	Бугульдейско-Чернорудский грабен – кайнозойская структура в зоне краевого шва Сибирского кратона **(online)**	ИЗК СО РАН, г. Иркутск
14-45	*Гордеев Н. А.*	Напряженно-деформированное состояние природных массивов по данным структурной геологии и БПЛА	ИФЗ РАН, г. Москва
15-00	*Сычева Н. А.*	Напряженное-деформированное состояние земной коры Алтае-Саянской горной области	ИФЗ РАН, г. Москва
15-15 15-30	*Тверитинова Т. Ю.*	Проявление условий меридионального сжатия в разновозрастных орогенах Евразии	МГУ, ИФЗ РАН, г. Москва
15-45 – 16-00	**Перерыв**		

Секции. Изучение напряженно-деформированного состояния земной коры

Конвинер: к. геол.-мин. н. Маринин Антон Витальевич

16-00	*Мансуров А. Н.*	Распределение деформаций земной коры в областях орогенов Центральной Азии и Южной Сибири по данным ГНСС наблюдений **(online)**	ИФЗ РАН, г. Москва
16-15	*Яковлев Ф. Л.*	Об этапе деформации складчатой структуры Большого Кавказа в зоне Главного Кавказского Разлома в районе г. Шахдаг, занимающем место между складчатостью и ростом горного сооружения	ИФЗ РАН, г. Москва
16-30	*Гордеев Н. А*	Комплексный подход к изучению юго-восточного борта Горного Алтая	ИФЗ РАН, г. Москва
16-45	*Боголюбский В. А., Дубинин Е. П., Грохольский А. Л.*	Структурные перестройки трансформного разлома Эндрю-Бейн в позднем мелу-палеоцене	МГУ, г. Москва
17-00	*Бондарь И. В., Маринин А. В.*	Структурные парагенезы некоторых природных объектов Балтийского щита (по методу Л. М. Расцветаева)	ИФЗ РАН, г. Москва
17-15	*Кирюхин А. В., Бергаль-Кувикас О. В., Лемзиков М. В.*	Магматическая активность вулканов Ключевской и Безымянный, предшествующая их извержениям	ИВиС ДВО РАН, г. П-Камчатский
17-30 17-45	*Рябова С. А.*	О минимальной магнитуде землетрясений, отклик на которые регистрируется в нижней ионосфере **(online)**	ИДГ РАН, ИФЗ РАН, г. Москва
18-00	**Обсуждение докладов**		

8 ОКТЯБРЯ (ВТОРНИК)

Утреннее заседание (09-30 – 13-00)

Секция. Сейсмические и геологические опасности

Конвинер: д. физ.-мат. н. Пантелеев Иван Алексеевич

09-30	*Сычев В. Н.,* *Богомолов Л. М.,* *Сычева Н. А.*	Распределение во времени снятия напряжений в сейсмоактивных регионах (на примере Северного Тянь-Шаня и о. Сахалин)	ИМГиГ ДВО РАН, г. Ю-Сахалинск
09-45	*Владимирова И. С.*	Комплексное исследование сейсмических циклов сильнейших землетрясений в зонах субдукции	ИО РАН, г. Москва
10-00	*Корженков А. М.,* *Ларьков А. С.,* *Моисеев Д. А.,* *Овсюченко А. Н.*	Сейсмические деформации в постройках Генуэзской крепости Феодосии, Крым	ИФЗ РАН, г. Москва
10-15	*Королева А. О.,* *Бондарь И. В.,* *Шварев С. В.*	Комплексные исследования зоны сопряжения рыхлых отложений и скальных пород в северной части Карельского перешейка	ИФЗ РАН, г. Москва
10-30 10-45	*Атабеков И. У.,* *Атабеков А. И.*	Моделирование напряженного состояния земной коры и среднесрочный прогноз землетрясений с искусственным интеллектом **(online)**	ИС, г. Ташкент, Узбекистан
11-00 – 11-15	**Перерыв**		

Конвинер: к. физ.-мат. н. Сычева Найля Абдулловна

11-15	*Стрельников А. А.*	Параметризация неизвестных палеоземлетрясений внутригорных долин Алтая	ИФЗ РАН, г. Москва
11-30	*Саньков В. А.,* *Мирошниченко А. И.,* *Саньков А. В.,* *Парфеевец А. В.,* *Добрынина А. А.,* *Лебедева М. А.,* *Ефимов Е. Ю.*	Комплексное изучение напряженно-деформированного состояния горного массива Ангаракан-Муяканского междуречья (северо-восточный фланг Байкальской рифтовой системы) **(online)**	ИЗК СО РАН, г. Иркутск
11-45	*Тетельмин В. В.*	Глобальное потепление как причина активизации землетрясений	ИЭ РУДН, г. Москва
12-00	*Ступина Т. А.,* *Бушенкова Н. А.*	Оценка сейсмичности в зоне границ Охотоморской плиты в районе Японских островов **(online)**	ИНГГ СО РАН, г.Новосибирск
12-15	*Свалова В. Б.*	Землетрясение в Турции 2023 года и сейсмогеодинамика Кавказско-Анатолийско-Аравийского региона **(online)**	ИГЭ РАН, г. Москва
12-30 12-45	*Сычева Н. А.,* *Богомолов Л. М.*	Очаговые параметры землетрясений в Алтае–Саянском сейсмоактивном регионе	ИФЗ РАН, г. Москва
13-00 – 14-00	**Перерыв на обед**		

Вечернее пленарное заседание (14-00 – 19-00)

Круглый стол «Тектонофизика в проблемах сейсмических и геологических опасностей»

Конвинер: д. физ.-мат. н. Ребецкий Юрий Леонидович

14-00	*Копылова Г. Н.*	Сейсмогидрогеодинамические эффекты в задачах геофизического мониторинга и прогноза землетрясений **(online)**	КФ ФИЦ ЕГС РАН г. П-Камчатский
14-20	*Батугин А. С.*	Тектонофизические условия и следствия существования в земной коре слоя предельно напряженного состояния **(online)**	НИТУ МИСИС, г. Москва
14-40	*Умурзаков Р. А.*	Тектонофизическое обоснование выбора основной плоскости разрыва на диаграммах механизмов очагов землетрясений по данным полевых наблюдений **(online)**	ТашГТУ, г. Ташкент Узбекистан
15-00	*Ибрагимов Р. С., Ибрагимова Т. Л., Мирзаев М. А., Ашуров С. Х.*	Использование модели активных разломов земной коры для оценки сейсмической опасности территории Узбекистана **(online)**	Институт сейсмологии, г. Ташкент Узбекистан
15-20 15-40	*Виляев А. В.*	Напряженно-деформированное состояние земной коры Северного Тянь-Шаня на основе анализа механизмов очагов землетрясений и результатов GPS мониторинга **(online)**	Институт ионосферы, г. Алма-Ата Казахстан
15-40 – 16-00	**Перерыв**		
16-00	*Ребецкий Ю. Л.*	Новые возможности тектонофизики в решении проблем сейсмической опасности	ИФЗ РАН, г. Москва
16-30	*Гарагаш И. А.*	Сейсмическая энергия, диссипация и параметры очага землетрясения	ИФЗ РАН, г. Москва
17-00 17-30	*Пантелеев И. А.*	Ориентационная природа отклика порового давления в приразломной зоне на прохождение сейсмических волн: теория и верификация	ИМСС УрО РАН, г. Пермь
17-30 – 18-30	**Дискуссия круглого стола**		

9 ОКТЯБРЯ (СРЕДА)

Утреннее заседание (09-30 – 13-00)

Секция. Теоретическая тектонофизика

Конвинер: д. геол.-мин. н. Сим Лидия Андреевна

09-30	*Гараванд А.*	Определение максимального горизонтального напряжения на основе неупругого разрушения вокруг ствола скважин и методов машинного обучения	ИФЗ РАН, г. Москва
09-45	*Дьяур Н. И., Чистякова А. В., Багдасарян Т. Э., Егоров Н. А.*	Некоторые особенности трещинообразования в гранитоиде	ИФЗ РАН, г. Москва
10-00	*Малышкин Т. Е., Гордеев Н. А.*	Развитие методики идентификации зон разрывных нарушений методами ДЗЗ активными и пассивными съемочными системами высокого и сверхвысокого пространственного разрешения	ИФЗ РАН, г. Москва
10-15	*Махмудов Х. Ф.*	Распространение ударных волн и волн напряжений в гетерогенном твердом теле (лабораторные и натурные эксперименты) **(online)**	ФТИ, г. Санкт-Петербург

10-30	*Маринин А. В., Тверитинова Т. Ю.*	Развитие структурно-парагенетического метода анализа малых разрывных нарушений Л. М. Расцветаева	ИФЗ РАН, г. Москва
10-45 11-00	*Миронов В. А.*	Герменевтико-нарративный подход как способ сравнения аргументов конкурирующих геологических гипотез **(online)**	НГУ, г. Новосибирск
11-15 – 11-30	**Перерыв**		
11-30	*Молчанов А. Б., Гордеев Н. А.*	Параллельные вычисления в задаче поиска разрывных нарушений	ИФЗ РАН, г. Москва
11-45	*Патонин А. В., Пономарев А. В., Шихова Н. М. Медведев В. Н.*	Электрогидравлическая система Инова: от истоков к современному состоянию **(online)**	ГО Борок ИФЗ РАН, г. Борок
12-00	*Новикова Е. В., Дубиня Н. В.*	Анализ влияния распределения пространственных ориентаций естественных трещин на точность решения обратной задачи реконструкции напряженного состояния геологической среды	ИДГ РАН, г. Москва
12-15 12-30	*Чанышев А. И., Чещин Д. О., Плохих В. В., Городилов Л. В., Рублев Д. Е., Кордубайло А. О.*	О восстановлении смещений на поверхности горной выработки, когда они уже произошли в момент ее создания. Теория и эксперимент **(online)**	ИГД СО РАН, г. Новосибирск
13-00 – 14-00	**Перерыв на обед**		

Вечернее пленарное заседание (14-00 – 19-00)

Круглый стол «Современные проблемы геодинамики в вопросах тектонофизики и геомеханики»

Конвинер: к. физ.-мат. н. Гараванд Абузар

15-00	*Артюшков Е. В., Чехович П. А.*	Образование Западно-Сибирского осадочного бассейна в результате метаморфизма с уплотнением пород в земной коре **(online)**	ИФЗ РАН, г. Москва
15-20	*Белявский В. В.*	Флюидонасыщение литосферы Евразийского складчатого пояса: магнитотеллурические данные	ЦГЭМИ ф. ИФЗ РАН, г. Москва
15-40 16-00	*Колодяжный С. Ю., Кузнецов Н. Б., Махиня Е. И., Шалаева Е. А., Данцова К. И.*	Тектоно-гравитационные детачменты северного склона Большого Кавказа (Адыгейский сектор)	ГИН РАН, г. Москва
16-10 – 16-30	**Перерыв**		

Конвинеры: д. физ.-мат. н. Ребецкий Юрий Леонидович;
д. геол.-мин. н. Леонов Михаил Георгиевич

16-30	*Ребецкий Ю. Л.*	Теоретические проблемы тектонофизики и геодинамики	ИФЗ РАН, г. Москва
17-00	*Леонов М. Г.*	«Ареальный рифтогенез»: структура, эволюция, геодинамика	ГИН РАН г. Москва
17-30 18-00	*Трубицын В. П., Трубицын А. П.*	Аналитическая модель пре-, ко- и постсейсмических горизонтальных деформаций сдвига и сжатия литосферных плит	ИФЗ РАН, г. Москва
18-00 – 18-30	**Дискуссия круглого стола**		

10 ОКТЯБРЯ (ЧЕТВЕРГ)

Утреннее заседание (09-30 – 13-00)

Секция. Тектонофизика месторождений

Конвинер: к.физ.-мат.н. Преснов Дмитрий Александрович

09-30	*Данилов К. Б.*	Блоковой строение Архангельской алмазоносной провинции по данным метода микросейсмического зондирования	ФИЦ КИА УрО РАН, г. Архангельск
09-45	*Кузьмин Д. К.*	Деформированное состояние поднятий земной поверхности при разработке нефтегазовых месторождений	ИФЗ РАН, г. Москва
10-00	*Воронов И. А., Дубиня Н. В.*	Построение трехмерной геомеханической модели и прогноз зон развитой трещиноватости на одном из нефтегазовых месторождений Западной Сибири	ИФЗ РАН, г. Москва
10-15	*Куприн Д. Ю., Архипов Н. Д. Дубиня Н. В.*	Применение методов машинного обучения к задаче выделения и классификации трещин на основе данных расширенного комплекса геофизических исследований скважин	ИФЗ РАН, г. Москва
10-30	*Минаев В. А., Устинов С. А., Петров В. А., Свечеревский А. Д., Нафигин И. О.*	Анализ разломной тектоники Кольского полуострова и её роли в рудообразовании на основе результатов дистанционных региональных исследований	ИГЕМ РАН, г. Москва
10-45 11-00	*Бикеева Л. Р.*	Оценка возможной зависимости фазового состояния УВ от характера и интенсивности неотектонических движений Чарджоуской ступени Бухаро-Хивинского региона **(online)**	ГУ "ИГИРНИГМ" г. Ташкент
11-15 – 11-30	**Перерыв**		

Конвинер: к. геол.-мин. н. Мануилова Екатерина Алексеевна

11-30	*Преснов Д. А., Котов А. Н., Нуждаев И. А., Тощов С. А.*	Изучение строения геотермальных месторождений при помощи пассивной сейсмики	ИФЗ РАН, г. Москва
11-45	*Устинов С. А., Чепчугов А. М., Петров В. А., Яровая Е. В., Свечеревский А. Д., Томаровская М. А.*	Выявление и региональная тектонофизическая интерпретация структур в районе Туюканского рудного узла на основе данных дистанционного зондирования в контексте прогноза рудообразующих систем	ИГЕМ РАН, г. Москва
12-00	*Гарагаш И. А.*	Модель формирования покмарков в результате разложения газогидратов	ИФЗ РАН, г. Москва
12-15	*Балушкина Н. С., Хотылев А. О., Мануилова Е. А*	Влияние гидротермальных систем на формирование нефтегазоносности осадочного чехла и доюрского комплекса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна	ИФЗ РАН, г. Москва
12-30 12-45	*Свалова В. Б.*	Сравнительная геодинамика и нефтегазоносность Кавказско-Каспийского и Карибско-Мексиканского регионов **(online)**	ИГЭ РАН, г. Москва
13-00 – 14-00	**Перерыв на обед**		

Вечернее пленарное заседание (14-00 – 16-00)

Секция. Тектонофизика месторождений

Конвинер: к. геол.-мин. н. Устинов Степан Андреевич

14-00	*Васильев Н. Ю., Мострюков А. О., Петров В. А.*	Тектонический фактор локализации эндогенных руд	РГГРУ-МГРИ, г. Москва
14-20	*Дубиня Н. В., Тихоцкий С. А.*	Прямые и обратные задачи изучения естественной трещиноватости в геомеханике месторождений углеводородов **(online)**	МФТИ, ИФЗ РАН, г. Москва
14-40	*Свечеревский А. Д., Устинов С. А.*	Программное обеспечение для тектонофизической интерпретации разрывных структур различных масштабных уровней на основе модели развития вторичных структур в зоне скола П. Л. Хэнкока	ИГЕМ РАН, г. Москва
15-00	*Семинский К. Ж., Бурзунова Ю. П., Борняков С. А., Мирошниченко А. И., Бобров А. А., Семинский А. К*	Зонно-блоковая структура и напряженно-деформированное состояние осадочного чехла на крупнейшем газоконденсатном месторождении Сибири: тектонофизический анализ **(online)**	ИЗК СО РАН, г. Иркутск
15-20	*Суетнова Е. И.*	Влияние процессов деформации топографии морского дна на эволюцию зоны стабильности поддонных газовых гидратов **(online)**	ИФЗ РАН, г. Москва
15-35	*Фролова Н. С., Арешин Н. А.*	Проблема аналогового моделирования хрупких деформаций в интрузивных массивах сдвиговых зон на примере Баимской рудной зоны	МГУ, г. Москва
15-50 16-05	*Кузин А. М.*	Волноводы консолидированной коры и дегазация Земли	ИПНГ РАН, г. Москва
16-20 – 17-00	**Постерная секция**		

Вечернее заседание (17-00 – 18-30)

Секция. Строение коры

Конвинер: д. физ.-мат. н. Ребецкий Юрий Леонидович

17-00	*Добрынина А. А., Саньков В. А.*	Модификация литосферы по данным о затухании сейсмических волн **(online)**	ИЗК СО РАН, г. Москва
17-15	*Гоев А. Г., Алешин И. М., Резниченко Р. А.*	Кинематические параметры земной коры и верхней мантии южной части полуострова Камчатка по новым сейсмологическим данным	ИДГ РАН, г. Москва
17-30	*Фихиева Л. М., Лободенко И. Ю.*	Вопросы влияния внешних природных и техногенных процессов, явлений и факторов на современные движения земной коры в районе и на площадке размещения объектов использования атомной энергии	ФБУ "НТЦ ЯРБ", г. Москва
17-45 18-00	*Арапов В. В.*	Оценка внутреннего поглощения и рассеяния и их вклад в общее затухание для территории Алтае-Саянской складчатой области	АСФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Новосибирск
18-00 – 18-30	**Обсуждение**		

Постерная секция (16-20 – 17-00)

1	*Арешин Н. А.*	Структурный фактор локализации месторождений меди в Баимской рудной зоне: результаты аналогового моделирования	МГУ, г. Москва
2	*Бугаев Е. Г.*	О природе нелинейности параметров сейсмического режима	НТЦ ЯРБ, г. Москва
3	*Булгаков Р. Ф.*	Вклад гидроизостазии в сейсмичность на примере юга о. Сахалин	ИМГиГ ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
4	*Зотов Л. В.,* *Ольховский А.*	Выделение Чандлеровского колебания полюса фильтрацией Калмана вблизи резонанса	ГАИ МГУ, МИЭМ г. Москва
5	*Зотов О. Д.,* *Гульельми А. В.,* *Завьялов А. Д.,* *Клайн Б. И.*	Неполные симметричные триады тектонических землетрясений	ИФЗ РАН, ГО Борок ИФЗ РАН, г. Москва
6	*Жанибеков Б. О.,* *Умматов Н. Ф.,* *Турапов М. К.,* *Беркинов Н. А.*	Геофизические особенности проявлений золотого оруденения Ауминзатау-Бельтауского рудного район	ТашГТУ, г. Ташкент
7	*Корбутяк А. Н.,* *Фролова Н. С.,* *Чикатуева В. Ю.,* *Арешин Н. А.*	Перспективы изучения внутренней структуры сдвиговых зон в аналоговых моделях из влажной глины	МГУ, г. Москва
8	*Лукманов А. Р.*	О результатах обработки продолжения тектонофизических исследований Северо-Западного окончания Большого Кавказа	ИФЗ РАН, г. Москва
9	*Махмудов Х. Ф.,* *Щербаков И. П.,* *Чмель А. Е.*	Допороговое ударное разрушение одноосно-сжатого гранита	ФТИ, г. Санкт-Петербург
10	*Мягков Д. С.*	Использование результатов геодинамического моделирования для интерпретации геоэлектрических разрезов коры Восточной Фенноскандии	ИФЗ РАН, г. Москва
11	*Осика В. И.,* *Калашников Н. В.,* *Кочетков Б. М.,* *Ловчиков А. В.,* *Павлов Е. И.,* *Рахимов Р. Г.*	О возможности краткосрочного прогноза горных ударов на рудниках	ИФЗ РАН, г. Москва
12	*Романько А. Е.,* *Имамвердиев Н. А.,* *Викентьев И. В.,* *Рашиди Б.,* *Хейдари М.,* *Полещук А. В.,* *Савичев А. Т.*	Тектонические, магматические и металлогенические особенности Южного Каспия и сопредельных структур	ГИН РАН, г. Москва
13	*Семаков Н. Н.*	К вопросу об определении полярности магнитного поля по наклонению	НГУ, г. Новосибирск
14	*Смирнов В. Н.*	Механика образования сдвиговых протяженных разломов в ледяном покрове Арктики по натурным наблюдениям на дрейфующих станциях «Северный полюс». № 93	ААНИИ, г. Санкт-Петербург
15	*Сычева Н. А.,* *Ребецкий Ю. Л.*	Сравнение некоторых оценок деформации земной коры Алтае-Саянской горной области полученных на основе методов СТД и МКА	ИФЗ РАН, г. Москва

16	*Турсунметов Р. А., Хасанбаев Х. Ф.*	Роль новейших тектонических структур при выявлении особенностей гидрогеологических условий артезианских бассейнов (на примере отдельных территорий Узбекистана	ГИДРОИНГЕО, г. Ташкент Узбекистан
17	*Умматов Н. Ф., Турапов М. К.*	К вопросу о геодинамике локальных рудоносных площадей (на примере Даугызтауского рудного поля Кызылкумской золоторудной провинции)	ИМР, г. Ташкент Узбекистан
18	*Чирков Е. Б., Лементуева Р. А.*	Об особенностях амплитудных электротеллурических сигналов с крутыми фронтами (SES), предположительно отражающих изменение природы их источников	ИФЗ РАН, г. Москва

11 ОКТЯБРЯ (ПЯТНИЦА)

Утреннее заседание (09-30 – 13-00)

Секция. Геодинамика и геомеханика

Конвинер: д. физ.-мат. н. Ребецкий Юрий Леонидович

09-30	*Артемов О. А., Соколов С. Ю.*	Связь неотектонических деформаций разломной зоны Чарли Гиббс на поверхности дна с глубинными мантийными неоднородностями	ГИН РАН, г. Москва
10-00	*Ахметов А.*	Анализ напряженно-деформированного состояния участков литосферы разного масштаба на территории Западно-Сибирской плиты на основе многоуровневого численного моделирования	ИФПМ СО РАН, г. Томск
10-15	*Касьянова Н. А.*	Пространственно-временные свойства современной глобальной геодинамики	РГГРУ-МГРИ, г. Москва
10-30	*Лермонтова А. С.*	О проблеме верификации результатов численного эксперимента	ИФЗ РАН, г. Москва
10-45 11-00	*Абдулин И. М., Белоусова О. Е., Городилов Л. В., Рублев Д. Е., Степанов Д. В.*	Определение напряженно-деформированного состояния массива пород по данным измерений смещений на ограниченном по площади участке поверхности. Теория и эксперимент **(online)**	ИГД СО РАН, г. Новосибирск
11-15 – 11-30	**Перерыв**		

Конвинер: к. физ.-мат. н. Мягков Дмитрий Сергеевич

11-30	*Трубицын А. П., Трубицын В. П.*	Упругие изгибы толстых литосферных плит	ИФЗ РАН, г. Москва
11-45	*Чанышев А. И., Белоусова О. Е., Лукьяшко О. А.*	О косом внедрении жесткого клина в первоначально анизотропную среду **(online)**	ИГД СО РАН, г. Новосибирск
12-00	*Одинцев В. Н., Макаров В. В.*	Моделирование сдвигового разрушения сильно напряженного массива горных пород	ИПКОН РАН, г. Москва
12-15	*Мягков Д. С.*	Изучение генезиса надлитостатических напряжений коры Алтая методом численного моделирования	ИФЗ РАН, г. Москва
12-30 12-45	*Астафьев Д. А.*	Особенности процессов субдукции и апвеллинга в геодинамическом развитии Земли	Газпром ВНИИГАЗ, г. Москва
13-00 – 14-00	**Перерыв на обед**		

Вечернее заседание (14-00 – 18-00)

Секция. Сейсмические и геологические опасности

Конвинер: к. геол.-мин. н. Гордеев Никита Александрович

14-00	*Завьялов А. Д.*	Динамика афтершоков сильного землетрясения: К 130-летию закона Омори	ИФЗ РАН, г. Москва
14-15	*Новиков В. А.*	Возможное воздействие пульсаций геомагнитного поля на афтершоковые последовательности сильных землетрясений	ОИВТ РАН, г. Москва
14-30	*Бурмин В. Ю., Петросян Г. Р.*	Анализ данных каталога ISC землетрясений Туркменистана с 1964 по 2021 гг	ИФЗ РАН, г. Москва
14-45	*Родкин М. В.*	О физике разноглубинных землетрясений – подтверждение теоретических моделей и новые возможности для прогноза	ИТПЗ РАН, г. Москва
15-00 15-15	*Чирков Е. Б.*	О порождении электротеллурических сигналов с крутыми фронтами (SES) трещинами при вариации локальной НДС	ИФЗ РАН, г. Москва
15-30 – 15-45	**Перерыв**		

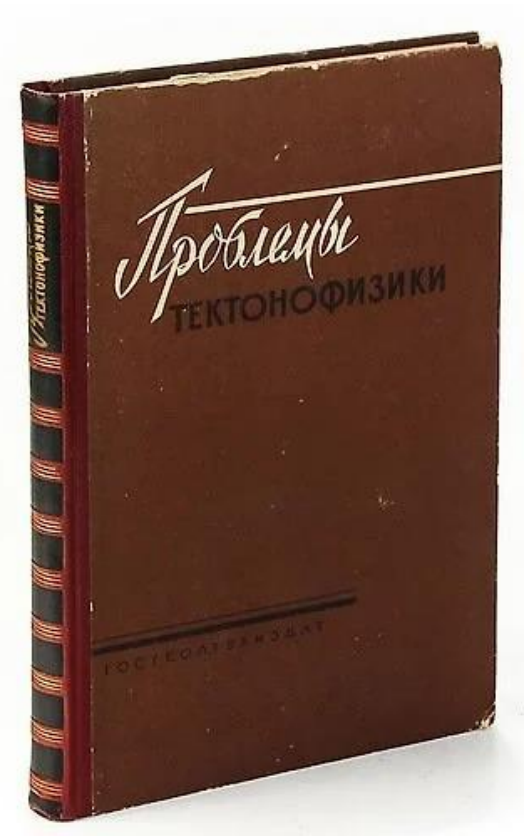
Секция. Сейсмические и геологические опасности

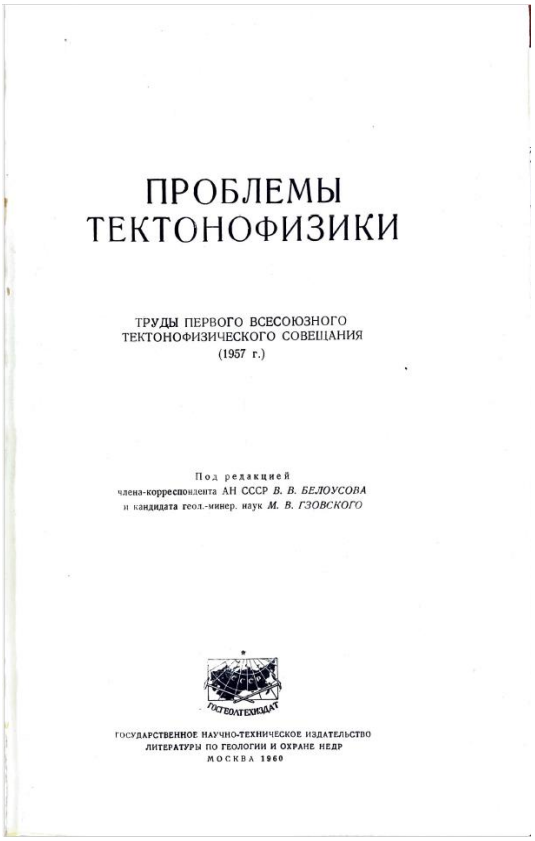
Конвинер: д. физ.-мат. н. Завьялов Алексей Дмитриевич

15-45	*Кузин А. М.*	Строение областей вторжения мантийного флюида по результатам анализа сейсмических МОГТ, ГСЗ и электромагнитных МТЗ данных	ИПНГ РАН, г. Москва
16-00	*Нугманов И. И.*	Исследование возможностей физически-информированных нейронных сетей для решения волнового уравнения и оценки сейсмических свойств геологической среды **(online)**	Университет Иннополис, г. Иннополис
16-15	*Баренбаум А. А.*	Изучение процессов тектоники и геодинамики в свете Галактоцентрической парадигмы	ИПНГ РАН, г. Москва
16-30	*Абдуллаев А. У.*	Сравнительный анализ гидрогеологических аномалий Кеминского катастрофического землетрясения 1911 г. в Средней Азии и Шемахинского землетрясения 1902 г. на Кавказе (в связи с проблемой прогнозирования сильных землетрясений) **(online)**	ИС, г. Алмата, Казахстан
16-45 17-00	*Алешин А. С.*	Парадокс сейсмического микрорайонирования и о сейсмотектонике северного побережья озера Иссык-Куль	ИФЗ РАН, г. Москва
17-00 – 18-00	**Обсуждение**		

18-00	**Закрытие конференции**

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. СОДЕРЖАНИЕ СБОРНИКА МАТЕРИАЛОВ «ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ», ВЫШЕДШЕГО ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЕРВОГО ВСЕСОЮЗНОГО ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ (1957 ГОДА)




ПРОБЛЕМЫ
ТЕКТОНОФИЗИКИ

ТРУДЫ ПЕРВОГО ВСЕСОЮЗНОГО
ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ
(1957 г.)

Под редакцией
члена-корреспондента АН СССР *В. В. БЕЛОУСОВА*
и кандидата геол.-минер. наук *М. В. ГЗОВСКОГО*

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1960

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие …… 3

ЧАСТЬ 1

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ

М.П. Воларович. Исследование физико-механических свойств горных пород при различных давлениях …….. 9
Б.В. Залесский, Ю.А. Розанов. Методы изучения физико-механических свойств горных пород ……. 38
П.А. Ребиндер. Структурно-механические свойства горных пород …… 51
И.В. Попов. Очередные задачи в области физического и механического изучения тектонически деформированных пород, важные для инженерной геологии ……... 55
Е.В. Цинзерлинг. Пластические деформации кристаллов кварца и некоторые влияющие на них факторы …….. 59
Я.Б. Фридман. Закономерности разрушения твердых тел применительно к задачам тектонофизики …….. 67
М.В. Гзовский. Физическая теория образования тектонических разрывов …… 78

ЧАСТЬ 2

МЕЛКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ И ПЕТРОТЕКТОНИКА

И.П. Кушнарев, Л.И. Лукин. Об изучении трещинной тектоники ……...… 99
Д.А. Казимиров, К.И. Кузнецова. Опыт изучения трещиноватости осадочной толщи складок Юго-Западной Ферганы ……..…… 111
Г.М. Вировлянский. Выявление характера и плана деформаций при анализе структуры рубных полей …… 112
Е.П. Сонбшкин. Об использовании оперяющих трещин при изучении структурных рудных месторождений жильного типа ……...… 134
Ю.С. Шихин. К вопросу о механизме обраования сколовых нарушений …….. 149
И.З. Корин. Роль трещинных структур в формировании месторождений гипергенного генезиса ….. 162
Е.А. Радкевич. О соотношении крупных и мелких разрывных нарушений …….. 168
Ф.И. Вольфсон. Место оруденения в ходе развития структур некоторых типов магматогенных месторождений ……..... 175
Н.И. Бородаевский. О приемах анализа данных, получамых при изучении структуры рудных полей ……..... 188
В.М. Крейтер. К вопросу о структурной зональности ……... 200
А.А. Белицкий. Механизм образования трещиноватости и тектонических разрывов …….. 201
Г.В. Чарушин. Изучение тектонической трещиноватости осадочных пород юга Сибирской платформы ……...… 216
И.С. Делицын. Причины возникновения метаморфической полосчатости кварцево-диопсидовых пород Западного Прибайкалья …… 230
Я.Н. Белевцев и Г.В. Тохтуев. Кливаж как особая форма микротектонических структур и его практическое и теоретическое значение …… 235
А.Е. Михайлов. Определение и классификация кливажа на примере кливажа, развитогов палеозойсских отложениях Центрального Казахстана …… 247
А.В. Пэк. О современном мостоянии методики микроструктурного анализа ……..... 248
Е.А. Кузнецов. Значение максимумов петроструктурных диаграмм по кварцу …… 258

ЧАСТЬ 3

КРУПНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ

В.В. Белоусов. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости) …… 261
Г.Д. Ажгирей. К методам изучения форм и происхождения крупных тектонических структур ….. 276
П.Н. Кропоткин. Явление сжатия и растяжения в земной коре и возможности их изучения …… 290
Н.И. Николаев. Механизм формирования складок и разрывов, развивающихся в новейшее время, на примере Каратау (Южный Казахстан) ……... 307
В.И. Кейлис-Борок. Исследования дислокаций в очагах землетрясений ……...… 309

ЧАСТЬ 4

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Л.С. Эйгенсон. Основы моделирования физических процессов …… 313
М.В. Гзовский. Моделирование тектонических процессов ……...… 315
Д.Н. Осокина. Пластичные оптически активные материалы для моделирования тектонических процессов и методы исследования механических и оптических свойств этих материалов …….. 345
Н.В. Михайлова. Методика исследования структурно-механических свойств упруго-пластично-вязких материалов ……... 361

Научное издание

Шестая Всероссийская тектонофизическая конференция,
приуроченная к 300-летию Российской академии наук

ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ

Материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием

Электронное текстовое издание

Утверждено к использованию
Редакционно-издательским советом
Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Электронное издание подготовлено в ИФЗ РАН
123242, г. Москва, Б. Грузинская ул., д. 10, стр. 1