



ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК в г. БИШКЕКЕ (НС РАН)

МЕЖДУНАРОДНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР -
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН (МНИЦ - ГП)



**ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ**

МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ

VII МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА

**19 - 24 июня, 2017
г. Бишкек**



НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РАН в г. БИШКЕКЕ
МЕЖДУНАРОДНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР-
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН

**ПРОБЛЕМЫ
ГЕОДИНАМИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ**

к 80-летию со дня рождения выдающегося ученого,
основателя и первого директора НС РАН
Юрия Андреевича Трапезникова (18.10.1936 – 13.04.1999)

**МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ
VII МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА**
19 – 24 июня, 2017
г. Бишкек, Киргизия

**PROBLEMS
OF GEODYNAMICS AND GEOECOLOGY
OF INTRACONTINENTAL OROGENS**

dedicated to 80th Anniversary of the birth of outstanding scientist,
founder and the first director of Research Station RAS –
Trapeznikov Yuri Andreevich (18.10.1936 – 13.04.1999)

**PAPERS
OF THE VII INTERNATIONAL SYMPOSIUM**
19-24 of June, 2017
Bishkek city, Kyrgyz Republic

Бишкек
2018

ОРГКОМИТЕТ СИМПОЗИУМА:

Председатель: Глико А.О. (Россия);
Сопредседатели: Борубаев А.А. (Россия), Гвишиани А.Д. (Россия), Эпов М.И. (Россия);
Заместители председателя: Кожоголов К.Ч. (Киргизия), Рыбин А.К. (Россия),

Щелочков Г.Г. (Россия);

Ученые секретари: Забиякова О.Б. (Россия), Герман К.А. (Россия, Киргизия),
Фортуна А.Б. (Киргизия);

Члены Оргкомитета: Лопатин А.В. (Россия), Абаканов Т.Д. (Казахстан), Абдрахматов К.Е. (Киргизия), Александров П.Н. (Россия), Антонов Ю.В. (Россия), Бакиров А.Б. (Киргизия), Богомолов Л.М. (Россия), Буслов М.М. (Россия), Варенцов Ив.М. (Россия), Дегтярев К.Е. (Россия), Дучков А.Д. (Россия), Зейгарник В.А. (Россия), Злотницки Ж. (Франция), Левин Б.В. (Россия), Лелёвкин В.М. (Россия, Киргизия), Леонов М.Г. (Россия), Маловичко А.А. (Россия), Мартышко П.С. (Россия), Молдобеков Б.Д. (Киргизия), Молнар П. (США), Морозов Ю.А. (Россия), Нагао Т. (Япония), Новиков В.А. (Россия), Рекер С. (США), Ритгер О. (Германия), Сакиев К.С. (Киргизия), Сарлис Н. (Греция), Селезнев В.С. (Россия), Соболев Г.А. (Россия), Сузуки К. (Япония), Хуанг К. (Китай), Шаров Н.В. (Россия).

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ СИМПОЗИУМА:

Председатель: Абдрахматов К.Е. (Киргизия)

Члены программного комитета: Буслов М.М. (Россия), Морозов Ю.А. (Россия),
Никольская О.В. (Киргизия), Соколова И.И. (Казахстан)

П78 Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Материалы докл. VII Междунар. симпозиума, г. Бишкек, 19–24 июня 2017 г. - Бишкек: ИС РАН, 2018. – 458 с. ISBN 978-9967-12-752-4

В Сборнике опубликованы материалы докладов, представленных на заседаниях VII Международного симпозиума «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов», который проходил с 19 по 24 июня 2017 г. в г. Бишкеке на базе Научной станции РАН и Международного научно-исследовательского центра – геодинамического полигона (МНИЦ-ГП). Ученые из России, Киргизии, Казахстана, Узбекистана, Таджикистана, Индии, Китая, Японии, Греции, Франции представили материалы, охватывающие основные направления исследований в области современной геодинамики и геоэкологии, геофизического и сейсмического мониторинга, оценки опасности экзогенных процессов в сейсмически активных областях.

Сборник может быть полезен широкому кругу специалистов, а также студентам и аспирантам в области исследования наук о Земле – геологии, геофизики, геомеханики и геоэкологии.

Доклады публикуются в авторской редакции.

Отв. редакторы: Рыбин А.К., Забиякова О.Б.

Проведение Симпозиума осуществлялось при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 17-05-20224) и Научной станции РАН в г. Бишкеке.

Утверждено к печати Ученым советом ИС РАН (протокол № 6 от 25.07.2018 г.)

П 1804030000-18
ISBN 978-9967-12-752-4

УДК 550.34
ББК 26.3

©Международный научно-исследовательский
центр - геодинамический полигон в г. Бишкеке
© Коллектив авторов, 2018

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию читателя сборник включает в себя материалы пленарных, секционных и стендовых докладов, представленных на Седьмом Международном симпозиуме «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» (19-24 июня 2017 г., г. Бишкек).

В работах, вошедших в сборник, рассматривается широкий спектр вопросов, связанных с комплексным изучением современной геодинамики активных регионов, а также соответствующих основным направлениям исследований, выполняемых Научной станцией РАН в г. Бишкеке:

- Геодинамика внутриконтинентальных орогенов: новейшие тектонические структуры, современные движения; влияние доорогенических структур на развитие неотектонических процессов
- Геодинамическая эволюция и тектоника докембрия-палеозоя Тянь-Шаня
- Глубинное строение и эволюция земной коры и верхней мантии в свете современных представлений геодинамики. Инструментальные методы изучения литосферы внутриконтинентальных орогенов: неоднородности, физическая природа границ
- Комплексный мониторинг сейсмоактивных областей. Вопросы взаимодействия геосфер, включая влияние физических полей на эндогенные процессы
- Напряженно-деформированное состояние земной коры, вопросы ее блокового строения и самоподобия геодеформационных процессов. Сейсмоструктура зон внутриконтинентальных орогенов
- Оценка сейсмической опасности, региональные исследования сейсмического режима
- Экологические и социальные последствия эндогенных и экзогенных геологических процессов, прогноз катастрофических событий (землетрясения, оползни, обвалы и др.)
- Электромагнитные методы при изучении сейсмоактивных регионов и в мониторинге геодинамических процессов. Развитие методов инверсии электромагнитных данных

Таким образом, рассмотренный в рамках Симпозиума обширный круг вопросов позволит читателю ознакомиться с последними результатами исследований в области геодинамики и геоэкологии, полученными участниками из России, Киргизии, Казахстана, Узбекистана, Таджикистана, Индии, Китая, Японии, Греции и Франции.

Сборник может быть полезен научным сотрудникам, преподавателям, аспирантам и студентам, занимающимся исследованиями в области наук о Земле.

Работа по организации и проведению Симпозиума выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (грант №17-05-20224).

Проведение Симпозиума приурочено к 80-летию со дня рождения выдающегося ученого, основателя и первого директора ИС РАН *Юрия Андреевича Трапезникова* (18.10.1936 – 13.04.1999).



ТРАПЕЗНИКОВ Юрий Андреевич
(18.10.1936 – 13.04.1999)

В 1978 году Юрием Андреевичем был заложен первый камень будущей Научной станции, у «штурвала» которой он находился более 20 лет. Как и задумывалось Ю.А. Трапезниковым, Научная станция стала ключевым геодинамическим полигоном Центральной Азии, а его научные идеи и поставленные им задачи послужили мощной базой для исследований последующих поколений ученых.

Пройдя длинный трудовой путь от техника-геофизика до директора Научной станции, Юрий Андреевич проявил себя как увлеченный своим делом, настойчивый и упорный ученый, обладающий способностью стратегического мышления и определения приоритетных научных направлений, как талантливый организатор и руководитель крупных международных научно-исследовательских проектов, как сильный лидер и идейный вдохновитель коллектива высококвалифицированных специалистов.

Человек остается в памяти до тех пор, пока живет и развивается то, чему были посвящены его идеи и мысли, пока продолжается то дело, которому он посвятил свою жизнь! В памяти коллег, друзей и соратников Юрий Андреевич Трапезников навсегда останется человеком неординарным, умеющим широко мыслить и находить нетривиальные решения сложных задач!

Рыбин А.К., Забиякова О.Б.

**ГЕОДИНАМИКА ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ:
НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ**

**ВЛИЯНИЕ ДООРОГЕНИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА РАЗВИТИЕ
НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ТЕКТОНИКА
ДОКЕМБРИЯ-ПАЛЕОЗОЯ ТЯНЬ-ШАНЯ**

СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ В СЕВЕРНОМ И СРЕДИННОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Буртман В.С.

vburtman@gmail.com

Геологический институт Российской академии наук, г. Москва, Россия

Проведен анализ направлений 1500 разломов и ассоциаций систем разломов региона. Определены системы разломов, которые были активны в разные эпохи деформации. Установлено, что в процессе позднекайнозойской деформации в Тянь-Шане не возникали новые системы разломов, происходило перемещение по палеозойским разломам подходящего направления.

Ключевые слова: система разломов, ассоциация систем разломов, орогенез, Тянь-Шань.

Введение. В докладе рассмотрена дизъюнктивная деформация верхней коры Тянь-Шаня, записанная в виде тектонических разломов. Представительными можно считать разломы, которые глубоко проникают в верхнюю кору или пересекают ее. Изучение активных разломов и гипоцентров внутрикоровых землетрясений показало [1], что глубина проникновения разломов в земную кору близка по величине к длине линий разломов на дневной поверхности. Мною учтены разломы, линии которых на земной поверхности имеют длину более шести километров.

В деформируемом теле, подвергнутом горизонтальному сжатию, возникают системы разломов первичной генерации, имеющие четыре направления. Вдоль направления наибольшего сжимающего напряжения образуются сбросы и раздвиги, и под углом 90° к этому направлению - взбросы и надвиги. Эта ортогональная ассоциация систем разломов, включающая системы разломов двух направлений, может быть названа сброс-взбросовой ассоциацией. Под углом к направлениям разломов этой ассоциации формируются системы сдвигов двух направлений, которые образуют сдвиговую ассоциацию систем разломов. В изотропном твердом теле сдвиговая ассоциация систем разломов также ортогональна - угол между направлениями двух систем сдвигов равен 90°. Угол между разломами, принадлежащими сброс-взбросовой и сдвиговой ассоциациям, в изотропном теле равен 45°. В земной коре этот угол может уменьшаться до 30° [2, 3]. Соответственно, угол между двумя системами разломов сдвиговой ассоциации может быть в интервале 60°-90°, между системами разломов сброс-взбросовой ассоциации он близок к 90° (рис. 1).

Исследование разломов региона включает составление розы-диаграммы направлений разломов. Анализ такой диаграммы позволяет выявить системы разломов и ассоциации систем разломов региона. Роза-диаграмма содержит разломы, функционировавшие в региональном поле напряжений, и разломы, которые возникли в локальных полях напряжений. Лучи диаграммы показывают системы разломов, которые имеют относительно широкое распространение в регионе, маркируя региональные системы разломов. Ассоциация систем разломов обычно состоит из двух лучей - взаимосвязанных систем разломов двух направлений. Тектонофизические эксперименты показали, что разломы в этих лучах часто имеют разную длину. Возможно также формирование лишь одного луча сдвиговых разломов [4].

Приводимые диаграммы показывают простирания разломов всех типов, кроме наволоков в подошве шарьяжей и пологих надвигов. Источником информации служили геологические карты. Фото-линеаменты, а также топографические, геофизические и комплексные линеаменты, при выделении которых значительна роль субъективного фактора [5], использованы не были. Исключение составляют разломы, активные в современную эпоху. Они надежно распознаваемы на снимках с космических и других летательных аппаратов.

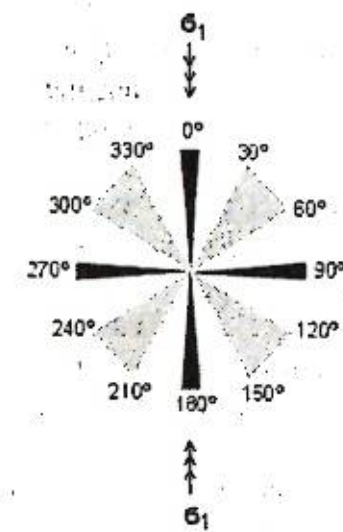


Рисунок 1 – Интервалы направлений, в которых могут возникать и функционировать в региональном поле напряжений системы разломов сброс-взбросовой (черные поля) и сдвиговой (серые поля) ассоциаций. σ_1 – направление максимального нормального напряжения в региональном поле напряжений

Тянь-Шань – палеозойский складчатый пояс, который в палеозое испытал покровно-складчатые деформации и орогенез и в позднем кайнозое подвергнут неотектоническому орогенезу. Палеозойский Тянь-Шань состоит из варисской и каледонской провинций (рис. 2), в которых было разное количество эпох деформации.

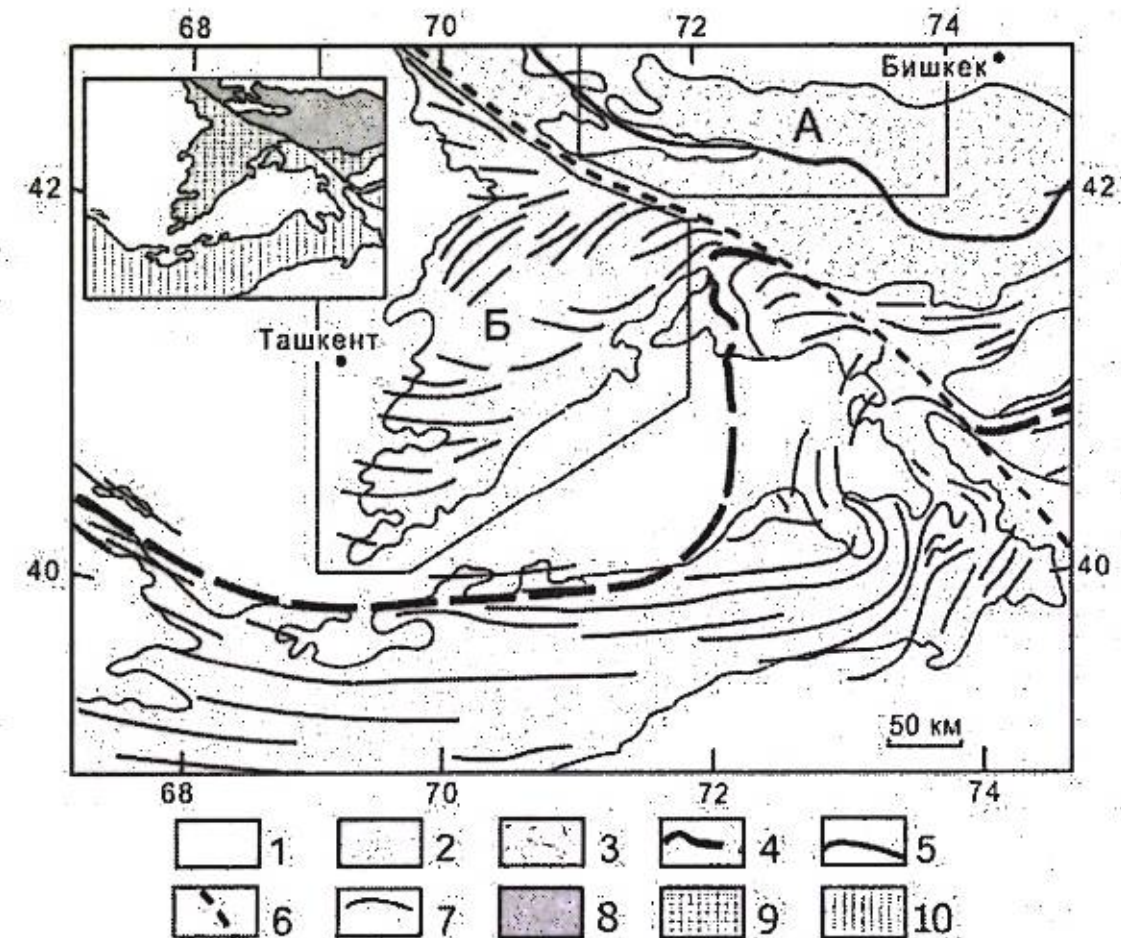


Рисунок 2 – Палеозойские тектонические провинции Тянь-Шаня
1 – кайнозой и мезозой, 2 – варисская провинция, 3 – каледонская провинция, 4-5 – океанические сутуры (4 – Туркестанского океана, 5 – Терской океана), 6 – Таласо-Ферганский позднепалеозойский сдвиг, 7 – оси позднепалеозойских складок в варисской провинции Тянь-Шаня; 8-10 – геолого-географические области во врезке: 8 – Северный Тянь-Шань, 9 – Средний Тянь-Шань, 10 – Южный Тянь-Шань

Варисский Тянь-Шань. В варисской провинции Тянь-Шаня были две эпохи деформации, охватившие всю провинцию, – позднепалеозойская и позднскандинавская. Позднепалеозойские деформации связаны с коллизией Таримского и Казахстанского сиалических блоков. Туркестанский океан, разделявший эти сиалические блоки, был закрыт в визейском веке позднего карбона. Сутура Туркестанского океана (рис. 2) разделяет тектонические зоны Южного и Срединного Тянь-Шаня, история и стиль деформаций в этих зонах имеют значительные отличия.

На территории Южного Тянь-Шаня находятся многослойные шарьяжи, которые формировались на окраине Туркестанского океана и на дне Туркестанского моря (наследника этого океана) на ранней стадии варисской деформации – в позднекаменноугольное и раннепермское время [6]. Деформации поздней стадии, сопровождаемые орогенезом, происходили в позднепермское время. В процессе орогенеза автохтон и шарьяжи были смяты в синформные и антиформные складки. При этом, наволоки приобрели крутой наклон и их линии на земной поверхности, нередко, – простираются вдоль складчатого пояса.

На территории Срединного Тянь-Шаня – севернее сутуры Туркестанского океана – нет шарьяжей раннего этапа варисской деформации. Это способствовало выбору Чаткальского района Срединного Тянь-Шаня (Б, рис. 2) для изучения направлений разломов в орогенные эпохи. Диаграмма I (рис. 3) показывает простирающиеся 439 разломов в Чаткальском районе, который охватывает территорию Кураминского, Чаткальского, Пскемского и Угамского хребтов, горы Каржангау, западную часть южного склона Таласского хребта и межгорные долины. Географические координаты этой территории: 40°–43° с.ш., 69°–72° в.д., источник данных о разломах – [7].

На диаграмме I видны две ортогональные ассоциации систем разломов (I-1 и I-2, рис. 3). Каждая ассоциация состоит из двух систем разломов – двух лучей, направленных под углом около 90° друг к другу. Ассоциация I-1 включает лучи 0°/180° и 90°/270°, ассоциация I-2 – лучи 40°/220° и 120°/300°. Угол между системами разломов, принадлежащим разным ассоциациям – 30°–50°.

Тяньшанская позднепалеозойская складчатая система имеет в современных координатах субширотное простираение. Направление сжимающего напряжения при формировании складок было близко к меридиональному (в современных координатах). В таких условиях, ассоциация I-1 была сброс-взбросовой, ассоциация I-2 – сдвиговой. Это подтверждается результатами полевых исследований смещений по разломам [8]. Диаграмма I имеет также луч 70°/250°, направленный под углом 20° к ближайшему лучу, который принадлежит ассоциации I-1. Система разломов такого направления не могла быть создана или активна в поле напряжений, в котором функционировали разломы ассоциаций I-1 и I-2. Вероятно, это разломы другого возраста.

Складки, сформированные в позднем палеозое на территории Чаткальского района, имеют широкий спектр направлений (рис. 2), говорящий о локальных полях напряжений, параметры которых отличались от параметров регионального поля напряжений, в котором функционировали разломы ассоциаций I-1 и I-2. Такая картина свидетельствует о том, что движения по большинству разломов и формирование большинства складок происходили в разное время, на разных стадиях деформации. Этот вывод находится в соответствии с полевыми наблюдениями, которые показали, что многие позднепалеозойские разломы, особенно – сдвиги, возникли после смятия пород в складки [8].

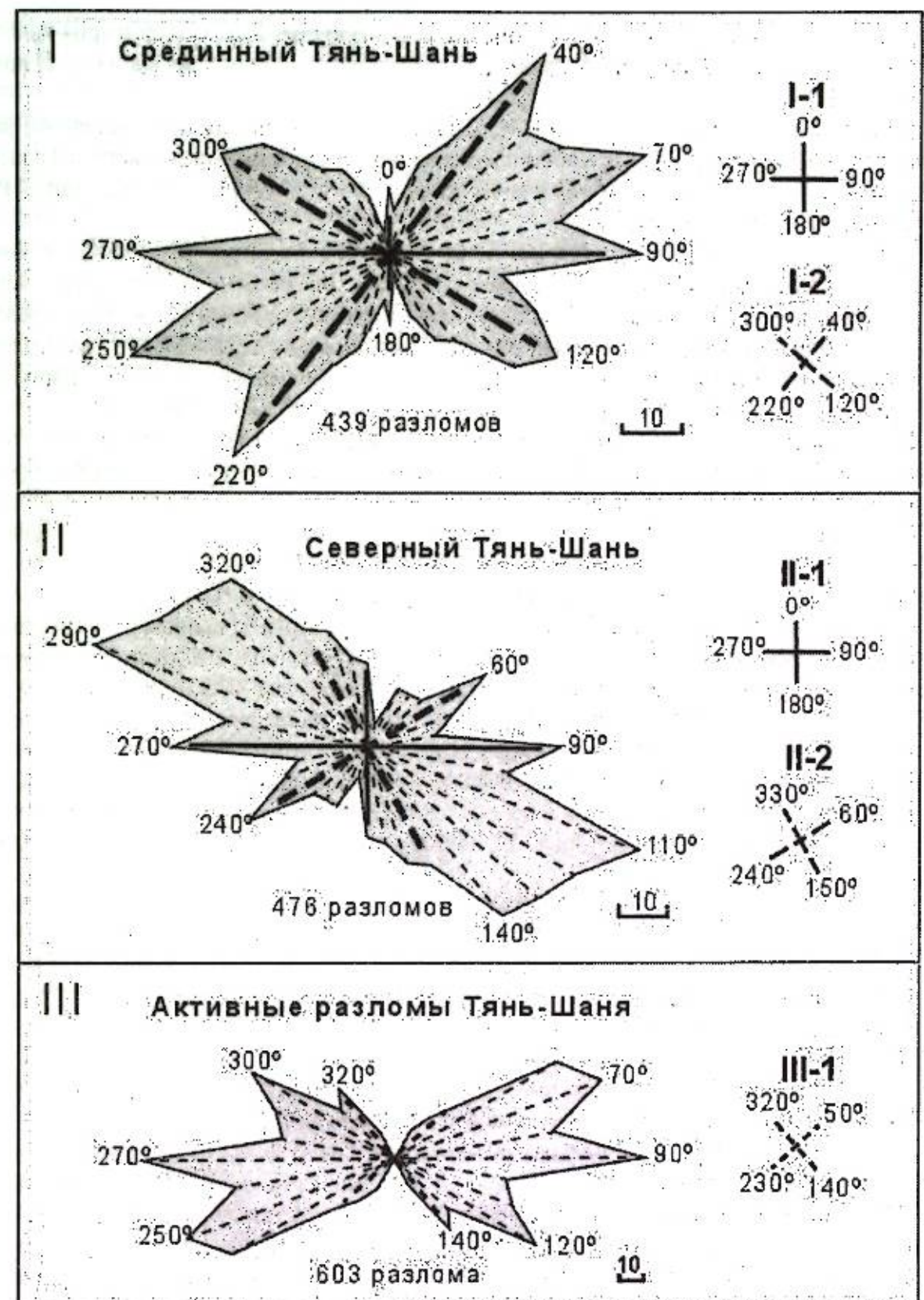


Рисунок 3 – Диаграммы (I – III) направлений разломов (полярные проекции, интервал – 10°): I – Чаткальский район варисской провинции Тянь-Шаня (Б, рис. 2), II – Западный район каледонской провинции Тянь-Шаня (А, рис. 2), III – разломы, активные в современную эпоху на всей территории Тянь-Шаня

Каледонский Тянь-Шань. В каледонской провинции Тянь-Шаня было четыре или более эпох орогенеза. В среднем ордовике был закрыт Терской океан, который в раннем палеозое разделял Исыккульский (Северо-Тяньшанский) и Сырдарьинский сиалические блоки [8]. Коллизия этих сиалических блоков сопровождалась орогенными деформациями и формированием позднеордовикской молассы. Распространение в регионе молассы позднего

левона свидетельствует об орогенных процессах и в это время. Затем, территория каледонид вместе со всем Тянь-Шанем была охвачена орогенезами в пермское время и в позднем кайнозое.

Диаграмма II (рис. 3) показывает простирания 476 разломов в западном районе Северного Тянь-Шаня (А, рис. 2). Район находится на территории Киргизского и Таласского хребтов и межгорных долин, географические координаты территории: 42° - 43° с.ш., 71° - 74° в.д., источники данных - [9, 10].

Диаграмма II имеет два луча ($60^{\circ}/240^{\circ}$ и $90^{\circ}/270^{\circ}$) и широкую полосу, в которой преобладают разломы СЗ/ЮВ простирания. Лучи диаграммы показывают наиболее распространенные направления разломов. В поле диаграммы вне ее лучей, среди разломов других направлений, нередко находятся разломы, ассоциированные с разломами этих лучей диаграммы, но не столь широко распространенные. На диаграмме показаны направления таких разломов, которые ассоциированы с разломами лучей $60^{\circ}/240^{\circ}$ и $90^{\circ}/270^{\circ}$.

На диаграмме II можно выделить ассоциации систем разломов II-1 и II-2, ориентированные под углом 30° одна к другой. Ассоциация II-1 идентична сброс-взбросовой позднепалеозойской ассоциации систем разломов I-1. Это - свидетельство в пользу вывода о том, что разломы ассоциации II-1 в каледонидах были сформированы в процессе позднепалеозойского орогенеза, который охватил территорию всего Тянь-Шаня. Сдвиговой ассоциацией систем разломов, активных в эту эпоху, могла быть ассоциация II-2.

Полоса СЗ/ЮВ направления на диаграмме II содержит данные о 199 разломах, имеющих простирание в интервале 110° - $140^{\circ}/290^{\circ}$ - 320° . В пределах диаграммы II невозможно выделить ассоциации систем разломов с участием разломов, простирания вдоль этой полосы. СЗ/ЮВ направление имеет сутура раннепалеозойского Терскойского океана в рассматриваемом районе (рис. 2). Это позволяет предположить связь разломов СЗ/ЮВ простирания с коллизионным процессом, происходившим в каледонидах в среднем и позднем ордовике. Обилие разломов в полосе СЗ/ЮВ направления может быть результатом присутствия в ней наволоков, которые приобрели крутое залегание в результате смятия в складки.

Активные разломы Тянь-Шаня. В позднем кайнозое Тянь-Шань был подвергнут повторному орогенезу. Многие разломы этого этапа деформации Тянь-Шаня были активны в позднем плиоцене-голоцене. Диаграмма III (рис. 3) показывает простирания 603 активных разломов, расположенных на территории всех тектонических зон Тянь-Шаня, - в координатах 35° - 45° с.ш., 65° - 95° в.д. Источник данных - карты активных разломов Евразии [11-13].

У диаграммы III - четыре луча. Наименьший из них указывает на существование слабо развитой ассоциации систем разломов III-1, в которой разломы имеют простирание $50^{\circ}/230^{\circ}$ и $140^{\circ}/320^{\circ}$. Эти простирания близки к направлениям систем разломов в позднепалеозойских ассоциациях I-2 и II-2. Три больших луча диаграммы III простирания под 20° - 30° один к другому. В поле диаграммы нет ассоциированных с ними разломов. Аналоги этих лучей диаграммы III присутствуют на диаграммах палеозойских разломов: луч с простиранием $90^{\circ}/270^{\circ}$ есть на диаграммах I и II, лучи $120^{\circ}/300^{\circ}$ и $70^{\circ}/250^{\circ}$ - на диаграмме I, луч $140^{\circ}/320^{\circ}$ - на диаграмме II. Всё это свидетельствует о том, что в процессе позднекайнозойской деформации Тянь-Шаня в большинстве случаев не возникали новые разломы, а происходили перемещения по палеозойским разломам. Полевое изучение активных разломов показало широкое распространение среди них разломов палеозойского происхождения.

Позднекайнозойский орогенез Тянь-Шаня обусловлен коллизией Индостанского континента с Евразией. Кинематика активных разломов и данные GPS свидетельствуют о направлении сжимающих напряжений Тяньшанского региона в это время. Положение оси максимального нормального напряжения регионального поля напряжений было близко к горизонтальному, направление этой оси - близко к меридиональному. Позднекайнозойский орогенез происходит в Тянь-Шане в поле напряжений, ориентировка которого подобна ориентировке позднепалеозойского поля напряжений. Небольшая ассоциация систем

разломов III-1 может быть результатом реактивации позднепалеозойской ассоциации, но широкой реактивации палеозойских ассоциаций не произошло. «Оживали» позднепалеозойские разломы в региональных полях напряжений, возникавших при землетрясениях.

Заключение. В варисцидах Среднего Тянь-Шаня выявлены системы разломов и их ассоциации, сформированные в процессе позднепалеозойского орогенеза. Установлено, что движения по большинству разломов этого региона и формирование большинства складок происходили в разных полях напряжений, - на разных этапах позднепалеозойской эпохи деформации. В каледонидах Северного Тянь-Шаня выявлены: ассоциация систем разломов, имеющая позднепалеозойское происхождение и разломы, которые, вероятно, имеют раннепалеозойский возраст. Проведенное исследование показало, что анализ ассоциаций систем разломов региона позволяет определить системы разломов, которые были активны в разные эпохи деформации и способствует систематизации многоэтапных дизъюнктивных деформаций верхней коры региона.

Установлено, что в процессе позднекайнозойской деформации в обеих провинциях Тянь-Шаня не возникали новые системы разломов, - происходило перемещение по палеозойским разломам подходящего направления. Это свидетельствует о необходимости избегать при строительстве близости не только к активным, но и к древним неактивным разломам.

Благодарности. Автор благодарен Д.М. Бачманову и В.Г. Трифонову, которые разрешили использовать при составлении диаграммы III дополненный ими вариант карт активных разломов Евразии.

Литература

1. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
2. Burtman V.S. Stationary network of continental faults and mobilism // *Geotectonics*, 1978. Vol. 12(3). P. 177-184.
3. Moody J.D., Hill M.J. Wrench-fault tectonics // *GSA Bull*, 1956. Vol. 67 (9). P. 1207-1246.
4. Шерман С.И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы // Проблемы разломной тектоники. Ред. Логачев Н.А., Шерман С.И. Новосибирск: Наука, 1981. С. 5-44.
5. Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Гончаров М.А., Наймарк А.А., Копяев А.В. Линеаменты, планетарная трещиноватость и регматическая сеть: суть явлений и терминология // *Геотектоника*. 2014. № 2. С. 75-88.
6. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
7. Геологическая карта СССР масштаба 1:1.000.000, лист К-42,43. Ред. Клишевич В.Л. М.: Мингео СССР, 1990.
8. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: Геос. 2006. 215 с.
9. Буртман В.С., Каткова Н.С., Кордун Б.М., Медведев В.Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200.000, лист К-43-XIV. М.: Госгеолитиздат, 1961.
10. Киселев В.В., Королев В.Г. Бешташ-Терекский правый сдвиг и сдвиговая тектоника в западной части Северного Тянь-Шаня // *Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня*. Ред. Адышев М.М. Фрунзе: Илим, 1964. С. 61-78.
11. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий, масштаб 1:8.000.000. Ред. Трифонов В.Г. М.-Иркутск: АН СССР, 1986.
12. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран, масштаб 1:2.500.000, Ред. Сидоренко А.В. Мингео СССР, 1980.
13. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: Геос. 2002. 224 с.

СТРУКТУРЫ И КИНЕМАТИКА КАЙНОЗОЙСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В РАЙОНЕ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Лаврушина Е.В., Пржнялговский Е.С.

Catherinelav@yandex.ru

Геологический институт Российской академии наук, г. Москва, Россия

Проведенные исследования в пределах Алайского хребта были направлены на изучение структурного и морфоструктурного проявления позднекайнозойских деформаций в мезозойско-кайнозойском чехле и палеозойском фундаменте. Полевое изучение структурных парагенезов и кинематических индикаторов деформаций проводилось в Алайской и Кичи-Каракольской впадинах и в их горном обрамлении. На основании полученных данных были реконструированы кинематические обстановки деформаций (сдвига, транспрессии), изменяющиеся в соответствии с ориентировкой главенствующих разломов, определены основные фазы структурной перестройки в разных зонах рассмотренного сегмента области сочленения Памира и Тянь-Шаня.

Ключевые слова: кайнозойские деформации, стресс-режимы, палеозойский фундамент, мезозойско-кайнозойский чехол, Алайская впадина, Кичи-Каракольская впадина, Тянь-Шань.

Полевые исследования в пределах северного борта Алайской впадины и в Кичи-Каракольской (Южно-Гюльчинской) впадин Южного Тянь-Шаня были направлены на изучение структурных парагенезов и стресс-режимов деформаций в мезозойско-кайнозойском осадочном чехле и активизированных в кайнозое разломов в палеозойском фундаменте. На западе Алайской долины на южном склоне и в предгорьях Алайского хребта (на высотах 2900 – 3700 м) обнажается наиболее полный разрез отложений мезозойско-кайнозойского чехла, контактирующих с пестрыми по составу палеозойскими комплексами складчато-метаморфического фундамента. Все отложения чехла, за исключением несогласно лежащих плиоцен-плейстоценовых конгломератов и более поздних рыхлых четвертичных отложений, складчато деформированы и гипсометрически подняты от поверхности долины р. Кызыл-Су на сотни метров. Резкая фациальная неоднородность разрезов по простиранию Алайской впадины, установленная для отложений мела – палеогена может объясняться конседиментационными деформациями ложа впадины, связанными с развитием бассейна типа пул-апорт. При этом, судя по фациям мелководных морских отложений верхнего мела, отмеченных как в бортовой части, так и опорной скважине 1Р-Алай в ее центре [1], прогибание носило преимущественно компенсированный характер.

В районе пос. Дороот-Коргон борт впадины осложнен рамповым прогибом СЗ простирания, ориентированным косо к простиранию впадины (рис. 1). Его ограничениями с СВ и ЮЗ служат разломы сдвига-взбросовой кинематики, с севера сохраняется первичный стратиграфический контакт отложений чехла с фундаментом, частично перекрытый надвигом палеозойских пород с южным направлением смещения. Внутри рампового прогиба обнажаются нижнеюрские, меловые, палеогеновые и неогеновые отложения, залегающие согласно в виде единой падающей в целом моноклинально на Ю – ЮВ толщи, с преобладающими углами падения 25 – 35°. Складки, иногда сжатые, с опрокинутыми залеганиями слоев приурочены к зонам разломов. Все главные разломы СЗ, ССЗ и субширотного простирания представляют собой взбросы или крутые надвиги с налеганием комплексов палеозойского фундамента на отложения чехла и нижележащих отложений чехла на более молодые. Тектонические борозды, ориентировка осей приразломных складок и другие кинематические индикаторы указывают на сдвиговую составляющую смещений для взброса, ограничивающего долину верховьев р. Кызыл-Эшме – ЮЗ границы рампового

прогиба. Амплитуда взбросо-сдвиговых левосторонних смещений по крутопадающему на ЮЮЗ сместителю составляет 0.5 – 1.5 км.

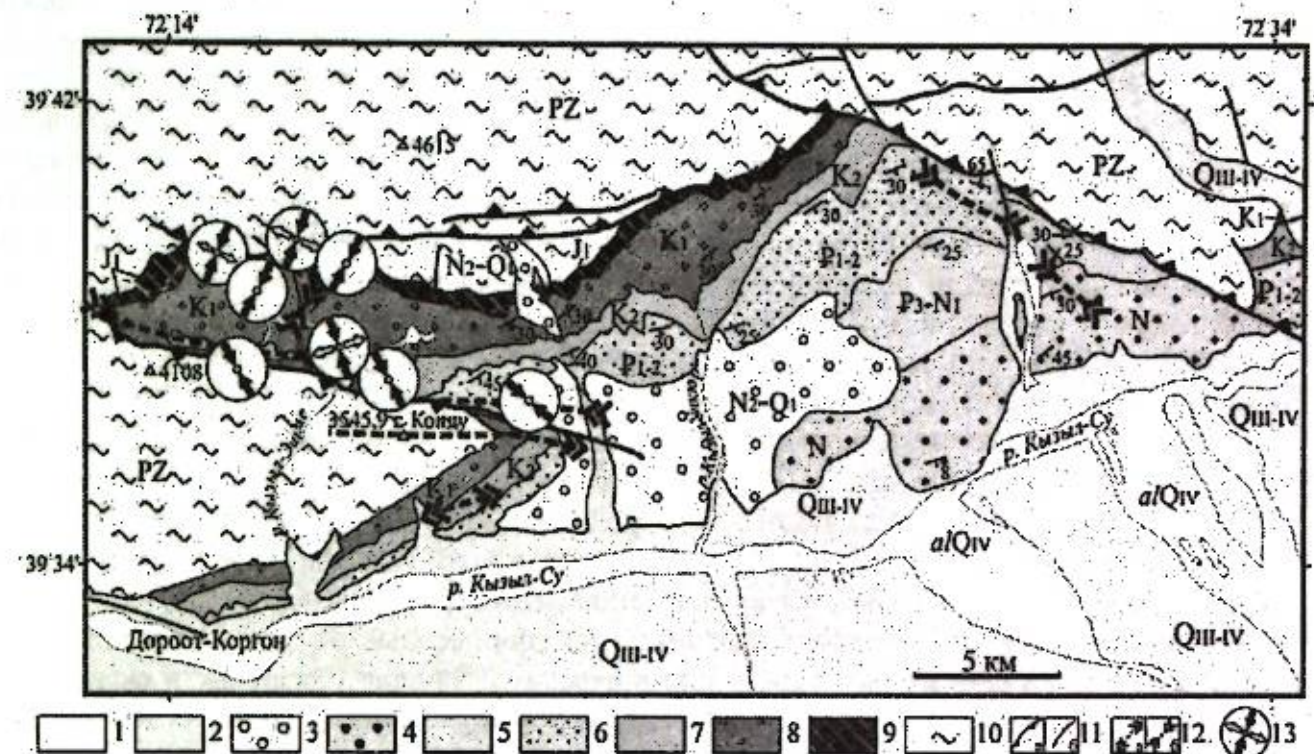


Рисунок 1 – Позднекайнозойские структуры и локальные кинематические обстановки в северном борту Алайской впадины. 1 – голоценовые аллювиальные отложения; 2 – плейстоценовые отложения; 3 – миоцен-плиоценовые валунно-галечные отложения; 4 – неогеновые песчано-галечные отложения; 5 – олигоцен-миоценовые глинистые отложения; 6 – палеоцен-эоценовые известковистые отложения; 7 – позднемеловые известковистые отложения; 8 – нижнемеловые глинистые красноцветные отложения; 9 – юрские угленосные отложения; 10 – палеозойские мрамора; 11 – главные надвиги и прочие активные разломы; 12 – оси складок в осадочном чехле: а – оси антиклиналей, б – оси синклиналей; 13 – предполагаемые траектории тектонического течения в фундаменте (относительно центра впадины); 13 – диаграммы кинематических обстановок по [2] (стрелками показана ориентировка горизонтальных проекций главных осей палеонапряжений)

В тектонических зонах на основании статистической обработки данных ориентировок зеркал и борозд смещений анализировались стресс-режимы и кинематика движений. Для реконструкции палеонапряжений использовалась программа «Win-Tensor» [2]. На основании данных о кинематике смещений по трещинам, об их ориентировках и других структурных данных программа позволяет рассчитывать положение главных осей напряжений, коэффициента Лодэ-Надаи и другие параметры. В наглядной форме стресс-режимы выводятся в виде диаграмм с указанием положения горизонтальных проекций главных осей напряжений. Рассчитанные ориентировки главных осей напряжений, в целом, хорошо коррелируются с простиранием осей складок в чехле и кинематическими индикаторами активных разломов в обнажениях (см. рис. 1). На схеме видно, что положение осей главных сжимающих напряжений для рамповой структуры заметно отличаются в южном и северном разломных ограничениях. С севера, в пределах Акмунайской разломной зоны, устанавливается левосдвигово-надвиговая кинематическая обстановка с субгоризонтальным положением оси сжатия СВ простирания. В пределах южного ограничения (в районе г. Конду) преобладает надвиговая обстановка с СЗ простиранием оси сжатия.

Единственное значимое структурное несогласие в отложениях осадочного чехла отмечено в основании пачки валунно-галечных конгломератов плиоцен-плейстоценового

возраста (по другим данным – миоцен-плиоценовых [1]), залегающих субгоризонтально на разновозрастных нижележащих отложениях. Этот факт имеет важное значение для определения главной фазы кайнозойских деформаций в районе Алайского хребта. Наклон слоев и образование складок в осадочном чехле, возникновение амплитудных разломов, в фундаменте, чехле и на их контактах, надвигов под рыхлыми отложениями (подтвержденных сейсмопрофильными работами [1]), подъем участков борта впадины и значительная денудация – все это произошло во временном интервале после накопления неогеновой песчано-галечной толщи. В течение этой орогенной фазы были активизированы и частично возникли многочисленные разломы фундамента, обеспечив возможность сложной и неоднородной деформации палеозойских комплексов, деформации и частичной денудации вышележащих платформенных осадочных пород на всей площади Алайского хребта и в его окружении. Свидетельств четвертичных движений в том числе сейсмогенных, характерных для южного борта, в северном борту впадины не много.

Современные тектонические структуры южного борта Алайской впадины совершенно иные. Главный Памирский надвиг (ГПН), самый северный в системе надвиго-покровных структур северного склона Заалайского хребта Памира, ограничивает выровненную часть Алайской долины с юга, отделяя ее от холмистых предгорий Памира. На всем протяжении этой хорошо выраженной в рельефе субширотной структуры неогеновые отложения (или верхнемеловые на других участках) надвинуты на современные отложения плейстоцена-голоцена, иногда залегая на них в виде тектонических останцов. Смещения и складчатые деформации проявились в плейстоценовых отложениях, а также в системе деформаций выровненной поверхности позднеплейстоценовых аллювиальных шлейфов временных водотоков. Структурные наблюдения проводились в глубоких врезках рек и ручьев, пересекающих ГПН, а также на участках морфоструктурного проявления современных движений. В аллохтонной части ГПН неогеновые отложения, представленные прочными конгломератами и песчаниками, слагают пологие складки с субширотной ориентировкой осей. Крутые залегания отмечаются во фронтовых принадвиговых складках и в редких гребневидных антиклиналях, предположительно маркирующих зоны крутых нарушений, осложняющих аллохтон. Сместитель надвига на поверхности падает на юг с углами $25^\circ - 40^\circ$. Плейстоценовые валунно-галечные рыхлые отложения смещены до 8-10 м. Во фронтальной части надвиг в поперечном разрезе образует веер из 2-х или 3-х сместителей, отчетливо проявленных в виде систем уступов выровненной поверхности (террасы) Q_{3-4} . Высота уступов обычно составляет 3-8 м, а суммарное превышение по ним достигает 12 м. Уступы размыты современными водотоками и представляют собой интегральные сейсмоуступы ряда землетрясений и деформаций крипового смещения по разломам.

Структурные исследования в пределах Кичи-Каракольской впадины, расположенной в северных отрогах Алайского хребта и вытянутой в СВ направлении в соответствии с простиранием активизированных разломов в палеозойском фундаменте, были направлены на изучение деформаций в осадочном чехле и вдоль контактов с палеозойскими комплексами (рис. 2). В районах распространения чехольных комплексов, представленных, как и в Алайской впадине, мезозойско-кайнозойскими терригенно-карбонатными толщами, проводилось детальное геологическое картирование с целью изучения морфологии и кинематики постседиментационных деформаций. Современная структура впадины определяется активным Гюльчинским разломом, протянувшимся вдоль ее ЮВ борта, по которому палеозойские мрамора и метаморфические сланцы тектонически контактируют с разновозрастными мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Оси складок в чехле имеют преимущественно СВ ориентировку и меняют простирание в соответствии с простиранием выгнутого по дуге главного разлома.

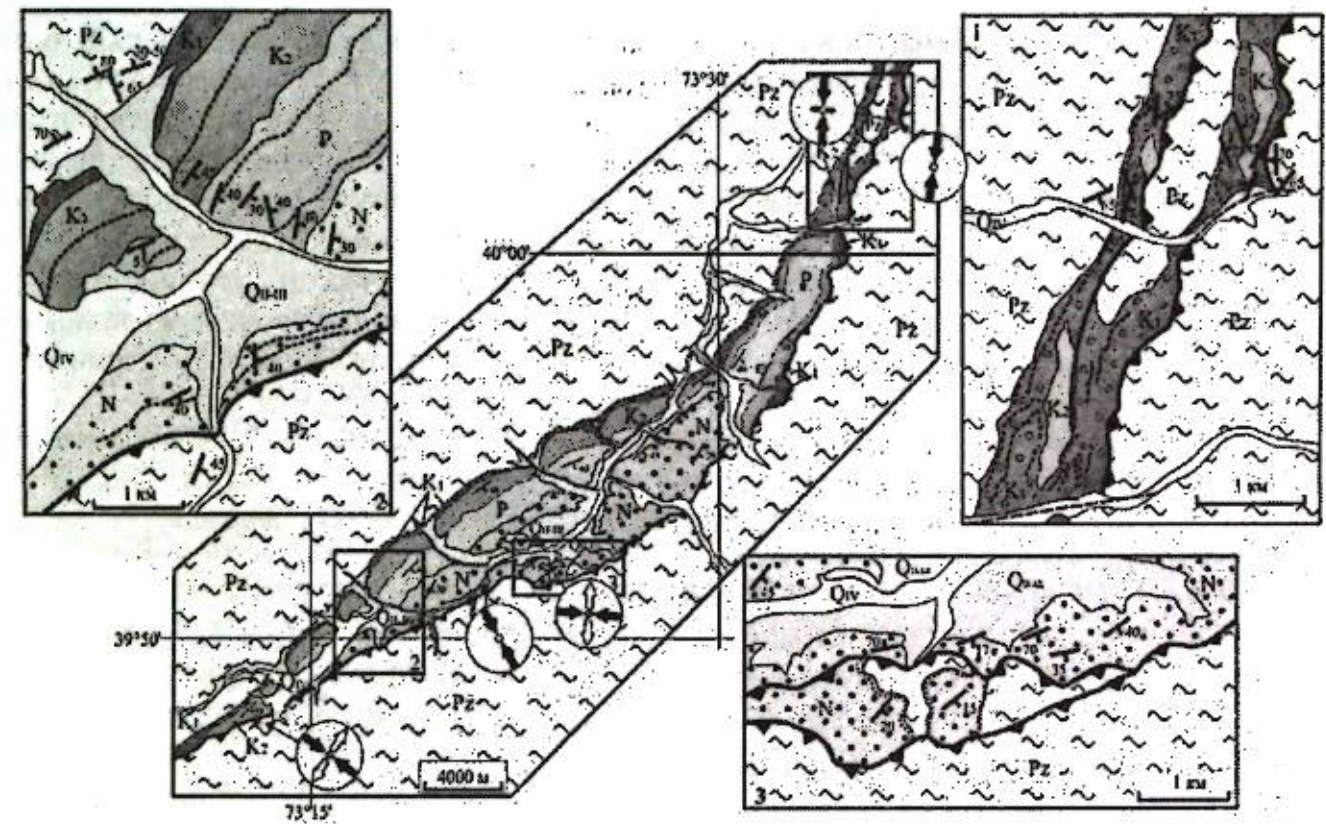


Рисунок 2 – Позднекайнозойские структуры и локальные кинематические обстановки в районе Кичи-Каракольской (Южно-Гюльчинской) впадины. Условные обозначения – см. рис. 1

В результате программной статистической обработки данных индикаторов смещений по трещинам были выявлены вариации в положении ориентировок главных осей напряжений и кинематических обстановок на юге и севере Кичи-Каракольской впадины. На юге впадины преобладают преимущественно сдвигово-надвиговая деформация с СЗ-субширотным простиранием и субгоризонтальным положением главной оси сжатия, тогда как в южной части впадины ее положение меняется на меридиональное, и отвечает обстановке сжатия. Такое положение осей не противоречит данным других авторов [3], а подобная смена ориентировок главных осей напряжений, скорее всего, связана со сменой общего простирания Гюльчинского разлома, который изгибается согласно простиранию других разломов и складок в палеозойских комплексах в пределах Ферганской флексуры.

Таким образом, парагенез возникших в конце плиоцена складчатых и разрывных структур в чехле и фундаменте для рассмотренных выше впадин может соответствовать транспрессивной обстановке с пологой ориентировкой оси главных сжимающих напряжений по азимуту СВ – ЮЗ. Возникновение сопряженных антиклинальных и синклиналиных складок или систем горстов и грабенов, ориентированных косо к простиранию главной шовной структуры (так называемых «структур крокодила»), является характерным признаком сдвиговых деформаций и указывает на ширину зоны тектонического влияния генеральных структур, например, для серии разломов Алайской долины – не менее 10-15 км. Причинами возникновения подобных структур является закономерное изменение параметров поля напряжений и локальных кинематических обстановок по простиранию зон сдвигового течения. Определенные нами стрессовые режимы в Алайской и Кичи-Каракольской впадинах (по тектоническим зеркалам в отложениях чехла) отвечают преимущественно сдвиговым и транспрессионным обстановкам с левосторонним смещением по главным разломам (Акмуйнакской зоне, Гюльчинскому разлому), причем оси максимального сжатия в большинстве случаев ориентированы круто к разломам даже при смене их простирания.

Незначительные вариации в ориентировке осей и изменения направлений сдвиговой составляющей смещений по второстепенным разломам (например, вдоль северного склона г. Конду) вполне соответствуют общей транспрессионной обстановке. Региональные вариации стресс-режимов района Алайского хребта отражают генерализованные горизонтальные перемещения верхнекоровых объемов в конце кайнозоя, неоднородность которых ранее отмечалась по вариациям наклонов слоев чехла [4]. Активизация многочисленных разломов палеозойского фундамента являлась предпосылкой катакластического течения масс на границе Памира и Тянь-Шаня с учетом корового раздела по Талассо-Ферганскому разлому и строением Ферганской флексуры, современный облик которой окончательно оформился в кайнозой.

Исследования проводились по теме госзадания ГИН РАН № 0135-2016-0012 (изучение структурных парагенезов) и при финансовой поддержке Проекта РФФИ № 16-05-00357 (анализ кинематических индикаторов разновременных тектонических смещений).

Литература

1. Coutand I., Strecker M.R., Arrowsmith J.R., Hilley G., Thiede R.C., Korjenkov A., Omuraliev M. Late Cenozoic tectonic development of the intramontane Alai Valley, (Pamir-Tien Shan region, central Asia): An example of intracontinental deformation due to the Indo-Eurasia collision // *Tectonics*. Vol. 21. № 6. 2002. P. 1-19.
2. Delvaux D., Sperner B. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Special Publ., vol. 212. Geological Society, London, 2003, pp. 75-100.
3. Sippl C., Ratschbacher L., Schurr B., Krumbiege C., Rui H., Pingren L., and Abdybachev U. The 2008 Nura earthquake sequence at the Pamir-Tian Shan collision zone, southern Kyrgyzstan, *Tectonics*, 2014, 33. P. 2382-2399.
4. Лукина Н.В. О деформированности поверхности палеозойского фундамента восточного Каратегина и западного Алая // *Геотектоника*. 1973. № 2. С. 68-71.

ЗОНЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ РАЗНОНАПРАВЛЕННЫХ ЛИТОСФЕРНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОТОКОВ (ПАМИРСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УЗЛЫ)

Леонов М.Г.¹, Гарецкий Р.Г.²

mgleonov@yandex.ru

¹Геологический институт Российской академии наук, г. Москва, Россия

²Институт Природопользования Национальной академии наук Беларуси, г. Минск, Белоруссия

Изучение взаимодействия литосферных плит (плито-потоков) – одна из приоритетных задач геодинамики. В статье приведен материал по геологии и геодинамике зон схождения нескольких литосферных сегментов, образующих в пределах континентальной коры своеобразные конвергентные геодинамические узлы. Рассмотрены области конвергенции литосферных сегментов (плито-потоков) в пределах Восточно-Европейской платформы и Памирско-Гималайского сегмента Азии.

Ключевые слова: Восточно-Европейская платформа, конвергенция, Памир, платформа, плито-поток, подвижный пояс.

Введение. Изучение взаимодействия литосферных плит (плито-потоков) – одна из приоритетных задач геодинамики [1, 2]. Областям конвергенции плит, вошедших в континентальную кору, соответствуют протяженные линейные зоны концентрированной деформации (сутуры), и они обычно маркируют контакт двух литосферных сегментов. В пределах коры современных океанов также существуют линейные пояса (зоны спрединга), но они соответствуют зонам дивергенции литосферных сегментов [3]. Кроме линейных швов, в пределах океанской литосферы известны и так называемые точки тройного сочленения, которые фиксируют центры расхождения трех сегментов океанской коры. Но если в океанах имеются области *тройного раздвижения* плит, то, исходя из логики процесса движения горных масс [4], в пределах континентов возможно наличие областей *тройного схождения* литосферных сегментов. Подобные структуры выявлены в пределах Восточно-Европейской платформы и Памирско-Гималайского сегмента Азии.

Памирско-Гималайский тектоно-геодинамический узел. Геологии Памира и его положению в структуре Памирско-Гималайского региона уделяется много внимания [5-13]. Памир расположен на острие Пенджабского синтаксиса и сформирован подковообразным коллажем разнородных тектонических элементов, разделенных разломами. Стиль тектоники Памира: горизонтально-плоскостной, складчато-шарьяжно-надвиговой. Характерны: тектоническое течение пород, срывы чехольных комплексов с основания, тектоническое совмещение разнородных комплексов. В целом Памирский ороген структурно обособлен от соседствующих элементов земной коры Азии и образует геологическое тело, «вырубленное» по системе краевых разломов из общей структуры региона. При этом Памир приподнят относительно окружающих его территорий, и памирские массы центробежно надвинуты на соседние геологические провинции. Поднятие и эксгумация горных масс датирована 20-1 млн. лет. По данным геологии и инструментальных наблюдений, формирование Памира связано с тектоническим нагнетанием горных масс к северу и их вторичным изгибом в соответствии с общей кинематикой этого сегмента Азии, которая определяется разнонаправленными латеральными тектоническими потоками, одним из которых и является Памир.

Кора Памира соответствует утолщенной коре континентального типа. Верхняя кора образует синформу с пологим днищем, центробежной вергенцией бортов и сложной

шарьяжно-купольной внутренней структурой; выявлены структуры вертикального раздавливания и эксгумация фундамента. Нижняя кора относительно гомогенна. По поверхности М вырисовывается чашеобразная форма. МГЗ выявило расслоенность горных масс и структурную дисгармонию: субгоризонтальное расположение неоднородностей в чехле и крутую их ориентацию в коре и литосферной мантии. Сейсмофокальные зоны расположены в виде полуворонки, сходящейся к центру Памира на глубине около 50 км (рис. 1). Форму воронки имеет и рисунок распределения плотностей землетрясений в этом районе (рис. 2).

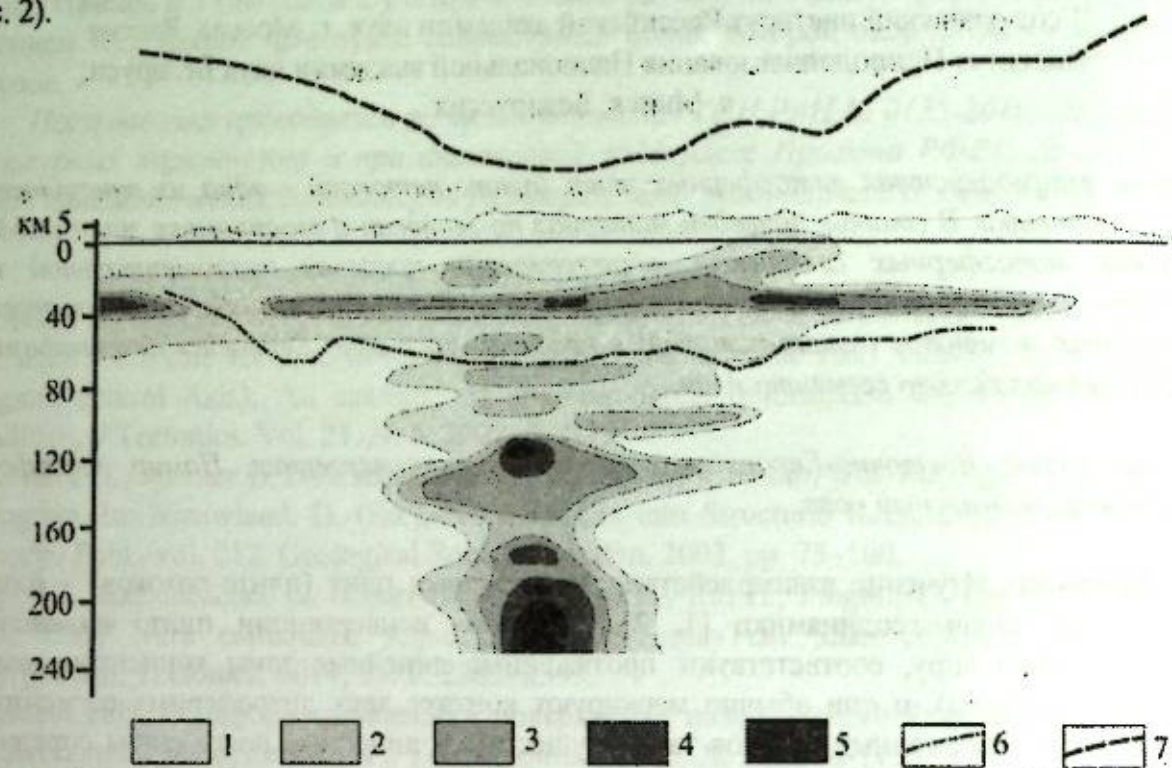


Рисунок 1 – Распределение значений плотности землетрясений в литосфере Памирско-Гималайского региона по [14], схематизировано 1-5 – шкала значений плотности гипоцентров землетрясений: 1 - 1-2, 2 - 2-3, 3 - 3-5, 4 - 5-7, 5 - 7-10 и более; 6 - поверхность М; 7 - кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге

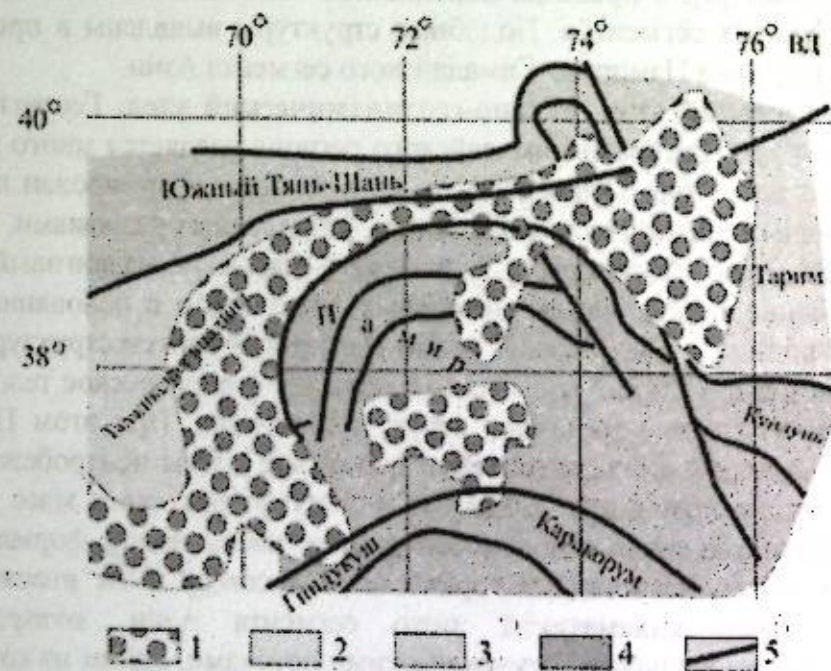


Рисунок 2 – Распределение эпицентров землетрясений в пределах Памира и сопредельных территорий по [13], схематизировано и видоизменено
1 - область распространения землетрясений с магнитудой 4-6 и более; 2-4 - области с высотами: 2 - менее 1500 м, 3 - от 1500 до 3000 м; 4 - до 5000 м и более

В районе Памира происходит сопряжение индийской (ИЛ) и азиатской (АЛ) литосферы и мантии, которые контактируют по сейсмофокальным зонам (зонам внутриконтинентальной субдукции) [9-13].

Одна из них совпадает с границей ИЛ и АЛ и расположена на глубинах 50-200 км. Вторая располагается под Памиром и Гиндукушем и прослеживается до глубин 150-200 км; она образует форму полуворонки с погружением АЛ к востоку и к югу. Согласно [10], Индийская плита по детачменту погружается под Гиндукуш и в виде слэба вертикально, а затем с обратным (южным) подворотом, погружается до глубин 300-500 км. Азиатская плита также испытывает дэламинацию и закручивается под Памир. На нижней границе верхней коры и на границе М фиксируется латеральное смещение сейсмофокальных зон на глубинах 20-25 и 50-100 км, свидетельствующее о латеральном проскальзывании горных масс. Сейсмофокальные зоны наклонены навстречу друг другу и образуют подобие асимметричной воронки с углами наклона вблизи поверхности 45-50°, становясь при дальнейшем погружении практически вертикальными, центр которой проецируется в район между Гиндукушем и Центральным Памиром. Верхняя и средняя кора Памира образует аллохтонную массу, накатывающуюся на жесткие блоки Азии, а сам Памир дискордантно перекрывает зону стыка литосфер Азии (Таримский и Туранский типы) и Индии.

В соответствии со сказанным, предлагается модель (рис. 3) современной геодинамики Памирско-Гималайского сегмента Азии, основанной на следующих положениях: Памир - структурно обособленное композитное геологическое тело, аллохтонно залегающее на подстилающих породах Таримского и Афгано-Таджикского континентов; Памир принадлежит к категории плито-потоков, образование которых относительно автономно по отношению к соседствующим сегментам земной коры; формирование Памира обусловлено дэламинацией его корового слоя, «наползанием» его на древние массивы и погружением нижней коры и литосферной мантии; Памир располагается над областью сочленения различных фрагментов Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского пояса. Таким образом, горное сооружение Памира - это отражение геодинамической ситуации, связанной со встречным взаимодействием различных литосферных плито-потоков и возникновением области встречной интраконтинентальной субдукции.

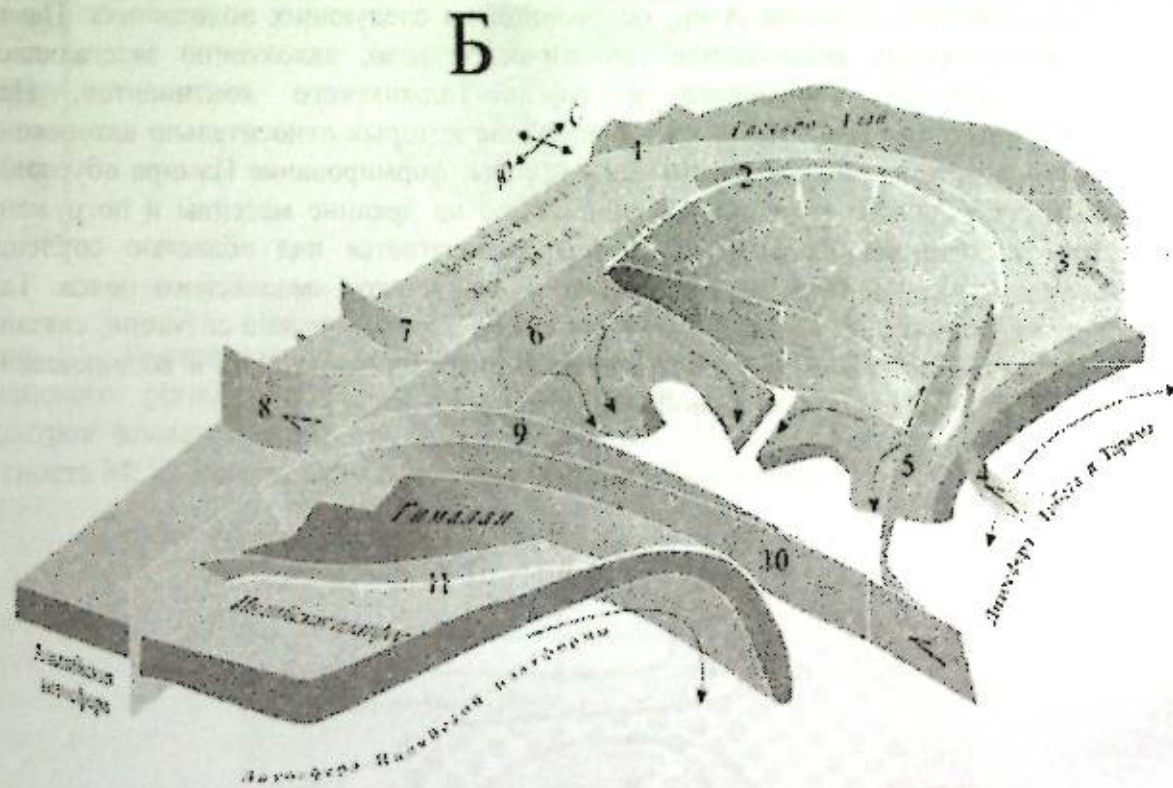
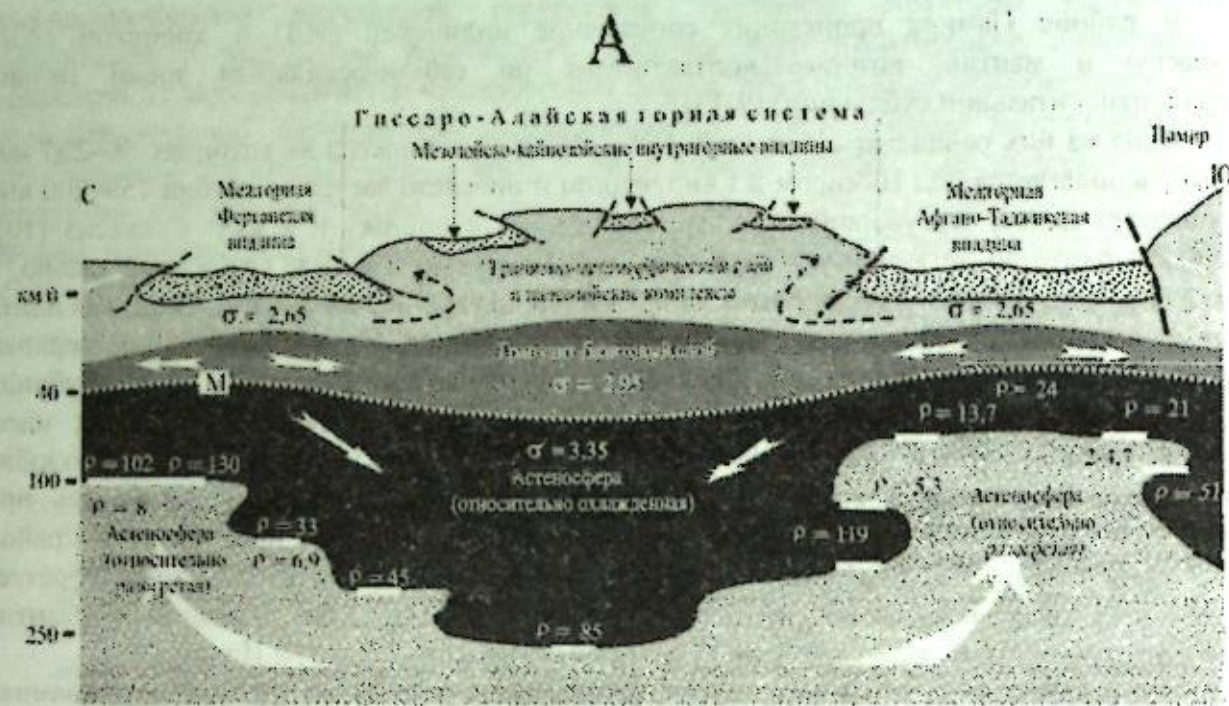


Рисунок 3 – Геодинамическая модель Памирского плито-потока и его положение в структуре сопредельных территорий Азии

А – общая схема: 1 – главные разломы; 2 – направление движения горных масс; 3 – направление движения нижнекоровых и литосферных масс; 4 – главные надвижки; 5 – поперечный разлом Памира, трассирующий зону сочленения литосфер Туранского и Таримского литосферных сегментов. Цифры 1–11 – главные разломы

Б – принципиальная схема формирования области внутриконтинентальной замковой субдукции (self-closing subduction) или «структуры омыта» (pool-structure)

Слободский тектоно-геодинамический узел (СУ). Фундамент Восточно-Европейской платформы (ВЕП) состоит из трех сегментов земной коры: Фенноскандии (ФС), Волго-Уралии (ВУ) и Сарматии (С) [15, 16, 18], сочленение которых осуществляется парами по зонам сутур: Центральнорусской (ФС и С сегменты), Центральнорусской (ФС

и ВУ сегменты), Рязано-Саратовской (С и ВУ сегменты). Сутуры и разделяемые ими сегменты образуют тройное сочленение с центром в районе Слободской возвышенности (55° с.ш., 31° в.д.). Геологическое своеобразие этого района отмечали В.В. Адушкин, А.Д. Архангельский, С.В. Богданова, Р.А. Гафаров, Л.П. Зоненшайн, Ю.П. Оровецкий, Е.И. Паталаха и эта область выделена [2] в качестве Слободского тектоно-геодинамического узла (СУ) (рис. 4).

Помимо схождения в пределах этого участка сутур и крупных сегментов ВЕП, в данной области происходит радиальное схождение Среднерусского, Пачелмского, Вольно-Оршанского авлакогенов и Полоцко-Курземского (ПК) разломного пояса СУ также выражен в расположении линейных и дугообразных аномалий гравитационного и магнитного полей, оси которых образуют подобие вихревой структуры (рис. 5). С расположением магнитных аномалий согласуется и распределение плотностных неоднородностей. Отчетливо выражена интенсивная (до 50 мГал) отрицательная региональная аномалия, контуры которой совпадают с контурами СУ. Площади СУ соответствуют подкорковый слой (толщина ~ 25 км) с относительно плотным веществом, а в мантии (глубже 125 км) – объемное разуплотненное тело. Авлакогенам и грабенам и ПК поясу соответствуют отрицательные магнитные аномалии силы, которые разделены линиями положительных магнитных аномалий. СУ выражен в морфоструктуре поверхности фундамента: в зоне СУ фундамент относительно опущен до $(-1,6)$ – $(-2,0)$ км и более. Вне пределов узла фундамент расположен, в основном, на глубинах порядка $(+0,5)$ – $(-1,2)$ км. Области относительного прогибания фундамента в рельефе обычно соответствует возвышенность. На соседних с СУ территориях фиксируются кольцеобразные проседания коры, подобные рифтам. Пересекающий СУ профиль гравитационного моделирования, дополненный данными сейсмоки, показал, что в пределах СУ происходили тектонофизические процессы, вызывающие закручивание и втягивание на глубину потоков вязкопластического вещества коры и верхней мантии.

Сегменты ФС, С и ВУ сформированы в архее и переработаны в палеопротерозое. Их слияние произошло в конце палеопротерозоя за счет субдукционно-коллизонных процессов. Авлакогены раннеплатформенного этапа наследовали зоны сочленения сегментов фундамента. Развитие морфоструктуры фундамента продолжалось в фанерозое. Возникли щиты (Балтийский, Украинский) и антиклизы (Белорусская, Воронежская, Волго-Уральская), разделенные линейными зонами авлакогенов, рифтов, грабенов и синеклизам. В фанерозое происходит неоднократная тектоническая активизация, особенно интенсивная в шовных зонах древнего заложения.

Сутурам свойственна кинематика сдвига; пространства между ними характеризуются сдвигово-надвиговым парагенезом 3D течения горных масс в виде плито-потоков [17-19]. Геоморфологические и гидрологические признаки свидетельствуют о современной геодинамической активности района СУ [20].

Таким образом, СУ – реальная геодинамическая конструкция, которую характеризуют: радиальное схождение сегментов фундамента и шовных зон; кольцевое расположение разломов, формирующих трубообразную или воронкообразную структуру; аномальное строение магнитного и гравитационного полей с элементами вихревого закручивания аномалий; локализованная по глубине сложная плотностная структура подкорковых масс; 3D сдвиговое течение пород фундамента и чехла в виде плито-потоков; морфология поверхности фундамента и рельефа; признаки ротационного режима, присущие как структуре узла [2], так и ВЕП в целом [19]. Не затрагивая деталей формирования СУ, изложенных в [2], подчеркнем феноменологическую сущность явления: наличие в пределах ВЕП области тройного схождения литосферных сегментов (квазипластичных плито-потоков [8, 9]) и возникновение воронкообразной структуры с признаками ротационного режима, в пределах которой происходит погружение (затягивание?) на глубину вещества земной коры и верхней мантии (см. рис. 6). Эта структура названа «структурой омыта» (pool structure) [2].

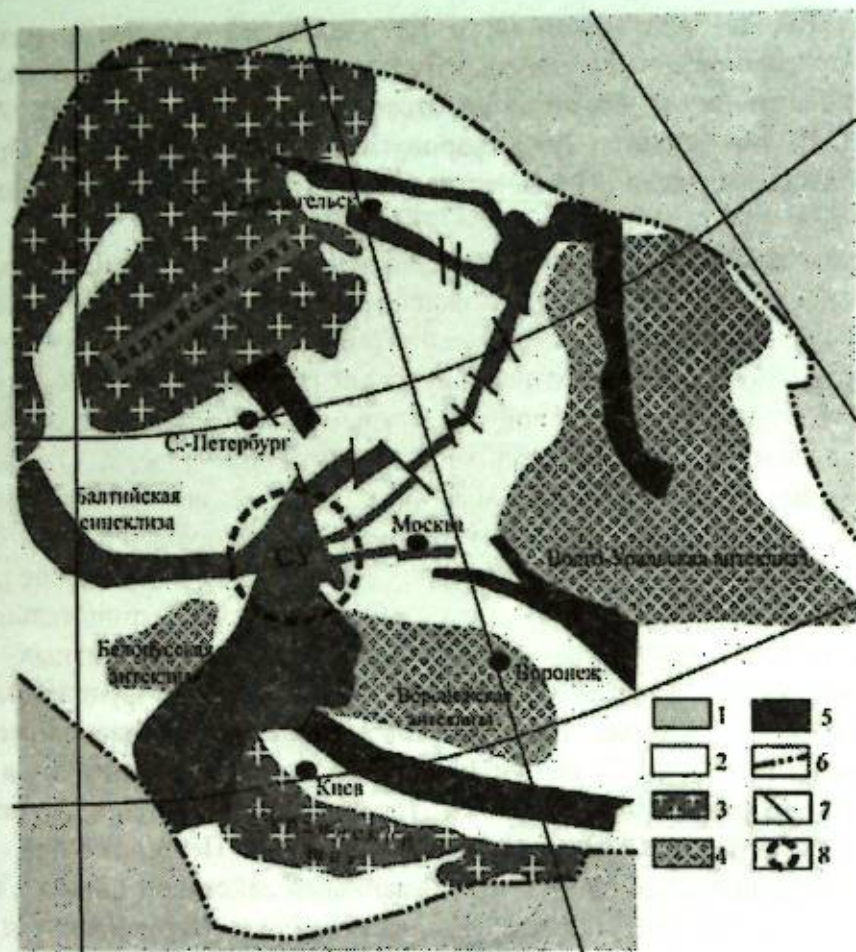


Рисунок 4 – Положение Слободского тектоно-геодинамического узла в структуре ВЕП
 1 – обрамление платформы; 2 – Русская плита; 3 – щиты; 4 – антиклизы; 5 – авлакогены, рифты и грабены в теле ВЕП: 1 - Полоцко-Курземский пояс разломов; 2 - Волинский прогиб, 3 - Оршанский прогиб, 4 - Среднерусский авлакоген, 5 - Пачелмский авлакоген, 6 - Днепровско-Донецкий палеорифт, 7 - Гжатский грабен, 8 - Московский грабен, 9 - Вятский палеорифт, 10 - Двинский рифт, 11 - Лешуконский рифт; 6 – граница ВЕП; 7 – некоторые разломы; 8 – контуры Слободского тектоно-геодинамического узла

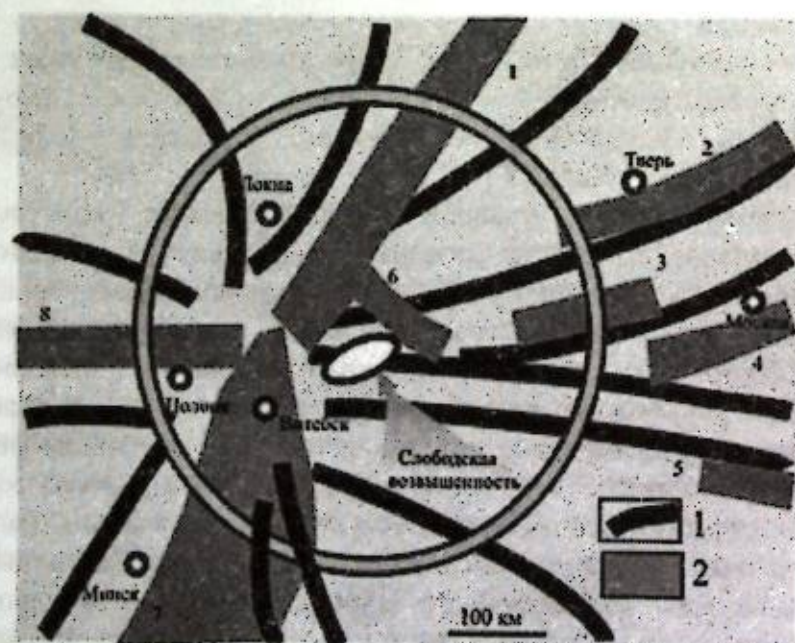


Рисунок 5 – Схема магнитных аномалий в зоне СУ [2]
 1 – оси положительных аномалий; 2 – авлакогены и грабены: 1 – Валдайский, 2 – Тверской, 3 – Гжатский, 4 – Московский, 5 – Пачелмский, 6 – Пречистенский, 7 – Волино-Оршанский; 8 – Полоцко-Курземский пояс разломов

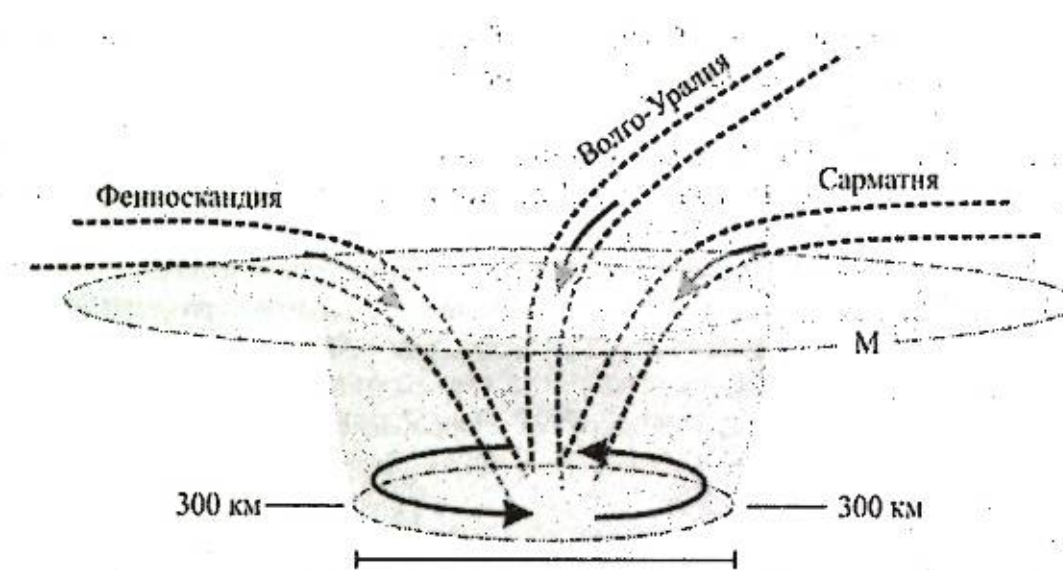


Рисунок 6 – Принципиальная схема строения Слободского тектоно-геодинамического узла

Заключение. В пределах ВЕП и Памирско-Гималайского сегмента Азии выделены структуры нового типа: геодинамические узлы, которые отражают общий для двух регионов процесс сдвижения и погружения разнонаправленных интраконтинентальных встречных литосферных плито-потоков и для которых предложено название «структуры омота» (root-structures) [2].

Работа выполнена по теме госзадания № 0135-2016-0012 (постановка вопроса, анализ и описание структуры ВЕП), при финансовой поддержке проекта Российского фонда фундаментальных исследований № 16-05-00357 (описание геологического строения Памирско-Алайского региона) и Проекта № 16-17-10059 Российского научного фонда (описание Памирско-Гималайского региона, анализ экспериментального материала, обобщение материала).

Литература

1. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли / Ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС. 2013. 318 с.
2. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Минск: Беларуская навука. 2014. 120 с.
3. Дубинин Е.П., Суцевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 5. С. 1-26.
4. Гончаров М.А. Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга // Геотектоника. 2006. № 2. С. 3-23.
5. Копп М.Л. Мобилистическая тектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука. 2004. 340 с.
6. Леонов М.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Матюков В.Е., Щелочков Г.Г. Памир: структура, глубинное строение, геодинамическая модель // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2016. С. 181-183.
7. Матюков В.Е., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Глубинная геоэлектрическая структура Памиро-Алайской зоны // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. Шестого Междунар. симп., г. Бишкек, 23-29 июня 2014 г. Бишкек: НС РАН. 2014. С. 200-201.
8. Brunel M., Arnaud N., Tarponnier P., Pan Y., Wang Y. Kongur Shan normal fault: Type example of mountain building assisted by extension (Karakorum fault, eastern Pamir) // Geology. 1994. Vol. 22. P. 707-710.

9. Hamburger M.W., Sarewitz D.R., Pavlis T.L., Popandopulo G.A. Structural and seismic evidence for intracontinental subduction in the First Range, Central Asia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1992. Vol. 104. P. 397–408.
10. Kufner S.-K., Schurr B., Sippl Ch. et al. Deep India meets deep Asia: Lithospheric indentation, delamination and break-off under Pamir and Hindu Kush (Central Asia) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. No 435. P. 171–184.
11. Mechie J., Yuan X.; Schurr B., Shneider F. et al. Crustal and uppermost mantle velocity structure along a profile across the Pamir and southern Tien Shan as derived from project TIPAGE wide-angle seismic data. *Geophysical Journal International*. 2011. 188. 2. P. 1–23. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05278.x
12. Sass P., Ritter O., Ratschbacher L., Matiukov V., Tympel J., Rybin A., Batalev V. Resistivity structure underneath the Pamir and Southern Tien Shan // *Geophysical J. Intern.* 2013. P. 2–36. Manuscript ID: GJI-S-13-0496.
13. Strecker M.R., Frisch W., Hamburger M.W., Ratschbacher L., Semiletkin S., Zamoruyev A., Sturchio N. Quaternary deformation in the Eastern Pamirs, Tadzhikistan and Kyrgyzstan // *Tectonics*. 1995. Vol. 14. No 5. P. 1061–1079.
14. Беляевский и др. Памир – Гималаи. Глубинное строение земной коры / Ред. В.В. Белоусов. М.: Наука, 1982. 176 с.
15. Bogdanova S.V., Gorbachev R., Garetsky R.G. Europe / East Craton // *Encyclopedia of Geology*. Elsevier. 2005. Vol. 2. P. 34–49.
16. Международная тектоническая карта Евразии масштаба 1:5000000 / Ред. Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин. 1996.
17. Колодяжный С.Ю. Структуры латерального течения северо-восточной части Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Особенности геологического строения, структурные парагенезы фундамента // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 2012. Т. 87. Вып. 1. С. 15–24.
18. Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы Владимирско-Вятской зоны дислокаций и положение Пучеж-Катунского кратера (Восточно-Европейская платформа) // *Геотектоника*. 2014. № 2. С. 23–41.
19. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Издание Нац. АН Украины, 1995. 159 с.
20. Адушкин В.В., Спивак А.А. Динамические процессы на границе земная кора-атмосфера // *Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер* / Ред. В.В. Адушкин. М.: ГЕОС. 2005. С. 142–163.

**АРАЛЬСКАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ МУЛЬДА КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА:
ВОЗРАСТ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА**

Миколайчук А.В.¹, Баженов М.Л.², Рассказов С.В.^{3,4}, Мсерт Дж.Г.⁵,
Гордеев Д.В.¹, Чувашова И.С.^{3,4}, Ясныгина Т.А.³
mikoilaichuk@mail.ru

¹Институт геологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, г. Бишкек, Киргизия

²Геологический институт Российской академии наук, г. Москва, Россия

³Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск, Россия

⁴Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

⁵University of Florida, Department of Geological Sciences, Florida, USA

Приводятся новые данные по уран/свинцовой датировке и геохимической характеристике Аральской вулканогенной мульды, одного из опорных разрезов среднего палеозоя Киргизского хребта. Приведенные материалы свидетельствуют о проявлении вулканизма Аральской мульды в условиях структурной перестройки субдукционной системы.

Ключевые слова: Северный Тянь-Шань, ранний и средний палеозой, вулканогенные отложения, U–Pb датировки, геохимия базальтов.

Еще при первых обобщениях геологии Северного Тянь-Шаня В.И. Кнауф [1] отмечал, что между дислоцированными комплексами докембрия – раннего палеозоя и красноцветными отложениями позднего девона – раннего карбона расположены терригенные отложения позднего ордовика, а также комплекс вулканогенно-осадочных отложений неопределенного стратиграфического объема. В пределах Киргизского хребта для упомянутых вулканогенно-осадочных отложений с равной степенью вероятности исследователями 60-х годов предполагался позднеордовикский (В.С. Буртман, В.Я. Медведев), силурийский (В.В. Киселев, В.Г. Королев) или девонский (В.И. Кнауф) [1] возраст. Трудно поверить, но ситуация с изученностью данного стратона принципиально не изменилась до настоящего времени.



Рисунок 1 – Тектонические единицы верхнего палеозоя Казахстана и Центральной Азии (со снятым чехлом мезозойско-кайнозойских отложений) по [2] с дополнениями. Города: А – Алматы, В – Бишкек, К – Кашгар

Наряду с тем, что ареал распространения девонских вулканогенных отложений довольно надежно установлен в пределах северных склонов большей части Киргизского хребта (рис. 1), здесь же в последние годы выявлены толщи позднеордовикских вулканитов [3, 4] (рис. 2).

Новая датировка акцессорных цирконов из нижней части разреза Аральской мульды (брахисинклинали) дает основание полагать, что импульсы вулканической активности в этом регионе проявлялись непрерывно, от позднего ордовика и до позднего девона включительно.

Аральская вулканогенная мульда расположена на южном склоне западной части Киргизского хребта (рис. 3), вулканогенно-терригенные образования которой с ярко выраженным структурным несогласием залегают на покровно-складчатом комплексе кембрия – среднего ордовика. Нижние вулканиты мульды описываются под названием *баркольская свита*. На базальном горизонте, мощностью от 2–5 до 30–35 м, сложенном неотсортированными конглобрекциями, полимиктовыми конгломератами и граувакковыми песчаниками, залегают эффузивы нижней подсвиты, мощностью 200–350 м. Они представлены лавовыми покровами (4–10 м), сложенными афировыми и порфиоровыми, а в кровле – миндалекаменными, субщелочными базальтами и андезибазальтами темно-серого и зеленовато-серого цвета. Порфировые выделения представлены андезином и авгитом. Изредка встречаются оливиновые базальты и андезиты. Присутствуют силлы (2–10 м) массивных трахиандезитов серого, светло-серого цвета. В основании верхней подсвиты баркольской свиты залегает горизонт (от первых десятков до 300 м) гравийных граувакковых песчаников с грубой косою слоистостью, включающих глыбы и олистолиты мощностью в первые метры. Среди обломков резко преобладают эффузивы и туфы основного и среднего состава. Присутствуют зеленые и серые кремни, бурые яшмы. Состав вышележащих вулканитов изменчив по простиранию. В детально изученном западном крыле мульды на грауваках залегают андезитовые агломератовые туфы (до 100 м). Выше в разрезе наблюдается грубое чередование (4–50 м) андезитовых лав с литокластическими или агломератовыми туфами того же состава. Вкрапленники андезитов представлены пироксеном, реже плагноклазом или роговой обманкой. Мощность верхней подсвиты достигает здесь 700 м. По левому борту руч. Сарыбулак из потока андезитов нижней подсвиты извлечены акцессорные цирконы (проба M2330; 42°33.186N; 72°33.751E). U–Pb возраст цирконов, полученный методом LA–ICP–MS, составляет 432±5.4 млн. лет, т.е. венлокский ярус силура (рис. 4).

На различные горизонты баркольских вулканитов со слабо выраженным несогласием залегает *каракольская свита*. Ее нижняя часть, мощностью до 300 м развита в северо-восточной части мульды и представлена серыми, зелено-серыми разногалечными конгломератами и неотсортированными граувакковыми песчаниками, присутствуют алевролиты и песчаные известняки. Галька конгломератов сложена эффузивами основного и среднего состава, кремнями, яшмами, кремнистыми сланцами, кварцитами, роговиками, гранитами, известняками. Верхи каракольской свиты сложены горизонтом (15–70 м) вишнево-красных аркозовых, часто косослоистых песчаников и алевролитов с многочисленными линзами и прослоями гравелитов и конгломератов. Этот горизонт с размывом залегает на серых конгломератах нижней подсвиты и трансгрессивно перекрывает кембрийские карбонатные отложения и эффузивы баркольской свиты в юго-западной части Аральской мульды. Обломочный материал из красноцветного горизонта представлен преимущественно кварцевыми порфирами и фельзитами, которые большинство исследователей считают продуктами размыва аксуйской свиты северного склона Киргизского хребта. В песчаных известняках из нижней части разреза А.В. Дженчураевой определен комплекс фораминифер и водорослей средне–позднедевонского возраста [5].

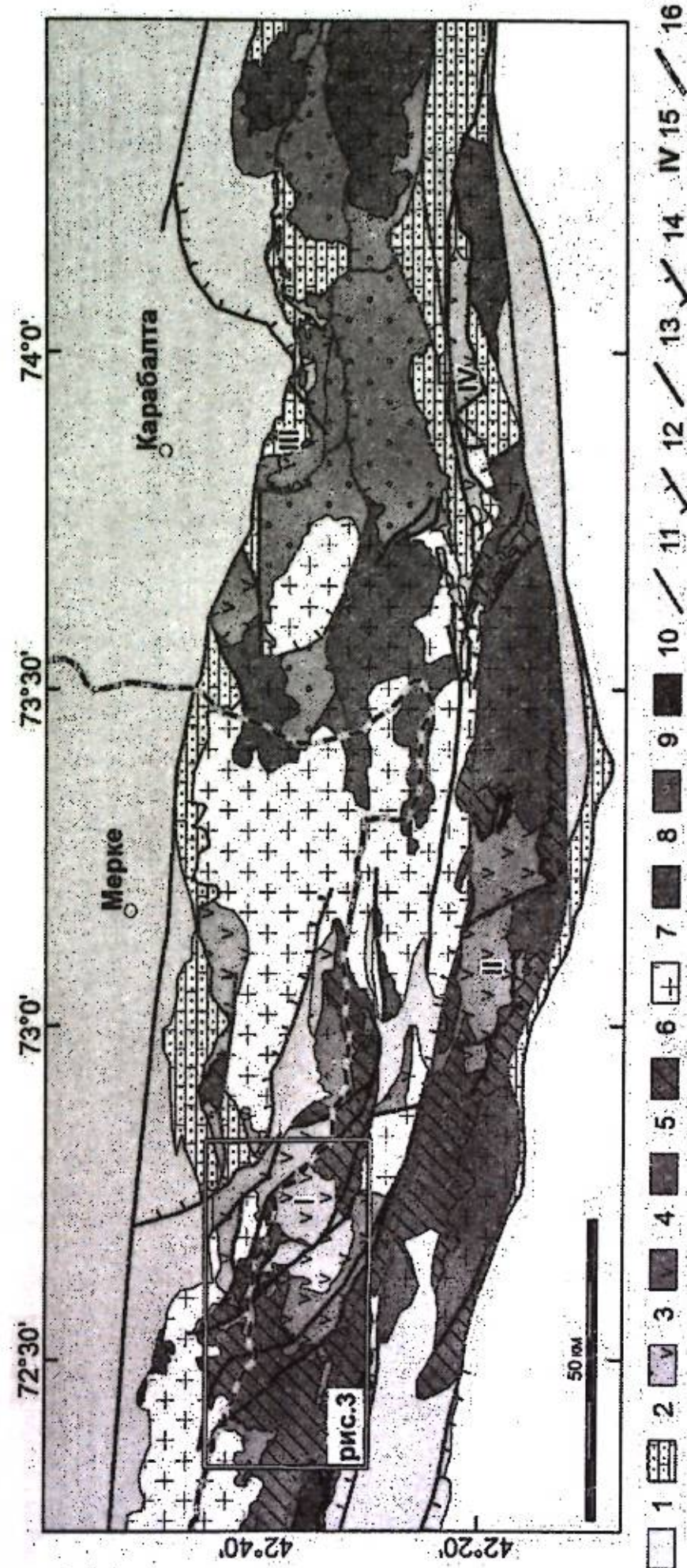


Рисунок 2 – Схема геологического строения западной части Киргизского хребта, составлена на основе обновленных карт 1:200000 масштаба [5-8].

1-6 - стратифицированные отложения: 1 - кайнозойские; 2 - позднедевонско-раннекаменноугольные карбонатно-терригенные; 3 - средне-позднедевонские вулканогенные; 4 - позднеордовикско - раннесилурийские вулканогенные; 5 - позднеордовикские терригенные; 6 - объединенные комплексы мезопротерозоя - среднего ордовика. 7-10 - интрузивные комплексы гранитоидов: 7 - девонские; 8 - позднеордовикско-силурийские; 9 - средне-позднеордовикские; 10 - мезопротерозойские. 11-14 - разломы: 11 - альпийские вертикальные; 12 - альпийские надвиги и взбросы; 13 - палеозойские вертикальные; 14 - палеозойские надвиги и взбросы. 15 - вулканогенные мульды: I - Аральская, II - Утмекская, III - Аксуйская, IV - Кольбашинская. 16 - Киргизско-Казахская государственная граница.

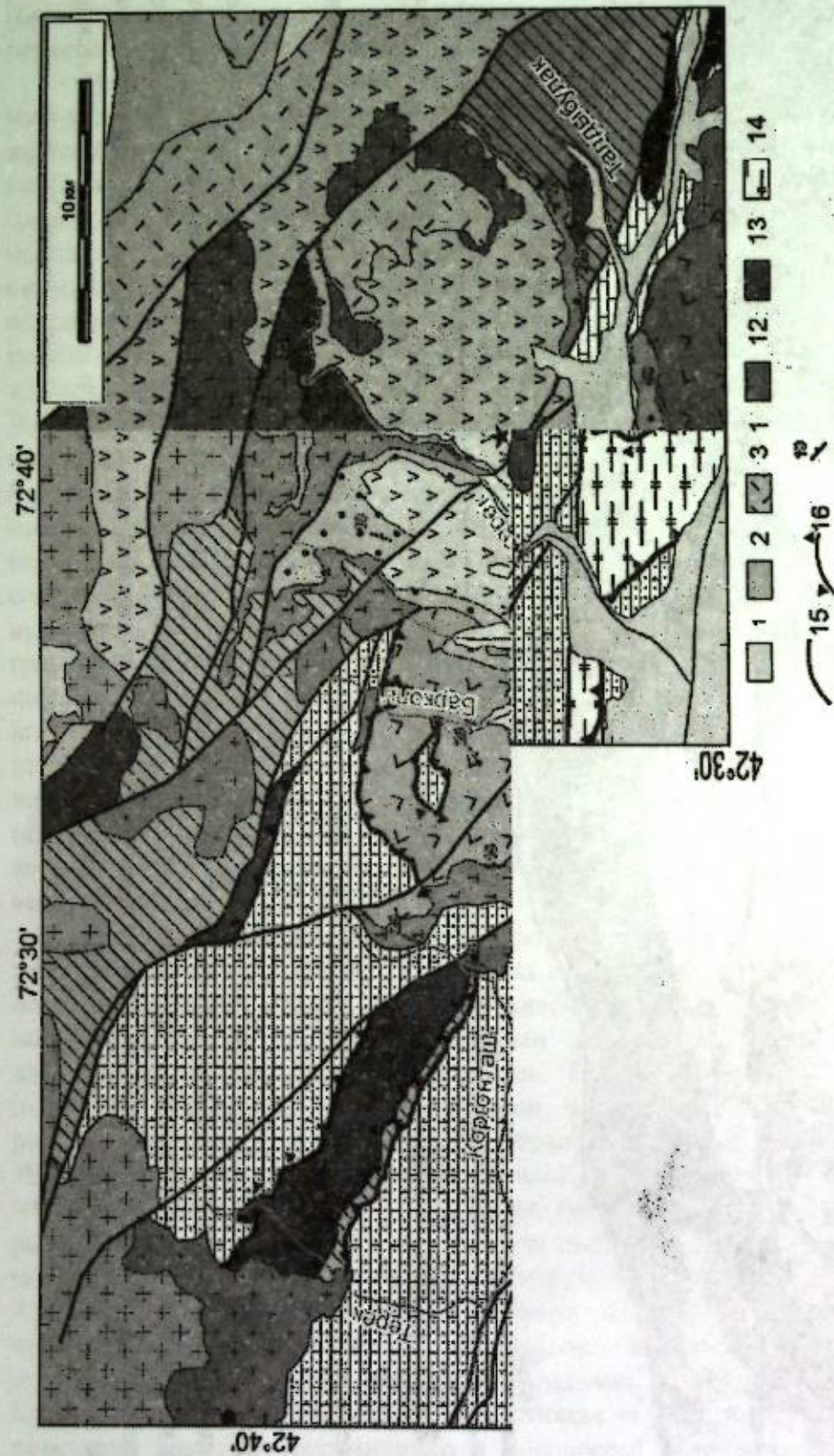


Рисунок 3 – Схематическая геологическая карта Аральской мульды, составлена с использованием данных [5, 8]
 1 – четвертичные отложения; 2 – раннекаменноугольные; карбонатно-терригенные (C₁); 3 – талдысуйская свита (D₃); 4 – аральская свита (D₃); 5 – каракольская свита (D₂₋₃); 6-7 – баркольская свита (S₁); 6 – верхняя подсвита; 7 – нижняя подсвита; 8 – кызылкайнарская свита (O₁₋₂); 9 – градирированные туфы; туффы кислого состава; конгло-брекчии; олистоформы; 10 – офиолитовый комплекс; кремнисто-базальтовые толщи (E); 11 – кенкольская серия (NP₃₋₅); теригенно-карбонатные отложения; 12 – талдыбулакский метаморфический комплекс (O₁₋₂); мраморы; кварциты; гранат-слюдистые и амфиболовые сланцы; 13 – интрузивные комплексы гранитоидов; 14 – средне-позднедевонские; 15 – мезопротерозойские; 16 – вертикальные разломы; 17 – надвиги и взбросы; 18 – элементы залегания пород; 19 – сайты геохимического опробования; 20 – место отбора пробы изотопной датировки

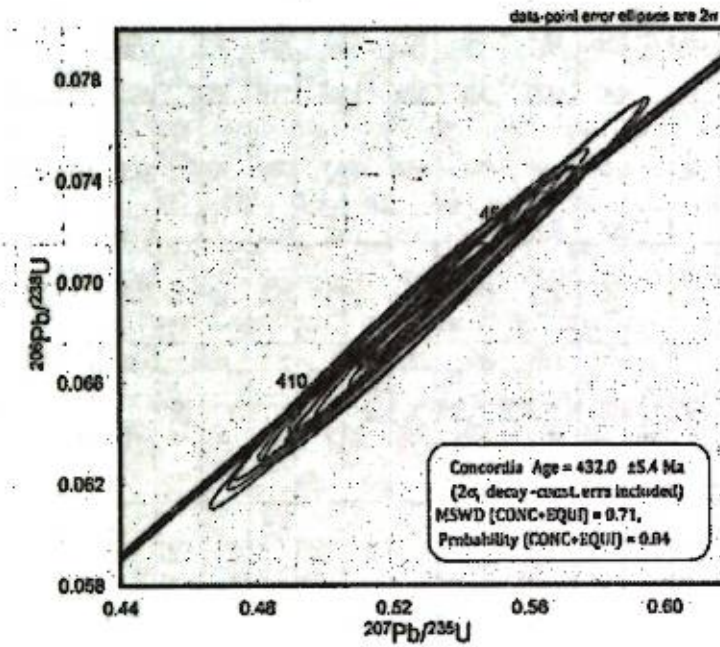


Рисунок 4 – Диаграмма с конкордией для магматических цирконов из андезитов баркольской свиты. Исходные аналитические данные приведены в таблице 1

Аральская свита согласно залегает на каракольской и сложена субщелочными базальтами, андезибазальтами и трахиандезитами темно-серых, лилово- и сиренево-серых, бордовых оттенков. В отличие от эффузивов баркольской свиты, среди эффузивов аральской свиты пироксеновые разности не встречаются. Для них характерно присутствие крупных порфировых выделений полевых шпатов. В подчиненных количествах развиты туфолавы и миндалекаменные разности андезибазальтов. Среди вулканитов присутствуют линзующиеся прослои (1–5 м) розово-красных конгломератов, реже известковых аркозовых песчаников и туфопесчаников. Галька в конгломератах размером 1–15 см имеет состав кварцевых порфиров. В центральной части мульды мощность свиты составляет 1100–1200 м и уменьшается к восточной части мульды до первых десятков метров. В известковых песчаниках выявлены фораминиферы, по заключению А.В. Дженчурасовой, характеризуют вмещающие слои как верхнедевонские [2].

На основных и средних эффузивах аральской свиты без видимого несогласия, но с перерывом залегает талдысуйская свита. Базальный горизонт сложен конгломератами мощностью до 40 м, выше которых залегают светлоокрашенные (зеленые, желтые, розовые, серые) игнимбриты, фельзит-порфиры, туфы и покровы риолитового, дацитового и трахириолитового состава. Видимая мощность свиты в пределах Аральской мульды варьирует от 100 до 270 м. Позднедевонский возраст талдысуйской свиты определяется положением в разрезе между аральской и вышележащей торсуйской свитой фаменского-турнейского ярусов. Несогласное наложение последней наблюдается на северном склоне Киргизского хребта, в междуречье Карабалты-Сокулук [6].

Сравнительное изучение вулканитов баркольской (силурийской) и аральской (девонской) свит выявило сходство и отличие их состава. На классификационной диаграмме щелочи–кремнезем фигуративные точки вулканитов баркольской свиты распределяются в поля андезибазальта, трахиандезибазальта и андезита, аральской свиты – в поля базальта и андезибазальта. По соотношению SiO₂ – FeO*/MgO все вулканиты относятся к толентовской серии, за исключением двух образцов, попадающих в область составов известково-щелочной серии.

Таблица 1. Результаты анализа магматических цирконов из базальтов баркольской свиты Кыргызского хребта (метод LA-ICP-MS)

Grain	* $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	* 2σ error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ error	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	2σ error	* $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age	2σ error	Disc-1 (%)	Disc-2 (%)
2330_1	0.56295	3.4	0.07218	3.3	0.96	0.05656	0.95	450	14	453	13	474	21	5	0.8
2330_2	0.55542	3.6	0.07143	3.5	0.97	0.05639	0.92	445	15	448	13	468	20	5	0.7
2330_6	0.53769	3.7	0.06984	3.6	0.98	0.05583	0.71	436	15	437	13	446	16	2	0.3
2330_8	0.53850	3.7	0.06981	3.6	0.97	0.05595	0.90	435	15	437	13	450	20	3	0.5
2330_9	0.55840	3.7	0.07235	3.6	0.98	0.05598	0.71	451	16	450	13	452	16	0	-0.1
2330_10	0.54133	3.8	0.07043	3.7	0.98	0.05575	0.69	439	16	439	13	442	15	1	0.0
2330_13	0.55225	4.8	0.07166	4.7	0.99	0.05589	0.71	447	20	446	17	448	16	0	-0.0
2330_14	0.53716	3.2	0.07015	3.1	0.97	0.05554	0.74	437	13	436	11	434	16	-1	-0.2
2330_17	0.53087	3.8	0.06911	3.7	0.98	0.05571	0.84	431	15	432	13	441	19	2	0.3
2330_20	0.52240	3.9	0.06845	3.9	0.98	0.05535	0.82	427	16	427	14	426	18	0	-0.1
2330_24	3.2476	4.5	0.25402	4.5	0.98	0.09273	0.82	1460	58	1468	35	1482	16	1	0.1
2330_29	0.54500	4.4	0.06947	3.9	0.90	0.05690	1.9	433	16	442	16	488	43	11	2
2330_34	0.51870	3.6	0.06784	3.5	0.97	0.05546	0.82	423	14	424	12	431	18	2	0.2
2330_37	0.51471	3.6	0.06736	3.4	0.96	0.05542	1.05	421	14	422	12	429	23	2	0.2
2330_40	0.51996	3.4	0.06679	3.2	0.94	0.05646	1.2	417	13	425	12	470	26	11	2
2330_41	0.52858	3.6	0.06912	3.5	0.98	0.05546	0.76	431	15	431	13	431	17	0	-0.1
2330_51	0.51311	3.6	0.06703	3.5	0.97	0.05552	0.90	419	14	420	12	433	20	3	0.5
2330_53	0.52142	3.5	0.06766	3.3	0.95	0.05589	1.05	422	14	426	12	448	23	6	0.9
2330_56	0.53041	3.7	0.06890	3.6	0.95	0.05583	1.18	430	15	432	13	446	26	4	0.5
2330_60	0.52051	3.5	0.06826	3.4	0.97	0.05531	0.87	426	14	425	12	425	19	0	-0.1

Примечание: ошибки (2σ) в изотопных соотношениях приведены в процентах (%); возраст в млн. лет; ошибки в возрасте, даны в млн. лет. Disc-1 представляет собой разницу (%) между определением возраста по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; Disc-2 – разница (%) между определением возраста по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Микроэлементные спектры силурийских и девонских вулканитов, нормированные к составу примитивной мантии, обладают сходной конфигурацией (рис. 5; табл. 1, 2). Отчетливо выделяются минимумы Nb-Ta, Ti, резкий максимум Pb и менее резкий максимум Th-U. Все вулканиты характеризуются низким отношением Ce/Pb (менее 5.4). Содержание редкоземельных элементов в девонских вулканитах несколько выше, чем в силурийских, при близких интервалах значений La/Yb (соответственно, 9.7–15.2 и 8.2–17.2). В вулканитах баркольской свиты интервалы значений K/Nb (797–2593) и Rb/Sr (0.063–0.18) выше, чем в вулканитах аральской свиты (соответственно, 413–701 и 0.034–0.072). На дискриминантной диаграмме Th-Hf-Ta составы вулканитов попадают в поле базальтов вулканических дуг. В то же время, на трех приведенных диаграммах составы вулканических пород Аральской мульты явно занимают крайнее положение в области составов вулканических пород Анд.

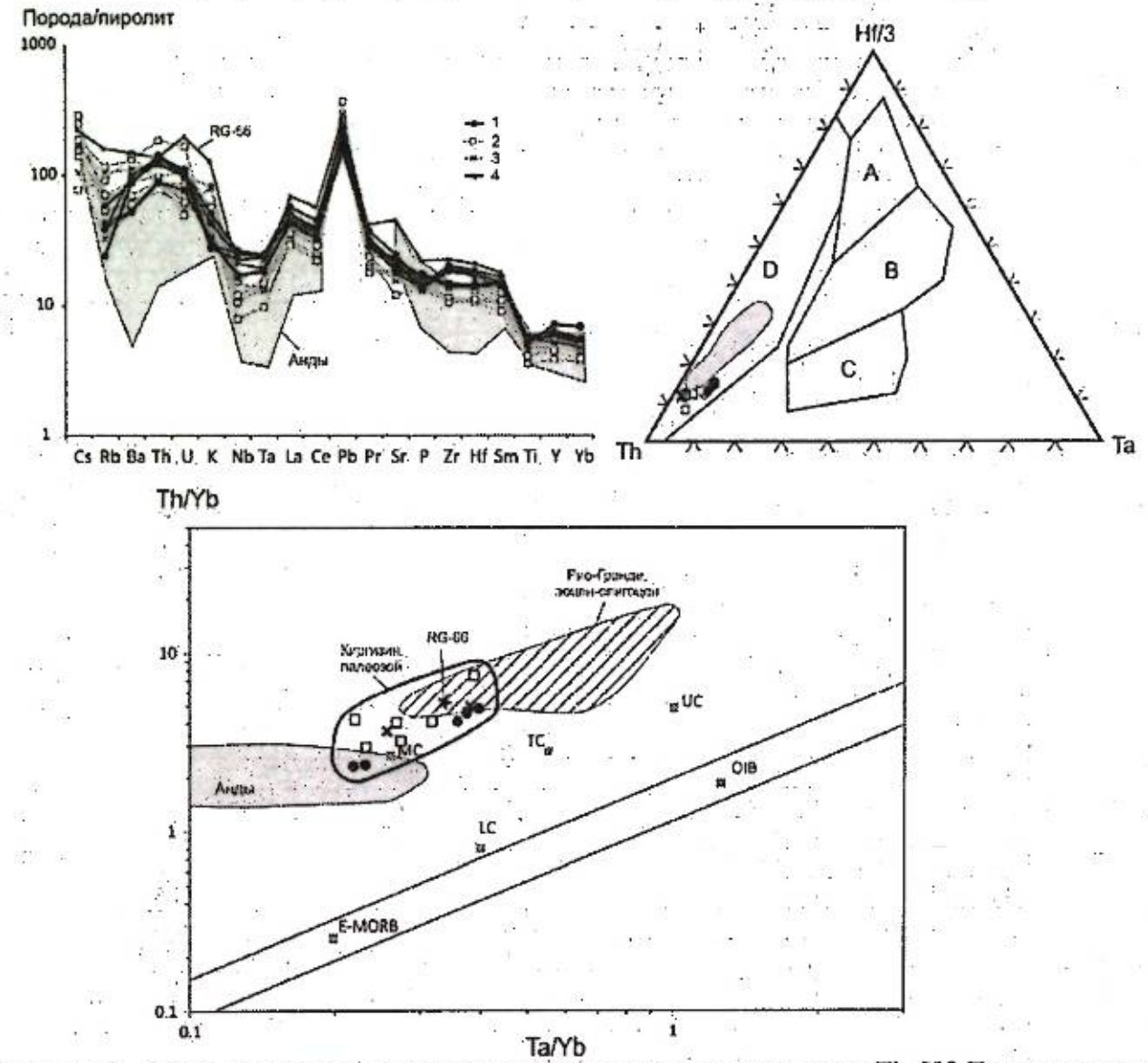


Рисунок 5 – Микроэлементные спектры, дискриминантная диаграмма Th-Hf-Ta и диаграмма Th/Yb-Ta/Yb для палеозойских вулканитов Северного Тянь-Шаня 1 – андезитобазальты, трахиандезитобазальты и андезиты аральской свиты; 2–3 – породы баркольской свиты: андезитобазальты (2) и андезиты (3). Для нормирования использован состав пиролита [10]. Поля на диаграмме Th-Hf-Ta: А – N-MORB, В – E-MORB и внутриплитные толеиты, С – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг [11]. Для сравнения полями показаны представительные составы кайнозойских вулканитов южной зоны Андийской континентальной окраины [12, 13] и поля Сан-Хуан северной части рифта Рио-Гранде [9]. Исходные аналитические данные приведены в таблицах 2 и 3

Таблица 2. Результаты анализов XRF и ICP-MS для базальтов баркольской свиты

Проба №	M 2622	M2625	M2446	M 2349	M 2552	M 2565	M 2389	M 2597		
Основные элементы (wt.%)	SiO ₂	50.49	48.98	50.67	51.06	48.66	55.20	57.19	50.43	
	Al ₂ O ₃	14.15	13.35	16.30	14.80	13.00	17.10	14.25	13.50	
	Fe ₂ O ₃	3.89	2.86	3.96	4.81	3.88	2.91	2.98	2.37	
	FeO	4.44	4.83	4.85	4.19	3.96	3.65	3.11	5.42	
	MgO	6.42	7.50	4.92	6.68	8.35	3.79	3.87	8.48	
	CaO	7.96	8.70	7.98	8.22	9.37	7.16	6.06	7.45	
	Na ₂ O	2.32	2.47	3.08	2.83	1.94	3.00	3.13	2.10	
	K ₂ O	1.53	0.88	1.10	2.29	1.16	2.21	2.23	1.52	
	TiO ₂	0.83	0.95	0.99	0.98	0.72	0.96	0.91	0.82	
	P ₂ O ₅	0.32	0.26	0.34	0.32	0.26	0.26	0.26	0.26	
	MnO	0.12	0.13	0.12	0.13	0.13	0.09	0.14	0.13	
	Итого	100.08	99.92	100.26	99.74	99.65	100.44	99.88	100.2	
	Рассеянные элементы (ppm)	Li	18.43	21.17	38.00	12.95	13.11	8.94	16.18	23.43
		Be	1.80	1.65	1.70	1.57	1.48	1.79	1.65	1.50
		K	11909.23	6588.74	8592.13	18317.19	9663.30	17919.91	18027.37	12723.18
Ti		4613.46	5240.13	5365.45	5555.24	3554.10	5315.45	5057.51	4654.09	
V		204.61	191.50	209.46	207.02	163.55	160.22	115.33	162.57	
Cr		265.89	479.60	117.67	282.15	491.02	54.13	129.45	402.14	
Mn		1017.40	1110.37	1113.07	1104.91	1136.64	823.10	1253.33	1123.22	
Fe		58781.55	56530.95	62827.45	65454.88	56189.91	46949.65	44246.55	56737.69	
Co		27.88	33.01	24.99	30.38	39.02	17.91	17.50	35.17	
Ni		26.00	49.67	15.23	28.62	190.77	17.79	36.89	157.94	
Cu		39.60	44.47	25.60	28.37	33.11	32.08	26.41	55.48	
Zn		84.65	45.29	67.41	46.02	35.22	38.33	40.74	67.43	
Ga		15.00	14.98	16.20	15.29	13.14	18.23	15.68	14.24	
Rb		41.90	19.61	31.96	54.96	32.96	69.80	62.83	42.60	
Sr		319.20	309.29	358.53	450.46	374.74	389.83	459.70	240.79	
Zr		144.41	115.30	116.59	111.02	121.35	155.00	153.40	121.18	
Nb		7.12	7.36	6.97	7.90	5.19	10.09	10.43	7.95	
Mo		1.16	0.76	0.94	0.98	1.04	1.22	1.26	1.05	
Sn		2.24	1.46	3.99	1.38	1.09	2.24	2.07	1.49	
Cs		1.11	0.83	2.28	0.61	1.24	1.48	1.31	1.97	
Ba		594.11	355.30	383.53	937.75	395.56	879.04	742.82	461.96	
Hf		3.71	3.06	3.17	3.08	3.03	4.14	3.99	3.16	
Ta		0.51	0.48	0.54	0.60	0.36	0.76	0.73	0.55	
W		0.93	0.70	0.79	0.56	0.82	1.34	1.20	0.69	
Tl		0.16	0.19	<0.3	0.25	<0.3	0.48	0.38	0.39	
Pb		29.43	16.07	16.79	18.12	16.83	20.99	23.30	13.46	
Th		7.75	6.86	6.94	6.99	6.93	14.74	9.56	7.15	
U		2.20	1.12	1.75	1.01	1.40	3.39	2.01	1.27	
Sc		34.43	30.58	28.54	30.11	32.78	22.55	20.63	31.31	
РЗЭ (ppm)		La	20.27	24.09	19.32	23.77	19.13	33.80	29.95	24.74
	Ce	41.91	50.43	37.84	49.34	37.06	66.41	57.79	50.29	
	Pr	5.07	6.20	4.92	6.15	4.54	7.70	6.71	5.97	
	Nd	20.00	24.91	19.98	24.22	17.92	29.13	25.76	23.15	
	Sm	4.22	4.94	4.19	5.06	3.65	5.13	4.73	4.47	
	Eu	1.08	1.24	1.15	1.28	0.96	1.33	1.23	1.20	
	Gd	4.20	4.71	4.49	4.85	3.57	4.75	4.55	4.34	
	Y	20.51	21.15	23.75	23.12	16.67	20.86	20.85	19.25	
	Tb	0.64	0.70	0.73	0.75	0.53	0.70	0.70	0.68	
	Dy	3.67	3.90	4.20	4.18	3.01	3.88	3.79	3.71	
	Ho	0.74	0.76	0.88	0.84	0.60	0.77	0.74	0.71	
	Er	2.05	2.06	2.48	2.27	1.69	2.08	2.06	1.94	
	Tm	0.32	0.31	0.37	0.35	0.26	0.32	0.32	0.29	
	Yb	1.91	1.89	2.35	2.19	1.65	1.97	1.91	1.74	
	Lu	0.30	0.28	0.38	0.34	0.23	0.30	0.29	0.26	

Таблица 3. Результаты анализов XRF и ICP-MS для базальтов аральской свиты

Проба №	M7001	M7010a	M7033a	M7040a	M7041a	M7047a		
Основные элементы (wt.%)	SiO ₂	46.78	52.18	49.32	51.37	54	51.61	
	Al ₂ O ₃	15.57	15.32	17.99	16.55	16.93	16.94	
	Fe ₂ O ₃	11.72	9.01	8.11	8.88	7.41	8.77	
	MgO	6.83	5.54	5.73	6.77	4.93	5.74	
	CaO	9.75	9.3	8	7.44	8.17	8.29	
	Na ₂ O	1.63	2.11	2.85	1.59	1.99	2.08	
	K ₂ O	0.85	0.9	1.39	1.17	0.8	0.76	
	TiO ₂	1.03	1	1.15	1.06	1.11	1.08	
	P ₂ O ₅	0.34	0.33	0.28	0.26	0.27	0.27	
	MnO	0.14	0.17	0.12	0.15	0.11	0.13	
	Итого	94.64	95.86	94.94	95.24	95.72	95.67	
	Рассеянные элементы (ppm)	Cr	239.6	248.26	238.78	266.06	254.77	228.13
		Sr	372	449	490	361	433	410
		Zr	154.73	148.48	213.83	202.27	198.9	192.78
		Nb	11.23	11.42	17.45	16.27	16.9	14.83
Ba		352.26	345.54	583.17	657.98	579.96	600.22	
Hf		4.1	3.94	5.25	5.01	4.72	4.88	
Ta		0.69	0.67	0.92	0.89	0.89	0.87	
Pb		18.88	13.86	16.36	12.34	18.31	11.85	
Th		7.04	7.09	11.42	10.85	10.88	9.98	
U		1.55	1.56	2.15	2.03	2.26	1.97	
РЗЭ (ppm)		La	28.91	28.06	37.27	30.19	32.21	32.61
		Ce	55.04	54.6	76.23	60.96	66.27	63.65
		Pr	7.35	7.26	9.54	7.99	8.19	8.17
		Nd	29.77	28.92	36.52	31.5	30.47	31.9
		Sm	6.22	6.06	6.74	6.18	5.7	6.23
	Eu	1.57	1.5	1.73	1.54	1.54	1.57	
	Gd	6.27	6.05	6.33	5.92	5.65	5.81	
	Y	31.02	30.61	27.46	25.75	24.84	25.62	
	Tb	0.93	0.91	0.87	0.85	0.8	0.85	
	Dy	5.24	5.21	4.62	4.54	4.2	4.45	
	Ho	1.12	1.11	0.94	0.93	0.85	0.92	
	Er	2.97	2.99	2.45	2.41	2.2	2.46	
	Yb	2.99	3.07	2.46	2.38	2.25	2.43	
	Lu	0.45	0.45	0.34	0.34	0.32	0.35	

На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb фигуративное поле пород Аральской мульды расположено между андезитовой серией Анд и трахиандезитами формации конехоз верхнего эоцена – нижнего олигоцена, начинающей последовательность вулканических событий в северной части рифта Рио-Гранде, США. Микроэлементный спектр образца RG-66 из этой формации почти идентичен спектрам пород Аральской мульды. По повышенным начальным изотопным отношениям Sr, низким изотопным отношениям Pb в сочетании с характером микроэлементного спектра породы формации конехоз существенно отличались от более поздних вулканитов рифта Рио-Гранде и отнесены к источнику нижней коры. Обширное вулканическое поле Сан-Хуан образовалось 35-27 млн. лет назад вследствие масштабного плавления коры и служило поверхностным выражением крупного батолита, сложенного породами гранодиоритового состава и образовавшегося в условиях структурной перестройки субдукционной системы [9]. По-видимому, образование Аральской мульды сопровождало подобные тектонические процессы, вызвавшие концентрированное плавление нижней коры.

Сходство химического и микроэлементного состава вулканитов силура и девона Аральской мульды свидетельствует об их образовании в близких, хотя не идентичных,

тектонических условиях. Снижение роли крупноионных литофильных элементов (K, Rb) от силурийских пород к девонским отражает некоторое изменение в источниках, произошедшее за временной интервал более 50 млн. лет, разделявший обозначенные вулканические эпизоды баркольского и аральского времени.

Большинством геологов для рассматриваемых вулканитов все-таки принимался девонский возраст и данный район считался южным фрагментом краевого вулканического пояса Центрального Казахстана или активной окраиной андийского типа (в современных интерпретациях). Приведенные материалы свидетельствуют о проявлении своеобразного вулканизма Аральской мульды в условиях структурной перестройки субдукционной системы. Таким образом, уже с венлокского времени, а возможно и с позднего ордовика, в регионе проявился режим активной континентальной окраины и плавления нижней коры, подобный режиму, повторившемуся затем в позднем девоне. Позднеордовикский, раннесилурийский и девонский импульсы проявлены и в гранитоидном магматизме Киргизского хребта [14, 15]. Этот данные неизбежно влекут за собой ревизию существующих геодинамических моделей Центрального Казахстана и прилегающих территорий в среднем палеозое.

Литература

1. Кнауф В.И. Среднепалеозойский эффузивно-осадочный комплекс Северного Тянь-Шаня // Труды Управления геологии и охраны недр при Совмине Кирг. ССР. Сб. 1. М.: Госгеолтехиздат. 1960. С. 32–42.
2. Alexeiev D.V., Cook H.E., Djenchuraeva A.V., Mikolaichuk A.V. The stratigraphic, sedimentologic and structural evolution of the southern margin of the Kazakhstan continent in the Tien Shan Range during the Devonian to Permian. In: Brunet, M.-F., McCann, T. & Sobel, E. R. (editors) Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range. Geological Society, London, Special Publications, 2017. Vol. 427, P. 231-269. First published online July 15, 2015, <https://doi.org/10.1144/SP427>.
3. Апаяров Ф.Х. Структурное положение и возраст баркольской и аксуйской свит (Северный Тянь-Шань) // Геодинамика, оруденение и геозкологические проблемы Тянь-Шаня. Материалы Междунар. конф., посвящ. 70-летию Ин-та геологии НАН КР. Бишкек. 2013. С. 36-40.
4. Kröner A., Alexeiev D., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B., Liu D., Tretyakov A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: Evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2012. v. 21, p. 901–927.
5. Апаяров Ф.Х. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 на приграничной территории в западной части Киргизского хребта. Бишкек. 2007. Фонды Госгеолагентства КР.
6. Burg J.-P., Mikolaichuk A.V., Apayarov F. Ch. (editors). Digital Geological Map of the Kyrgyz Range and Chu Basin Transitional Zone. 2004. SNSF, Project No 7KSPJ065518 <http://www.kyrgyzstan.ethz.ch>.
7. Burg J.-P., Mikolaichuk A.V. (Editors). 2009. Digital Geological and Natural Hazard Maps of the Inner Tien-Shan (Kyrgyzstan), SNSF, Project No IB7320-110694 <http://www.kyrgyzstan.ethz.ch>.
8. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Толмачева Т.Ю., Якубчук А.С., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Строение Каледонид Киргизского хребта и тектоническая эволюция Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 2014. № 6. С. 3–38.
9. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Геохимическая эволюция средне-позднекайнозойского магматизма в северной части рифта Рио-Гранде, запад США // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 1. С. 15–43.

10. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
11. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planetary Science Letters, 1980. V. 50. P. 11–30.
12. Davidson J.P., Ferguson K.M., Colucci M.T., Dungan M.A. The origin and evolution of magmas from the San Pedro-Pellado volcanic complex, S. Chile: multicomponent source and open system evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 100. P. 429–445.
13. Hickey-Vargas R., Roa H.M., Eskobar L.L., Frey F.A. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from Villarrica-Latin volcanic chain (39.5°S): an evolution of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal accumulation // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V. 103. P. 361–386.
14. Апаяров Ф.Х. Раннедевонские интрузивные образования Северного Тянь-Шаня // Природные ресурсы. Науч.-техн. журн. министерства природных ресурсов Кыргызской Республики. 2010. № 1. С. 14-21.
15. Апаяров Ф.Х., Киселев В.В., Захожая И.Г., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л. Новые данные о возрасте интрузий центральной части Киргизского и Джумгалского хребтов (Северный Тянь-Шань) // Развитие наук о Земле в Кыргызстане: состояние, проблемы и перспективы. Материалы Междунар. конф., посвящ. 100-летию юбилею акад. М.М. Адышева. Бишкек. 2015. С. 31-35.

СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПЕРЕРАБОТКА ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ НА УЧАСТКЕ АНАПА-НОВОРОССИЙСК

Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Деметьева И.Е.
geoskubsu@mail.ru

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

Исследуемая часть побережья, по сравнению с соседними территориями, отличается повышенной сейсмической активностью, приведшей к масштабной сейсмогенной переработке рельефа и повышенному риску развития здесь опасных экзогенных процессов.

Ключевые слова: сейсмогравитационные структуры, коллювий, землетрясения, обвалы, абразия, эрозия.

Черноморское побережье Краснодарского края относится к территориям с повышенной активностью опасных экзогенных процессов. В то же время в ее пределах можно выделить участок, который сильно отличается по условиям и факторам развития опасных геологических процессов. Это побережье между городами Анапа и Новороссийск. Здесь на общий облик территории, характер рельефа и рыхлых отложений оказали воздействие высокоэнергетические сейсмические события недавнего геологического прошлого, сопровождавшиеся образованием крупных сейсмогравитационных структур с выбросом их отложений в прилегающую акваторию [1-5].

Высокая геодинамическая активность этой территории обусловлена расположением ее в зоне сочленения складчато-орогенных сооружений Северо-Западного Кавказа и Черноморской впадины и продолжающимся продвижением на север-северо-восток тектонических структур последней [6].

Следы максимальной сеймотектонической переработки отмечаются на участке побережья от устья р. Сукко до устья р. Озерейка, включая м. Утриш, п-ов Малый Утриш, оз. Абрау. Отдельные сейсмогравитационные проявления встречаются вплоть до п. Мысхако (окраина г. Новороссийск). Данная территория протягивается на расстояние около 35 км (рис. 1).

Среди сейсмогравитационных деформаций по морфологии и характеру отложений было выделено два типа. Первый – сложные сейсмически возбужденные потоки и консеквентно-детрузивные оползни с большой энергией. К ним относится большая часть изученных структур. Второй – типичные консеквентные оползни скольжения и блокового движения, как правило, развитые на периферии крупных сейсмогравитационных деформаций [5].

Сейсмогравитационные структуры первого типа состоят из полностью дезинтегрированных горных пород преимущественно щебнисто-глыбового состава с примесью глины. Практически всегда в этот матрикс включены крупные глыбы песчаников или целые блоки коренных пород, сохранившие первоначальную слоистость. Породы эти не литифицированы и не сцементированы, что приводит к активному развитию здесь экзогенных геологических процессов (рис. 2). Морфология таких структур достаточно сложная, но в целом они характеризуются типичным оползневым холмисто-западинным рельефом с отдельными понижениями, асимметричными цирками, грядами и увалами.

Сейсмогравитационные структуры второго типа состоят из коренных пород палеогенового флиша со слабо нарушенным залеганием и представляют собой типичные оползневые тела с выраженными в рельефе блоками и оползневыми террасами (рис. 3).

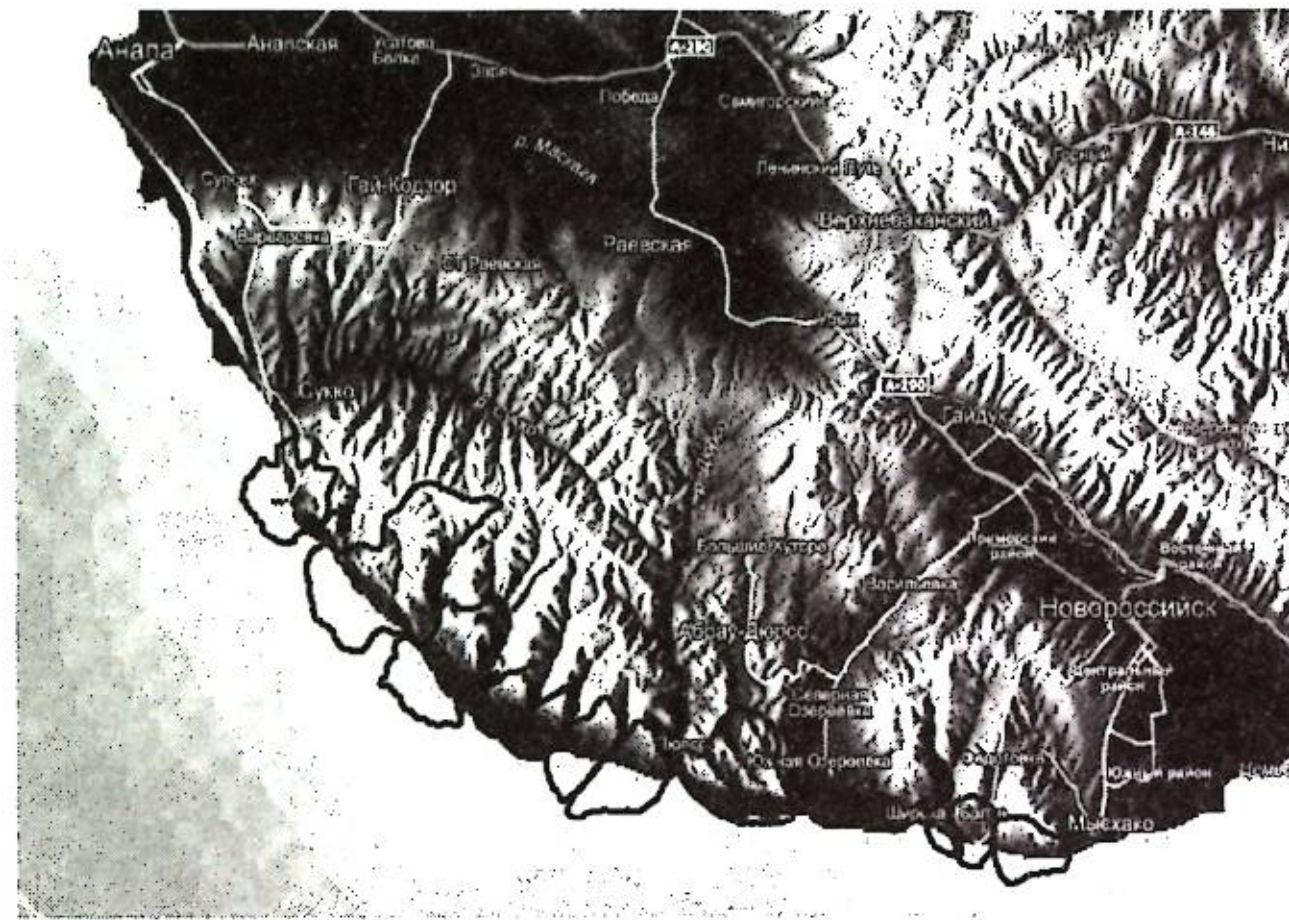


Рисунок 1 – Обзорная схема распространения основных сейсмогравитационных структур на участке Анапа – Новороссийск



Рисунок 2 – Сейсмогравитационные отложения в береговой зоне



Рисунок 3 – Блоковый оползень, расположенный на периферии сейсмогравитационной структуры Лагунной

Все эти объекты достаточно четко выделяются в рельефе и на космоснимках. При проведении дешифрирования космоснимков и полевых работ было выделено более десяти различных сейсмогравитационных форм, из которых три являются наиболее крупными и сложно построенными (рис. 4).

Размеры оползня Большого Утриша: длина – 3,3 км, ширина – 3,1 км. Подводная граница расположена в 1,3–1,7 км от берега. Оползень Малого Утриша имеет длину 5,1 км при максимальной ширине 3,6 км, подводная граница – 2–2,2 км от берега. Между сейсмогравитационными структурами Малого и Большого Утриша расположен еще один оползень (условное название Лагунный), который является наиболее крупным и морфологически сложным. Его ширина 3,3 км, длина – 6 км. Подводная граница – 1,6–2 км от берега. Амплитуда высот у всех обвально-оползневых структур примерно одинаковая – около 500 м (включая подводную часть).

Площади сейсмогравитационных структур:

- Б. Утриш – 5,9 км² с морской частью, 2,6 км² – сухопутная часть;
- М. Утриш – 11,9 км² с морской частью, 6,3 км² – сухопутная часть;
- Лагунный – 19,5 км² с морской частью, 13,5 км² – сухопутная часть.

Морфологические черты данных сейсмогравитационных форм обусловлены различными механизмами перемещения пород, особенностями дооползневой рельефа, временем проявления и повторяемостью сейсмических событий. В целом для всех трех структур характерен типичный бугристо-западинный обвально-оползневой рельеф. На некоторых участках отмечаются отторженцы, представленные отдельно стоящими вершинами с крутыми склонами, сложенными слабо нарушенными породами. Смещение горных масс при их образовании происходило по пологим поверхностям, обычно совпадающим с плоскостями напластования флишевой толщи под воздействием горизонтальных составляющих сил сейсмических толчков. Подобным образом смещены

макушки крупных вершин хребта Навагир между р. Сукко и оз. Абрау. Они хорошо выделяются на космических снимках. Наиболее отчетливо такие структуры выделяются в верхней части оползня М. Утриша и в районе котловины Сухого Лимана. Здесь хорошо заметны на космоснимках смещенные фрагменты речной сети (рис. 5).

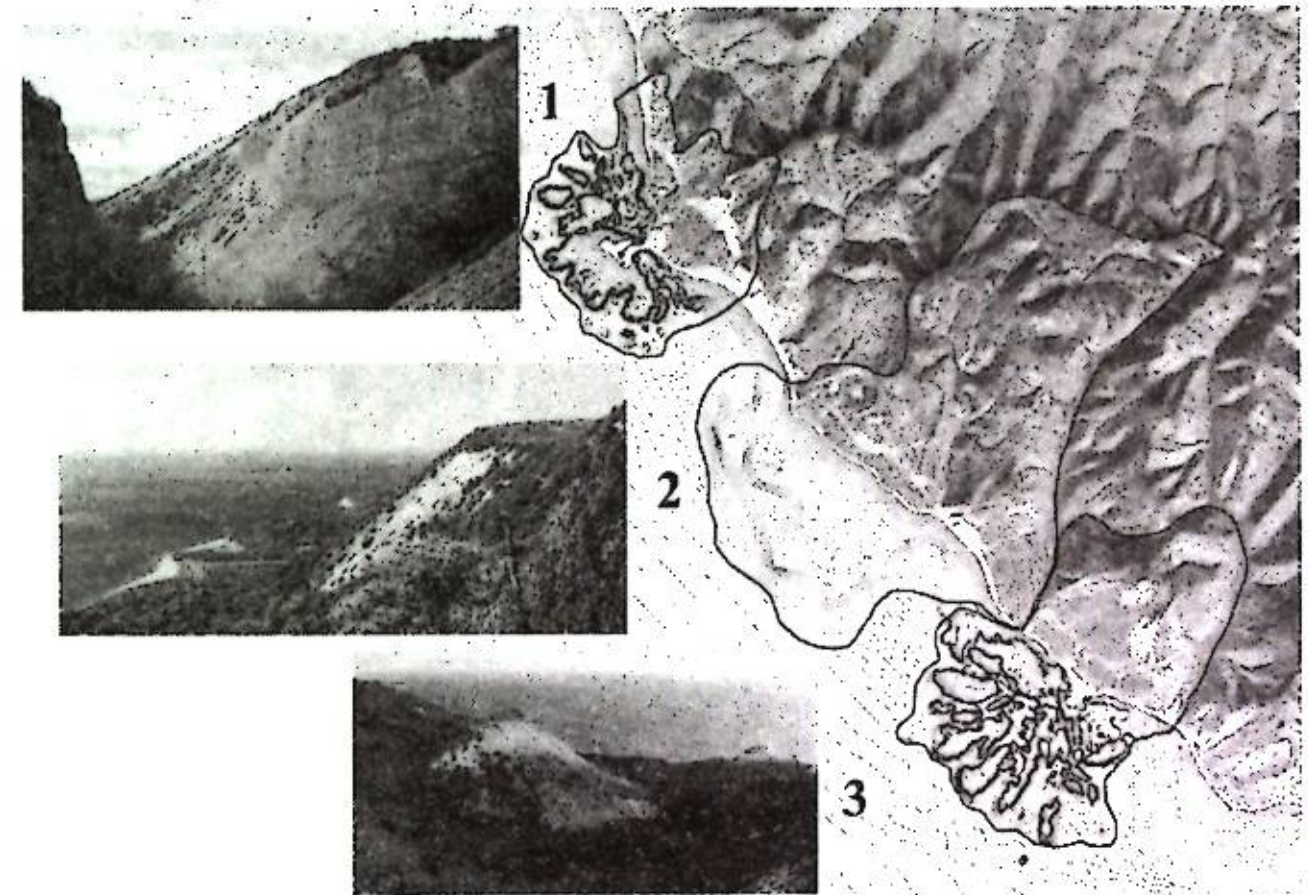


Рисунок 4 – Схема крупнейших сейсмогравитационных структур района исследований (1 – оползень Большого Утриша; 2 – Лагунный оползень; 3 – оползень Малого Утриша)

Еще одной чертой рельефа данной территории, обусловленной сейсмическими событиями, является наличие хорошо выраженных замкнутых котловин, совершенно не характерных для остальной части Черноморского побережья Кавказа. Их образование связано со смещением масс горных пород в результате сейсмогравитационных деформаций рельефа. Наиболее ярким примером подобных форм является котловина озера Абрау. Детальные исследования с привлечением геологических, геофизических методов, бурения скважин, геохимических анализов и пр. методов, позволяющих оценить особенности геологического строения этого участка, были проведены А.Б. Островским [7]. В результате был сделан вывод о том, что древняя долина р. Абрау была перегорожена грандиозным оползнем, сместившемся с ее правого борта. Кроме того, была обнаружена и древняя дельта реки, в пределах которой в настоящее время располагается оз. Лимапчик.

Котловины подобного генезиса были выявлены авторами в ходе проведения полевых наблюдений [8]. К наиболее выраженным относится котловина оз. Сухой Лиман, рассмотренная выше, котловины к юго-востоку от оз. Абрау и в нижней части щели Широкой (периферия оползня Малого Утриша). В некоторых из них в связи отмечаются временные водоемы.

В нижней части более молодых структур образовались обширные оползневые языки, полого спускающиеся к морю и формирующие полуострова с широкими пляжами. В пределах более древнего Лагунного оползня и оползня в районе оз. Сладкий Лиман

обвальнo-оползневые отложения уже переработаны морем и формируют береговые бары, отгораживающие от моря небольшие водоемы (рис. 6).

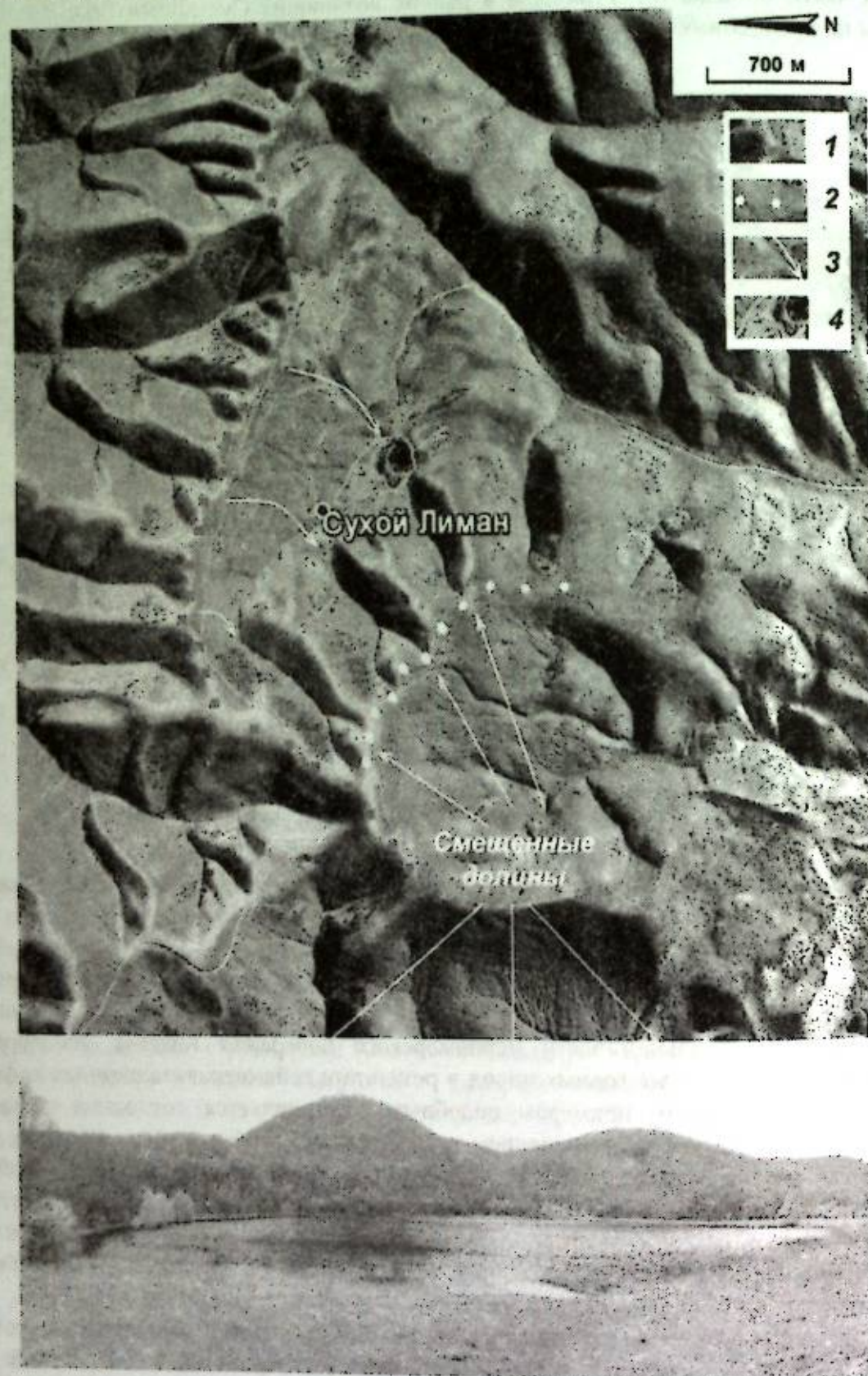


Рисунок 5 – Смещение водораздела в верхней части лагунного оползня (1 – современный водораздел, 2 – смещенный водораздел, 3 – направление смещения речных долин, 4 – котловина озера Сушой Лиман)

Также одной из характерных черт рельефа данных сейсмогравитационных структур является наличие кругого сейсмогенного фронтального уступа, выраженного почти на всем

протяжении изучаемого участка побережья. Его морфология и характер распространения, а также сопоставление с подобными формами на других территориях, где изучались последствия землетрясений, позволяет нам предположить, что данная форма индицирует сейсмогенерирующий разлом. Наиболее отчетливо уступ выражен в пределах оползня Большого Утриша напротив мыса Утриш на расстоянии около 700–900 м от современной береговой линии. Его высота достигает 100–150 м. У юго-восточного своего окончания он переходит в кругостенный тектонический ров длиной около 1 км и примерно в одном километре к юго-востоку от мыса Утриш вписывается в современную береговую линию (см. рис. 4).

Геоморфологические данные позволяют уверенно утверждать, что в основной массе сейсмодислокации и сейсмодетформации Утришко-Абрауского района намного моложе аналогичных форм на других участках Черноморского побережья. Они отличаются свежестью форм и почти не затронуты новыми процессами рельефообразования, а также нигде не перекрываются отложениями древнее современных пойменных, пролювиальных и пляжевых осадков.

К наиболее молодым сейсмогенным формам мы отнесли оползни Большого и Малого Утриша. Их подводные части практически не переработаны морем, а бугристо-западинный рельеф современного подводного склона в пределах этих структур сохранился, начиная с глубин 2–4 м (см. рис. 4), т.е. непосредственно ниже зоны современной волновой абразии.

Остальные формы относятся к более древним. Их подводный рельеф гораздо сильнее сглажен, а иногда почти совсем не прослеживается. Также в пределах подводной части некоторых структур наблюдается отчетливая ступень на глубине около 9 м, а затем 19 м. При этом литологический фактор для объяснения подобных различий можно исключить, так как породы на всем протяжении изучаемого участка практически одинаковы.

Таким образом, можно предположить, что сейсмогенная переработка данного участка побережья происходила в течение нескольких этапов. Часть сейсмогравитационных форм испытывала новые подвижки, происходило омоложение их рельефа. В пределах других, не испытавших новые смещения, образовалась морская терраса (нимфейского возраста по данным [8]), достаточно отчетливо выраженная в рельефе в районе Базовой и Водопадной щелей. О возрасте молодых сейсмогравитационных структур можно судить и по данным археологических и палеосейсмических исследований, которые также свидетельствуют о ряде сильных землетрясений, происходивших на данной территории в историческое время [9, 10]. Отдельными авторами было проведено датирование для омоложенной части оползня Большого Утриша. Такие исследования позволили установить время последних сейсмических событий для этого участка территории в пределах 500 лет [11].

Территория между городами Анапа и Новороссийск отличается чрезвычайно высокой сеймотектонической переработкой, что нашло отражение в общем характере рельефа и отложениях. Сейсмические события повторялись неоднократно и самые последние крупные землетрясения отмечались совсем недавно. Наши данные и работы других исследователей подтверждают расположение эпицентров в данном районе. О большом сейсмическом потенциале региона говорят и масштабы переработки рельефа. В итоге этот район можно отнести к зонам высокого риска развития опасных геологических процессов. К наиболее опасным необходимо отнести землетрясения, интенсивность которых может достигать здесь 8 баллов (по 12-балльной шкале). Из экзогенных необходимо отметить опасность селевых, абразионных и обвальнo-оползневых процессов.

Литература

1. Островский А.Б. Палеосеймотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмической опасности этой территории // Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука, 1970. С. 46–58.

2. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Быхалова О.Н. Результаты изучения палеосейсмостектонических деформаций и оползневых процессов на территории Государственного природного заповедника «Утриш» (Северо-Западный Кавказ) // Геология, география и глобальная энергия. 2015. № 3 (58). С. 101–114.
3. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Деметьева И.Е., Быхалова О.Н. Генезис обвальо-оползневых структур п-ова Абрау (Северо-Западный Кавказ) // Геология. Изв. Отд-ния наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2015. № 21. С. 107–112.
4. Крицкая О.Ю., Попков В.И., Остапенко А.А. Палеосейсмические факторы формирования современного рельефа Черноморского побережья Кавказа на участке Анапа – Новороссийск // Геоморфология. 2017. № 4. С. 27–34.
5. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Деметьева И.Е., Быхалова О.Н. О тотальной сейсмостектонической переработке южного склона Северо-Западного Кавказа // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 4. С. 431–434.
6. Попков В.И. Структурная геология зоны сочленения Черноморской впадины и Кавказа // Геология. Изв. Отд-ния наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2010. № 15. С. 21–28.
7. Островский А.Б. Происхождение озера Абрау и других бессточных котловин на Черноморском побережье Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. географическая. 1970. № 1. С. 89–98.
8. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Деметьева И.Е. Роль сейсмогравитационных процессов в образовании горных котловин Северо-Западного Кавказа // Геология. Изв. Отд-ния наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. № 23. С. 39–44.
9. Винокуров Н.И., Никонов А.А. О следах землетрясений античного времени на западе европейского Боспора // Российская археология. 1998. № 4. С. 98–106.
10. Никонов А.А., Чепкунас Л.С. Сильные землетрясения в низовьях Кубани – ревизия данных // Геофизический журнал. 1996. № 3. С. 29–41.
11. Никонов А.А. Об исторических землетрясениях и сейсмическом потенциале в районе г. Анапы // Сейсмологический бюллетень Украины за 1993 г. Симферополь: Изд-во ИГ НАНУ, 1996. С. 84–87.

УДК 551.243.4+553.98

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПОДНАДВИГОВЫХ ЗОН СКИФСКОЙ ПЛИТЫ И ЗОНЫ ЕЕ СОЧЛЕНЕНИЯ С СЕВЕРО-ЗАПАДНЫМ КАВКАЗОМ

Попков В.И., Попков И.В., Деметьева И.Е.

geoskubsu@mail.ru

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

Показано, что в качестве новых перспективных объектов для постановки геологоразведочных работ могут являться поднадвиговые зоны нефтегазонакопления, развитые как в низах осадочного покрова Скифской плиты, так и в зоне ее сочленения со складчато-орогенными сооружениями Северо-Западного Кавказа.

Ключевые слова: надвиги, автохтон, зоны нефтегазонакопления, перспективы нефтегазоносности.

К настоящему времени можно считать доказанным широкое развитие в осадочном чехле платформ независимо от их возраста складчато-надвиговых дислокаций – потенциальных ловушек УВ, образовавшихся в обстановке горизонтального сжатия [1-3]. Не является в этом отношении исключением и рассматриваемая территория [4-6]. Более того, имеющиеся геолого-геофизические материалы позволяют выделить здесь новые региональные нефтегазоперспективные объекты, которые могут дать вторую жизнь этому старому нефтегазодобывающему региону.

В осадочном чехле западных районов Скифской плиты выделяется ряд крупных линейных валообразных поднятий, определяющих ее современный структурный облик. Наиболее значительными из них являются Азовский и Каневско-Березанский валы, осложненные более мелкими антиклиналями, содержащими промышленные скопления нефти и газа. Принято считать, что на глубине им соответствуют пермско-триасовые тафрогены, испытавшие инверсию и складчатость в конце триаса – начале юры [7-9]. Анализ накопленного к настоящему времени геолого-геофизического материала позволяет внести коррективы в представления о генезисе данных дислокаций и, соответственно, о перспективах нефтегазоносности региона.

Центральную часть Азовского моря занимает одноименный вал – крупная асимметричная структура, южный пологий склон которой постепенно переходит в северный борт Индоло-Кубанского прогиба, а северный крутой и узкий оборван Главным Азовским надвигом амплитудой от 800 до 1000 м [6].

На значительной части вала отложения от среднеюрских до палеоцен-эоценовых размыты, а породы майкопской серии перекрывают нерасчлененную толщу триаса. У восточного побережья Азовского моря (Западно-Бейсугская площадь) в разрезе осадочного чехла Азовского вала появляются отложения мела и эоцена. Эти отложения присутствуют и в разрезе западных участков вала (Стрелковая площадь).

Породы доплитного комплекса (верхний палеозой – триас) сильно дислоцированы (углы падения 25–70°), представлены темно-серыми филлитовидными сланцами, алевролитами и песчаниками, измененными на стадии глубинного эпигенеза и начального метаморфизма [10].

На сейсмических временных разрезах поверхности дислоцированных толщ соответствует отражающий горизонт F [11], ниже которого в пределах Азовского вала залегает комплекс пород, характеризующийся резкими наклонными и вертикальными акустическими контактами. В восточных районах вала (Западно-Бейсугская площадь) удалось получить достаточно качественный сейсмический материал, свидетельствующий о складчато-надвиговой природе дислокаций в его доплитной части разреза (рис. 1).

Принадвиговые антиклинальные складки имеют амплитуду от 300 до 900 м при ширине от 4 до 7 км.

Данные сейсморазведки указывают на аллохтонную природу Азовского вала, представляющего собой в доплитном комплексе пакет тектонических пластин, надвинутых одна на другую при общей направленности латеральной транспортировки масс горных пород в северном направлении (рис. 2).

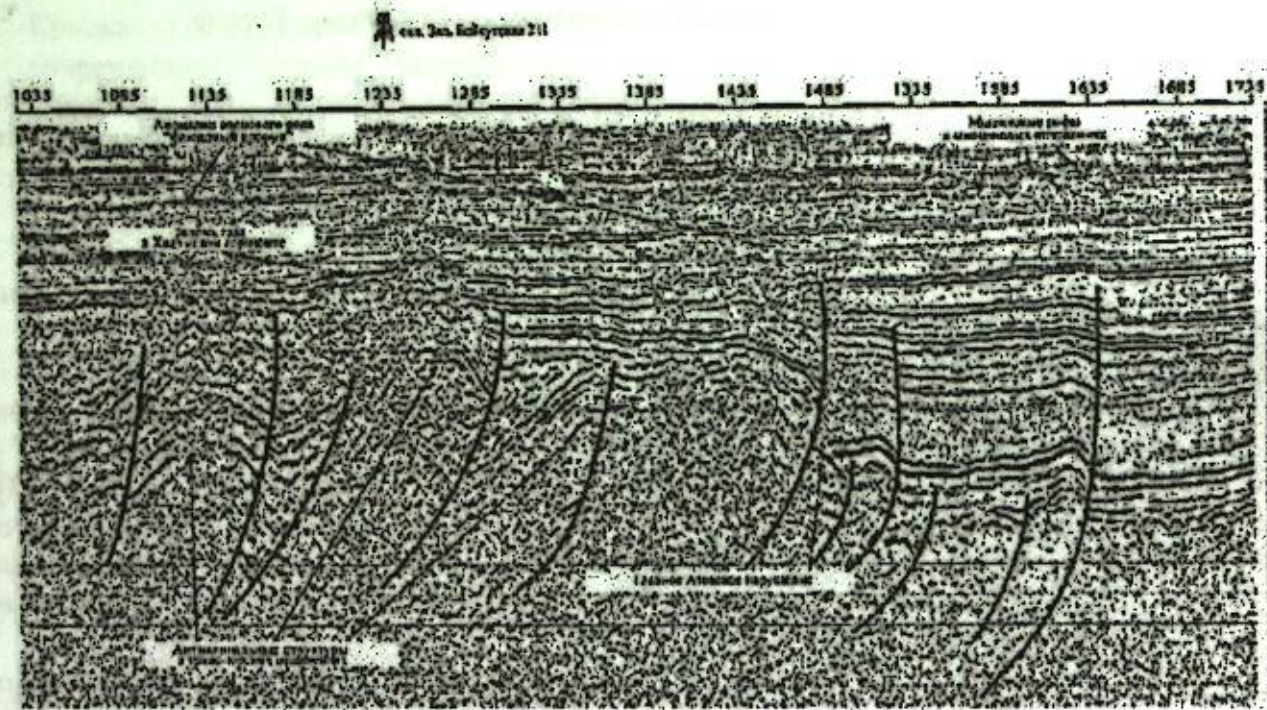


Рисунок 1 – Стростие разреза и характер дислокаций Азовского вала в районе Западно-Бейсугской площади (фрагмент сейсмического разреза профиля 38012502). Вертикальный масштаб «растянут» относительно горизонтального примерно в 3,5 раза.

К северу за плоскостью Главного Азовского надвига скачкообразно появляются в разрезе отложения палеоцена – эоцена и мела, отсутствующие в присводовой части вала, а также резко нарастает мощность майкопа. В плане зона основного надвига не однородна, а состоит из отдельных более мелких дугообразных надвигов, кулисообразно подставляющих друг друга по простиранию [4]. Амплитуда вертикального смещения максимальна во фронтальной части дуг, уменьшаясь к их краям.

Продолжением Азовского вала к востоку является Каневско-Березанский вал. Эта структура длиной около 300 км и шириной до 50 км на севере через систему погружений (Копанское, Иркилевское) примыкает к Ростовскому своду, а на юге Тимашевским разломом отделяется от одноименной моноклинали. В строении дочехольных образований Каневско-Березанского вала наряду с герцинским принимает участие и раннемезозойский комплекс пород.

Каневско-Березанский вал имеет резко асимметричное строение: север-северо-восточное крыло короткое и кругое, оборванное надвигом, юго-юго-западное более пологое и широкое. Для того, чтобы получить представление о реальной, не искаженной геологической ситуации, соотношение вертикального и горизонтального масштабов на сейсмическом разрезе (рис. 3) приведено примерно 1:1.

Пространственно Азовский и Ейско-Березанской платформенные валы совпадают с центральным сегментом Северокрымско – Ейско-Березанской раннекиммерийской складчатой зоны, сложенной мощной призмой осадочных и вулканогенно-осадочных пород позднепалеозойско-триасового возраста, претерпевших складчатость на рубеже триаса и юры [4, 12]. В результате раннекиммерийских коллизионных процессов дислоцированные

комплексы пород верхнего палеозоя и триаса были шарьированы на прилегающие с севера и северо-востока районы с образованием складчато-надвиговых дислокаций. Согласно сейсмическим данным, мощность земной коры под Азовским валом возрастает до 45 – 50 км, при этом утолщение «гранитно-метаморфического» слоя составляет 20 – 25 км [7], что, возможно, является следствием тектонического скупивания горных пород в пределах раннекиммерийской складчатой зоны.

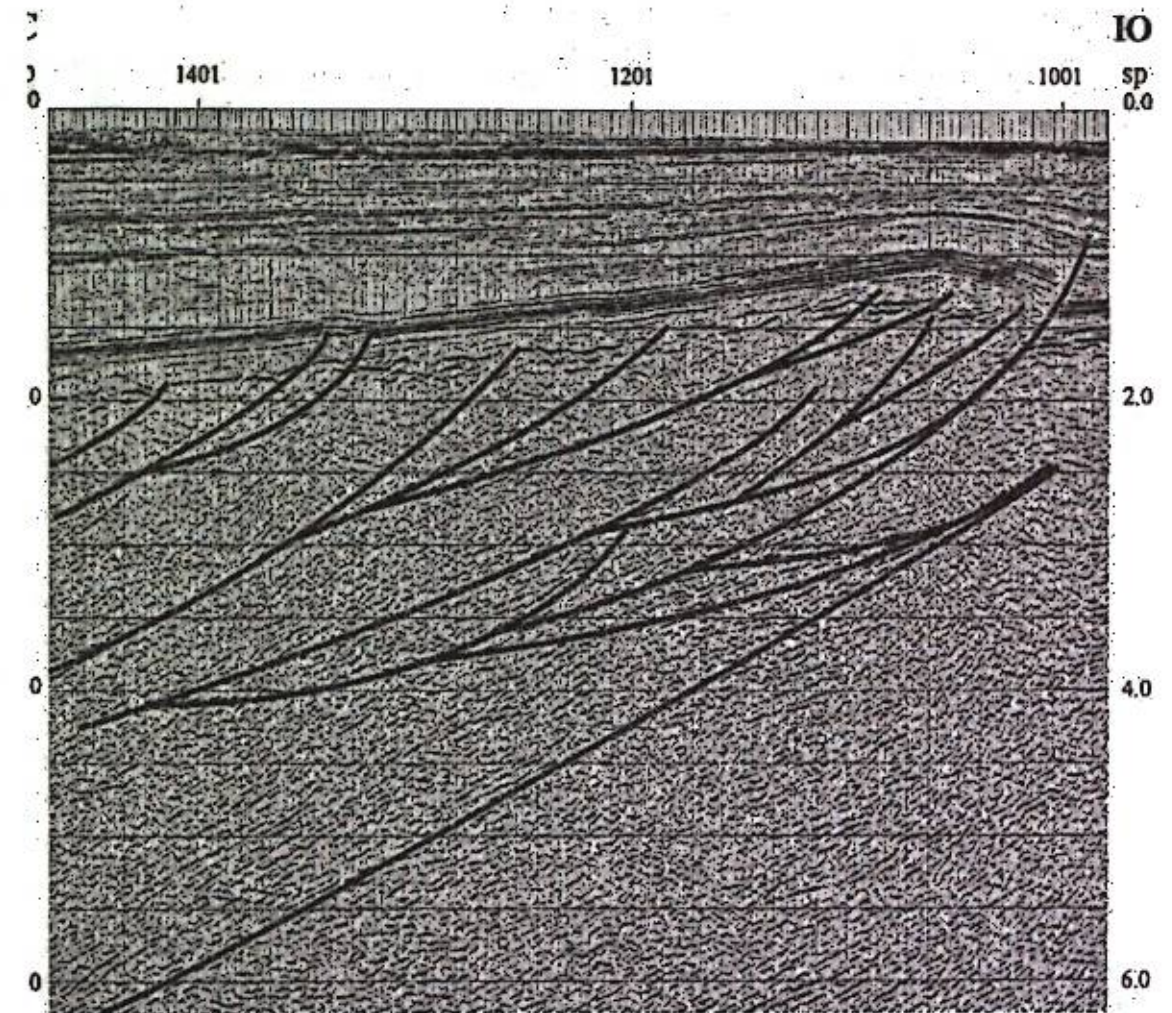


Рисунок 2 – Сейсмический разрез, иллюстрирующий аллохтонную природу Азовского вала. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:1

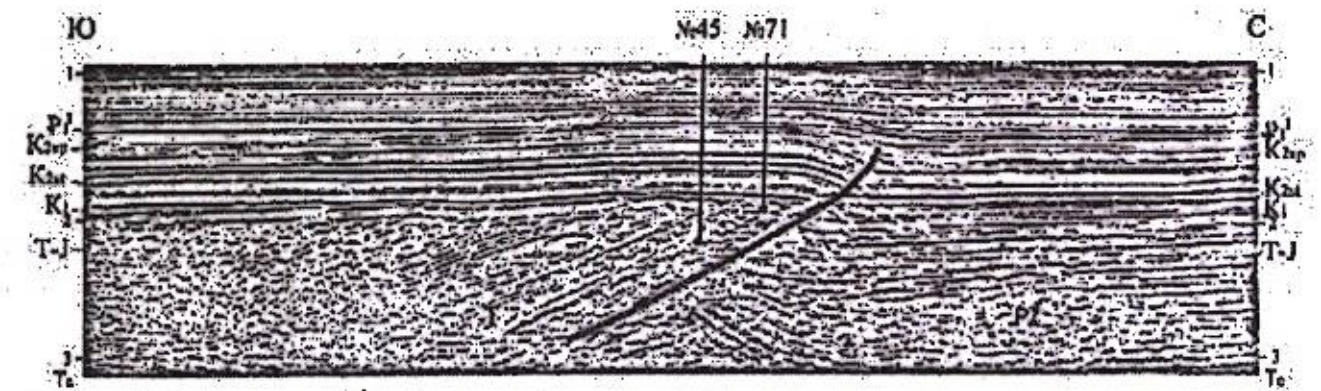


Рисунок 3 – Сейсмический разрез по профилю 139604, иллюстрирующий принадлежговую природу Каневско-Березанского вала (Староминская антиклиналь). Соотношение вертикального и горизонтального масштабов примерно 1:1

Пространственно Азовский и Ейско-Березанской платформенные валы совпадают с центральным сегментом Северокрымско – Ейско-Березанской раннекеммерийской складчатой зоны, сложенной мощной призмой осадочных и вулканогенно-осадочных пород позднепалеозойско-триасового возраста, претерпевших складчатость на рубеже триаса и юры [4, 12]. В результате раннекеммерийских коллизионных процессов дислоцированные комплексы пород верхнего палеозоя и триаса были шарьированы на прилегающие с севера и северо-востока районы с образованием складчато-надвиговых дислокаций. Согласно сейсмическим данным, мощность земной коры под Азовским валом возрастает до 45 – 50 км, при этом утолщение «гранитно-метаморфического» слоя составляет 20 – 25 км [7], что, возможно, является следствием тектонического сжатия горных пород в пределах раннекеммерийской складчатой зоны.

С началом коллизионных процессов, очевидно, следует связывать и заложение краевого прогиба [13, 14], более хорошо изученным на акватории Азова и в Крыму, получившим название Предскифийского [15]. Северная часть краевого прогиба частично совпадает в плане с платформенным Северо-Азовским прогибом, южная перекрыта аллохтонными пластинами Азовского вала. Масштаб тектонического перекрытия примерно соответствует ширине названного вала и составляет около 25 – 30 км [13].

Ниже отложений платформенного чехла здесь выделяется мощный (до 10 км) комплекс относительно слабо дислоцированных палеозойско-триасовых отложений. На завершающей стадии своего развития Предскифийский прогиб испытал на себе воздействие мощного сжатия, направленного с юга, с образованием пологих срывов и тектонических чешуй. Тектонически сорванным, очевидно, оказался орогенный комплекс формаций.

Дислокации Предскифийского прогиба представлены надвигами южного наклона, чешуями и принадвиговыми складками северной вергентности (рис. 4). Между ними практически отсутствуют синклинали в обычном виде: на южное пологое крыло накладывается более южная тектоническая пластина с фронтальной асимметричной антиклиналью по принципу укладки черепицы. Многие из надвигов проникают в перекрывающий платформенный чехол (рис. 5), контролируя строение и развитие мел-палеогеновых антиклиналей [4].

Погребенный краевой прогиб может обрамлять с внешней стороны раннекеммерийский складчато-надвиговый пояс на протяжении более 500 км [14]. Учитывая его тектоническую природу можно предполагать присутствие в основании осадочного разреза платформенных формаций. В нормальном залегании они будут находиться на достаточно больших глубинах, но во фронтальных частях тектонических чешуй, широко развитых в прогибе, они могут быть существенно приближены к дневной поверхности. В составе мощного комплекса орогенных формаций могут быть широко представлены терригенные и карбонатно-терригенные отложения, содержащие в хорошо изученных краевых прогибах крупные скопления нефти и газа. В прогибах подобного рода обычно представлен практически весь известный спектр ловушек УВ [13, 16].

Таким образом, на основании анализа геолого-геофизических материалов в западной части Скифской плиты выделен краевой прогиб позднепалеозойского возраста. Он имеет ширину 20-60 км и длину более 500 км. Несмотря на большие глубины залегания и значительный катагенез палеозойских пород, Предскифийский краевой прогиб перспективен для поисков месторождений нефти и газа. Большой интерес представляет прискладчатое крыло прогиба, где могут быть сосредоточены значительные запасы нефти и газа в поднадвиговой зоне.

Установление погребенного палеозойского Предскифийского прогиба вносит существенные коррективы в представления о перспективах нефтегазоносности региона, поскольку это позволяет говорить о появлении нового направления геологоразведочных работ.

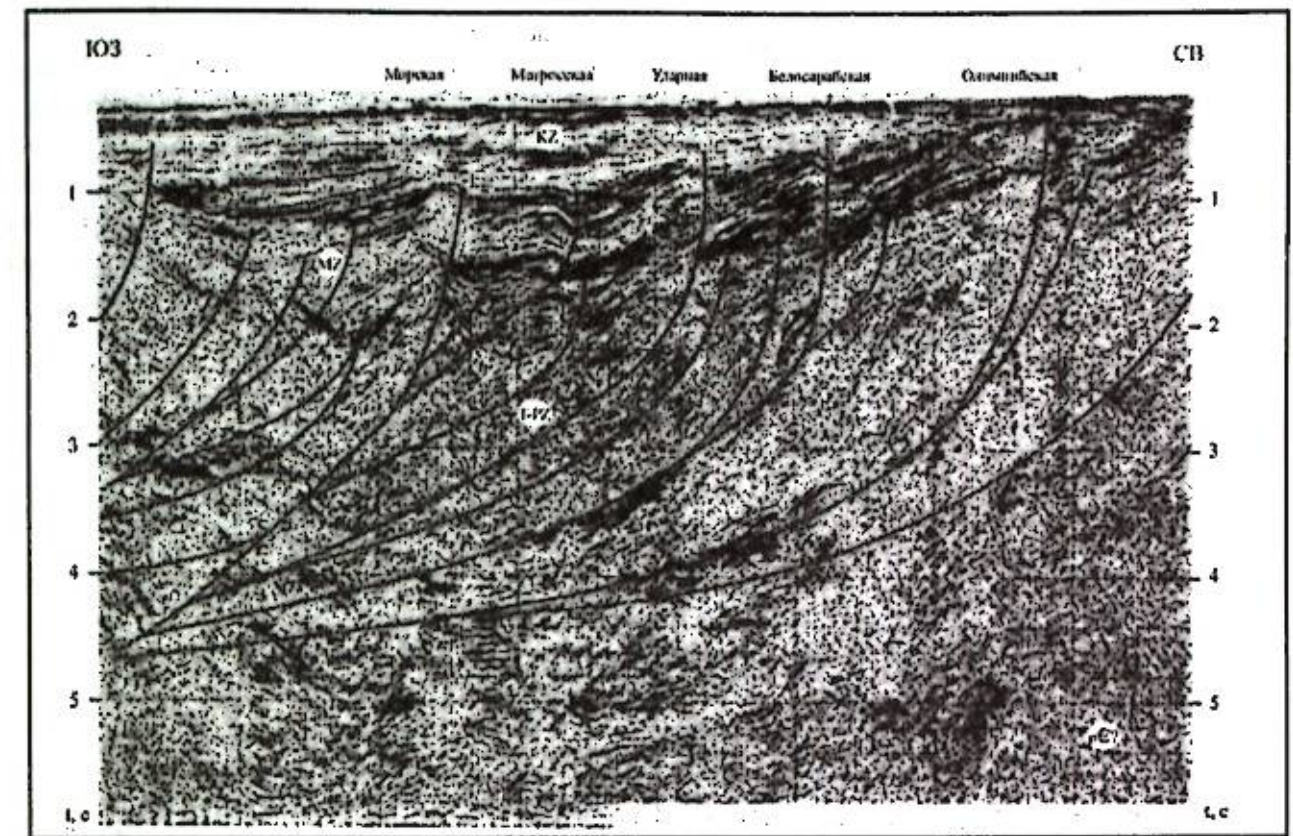


Рисунок 4 – Фрагмент временного разреза по профилю 59847, иллюстрирующий строение Предскифийского прогиба. В левой части рисунка – фронтальная часть Азовского аллохтона. Вертикальный масштаб «растянут» относительно горизонтального примерно в 3,5 раза

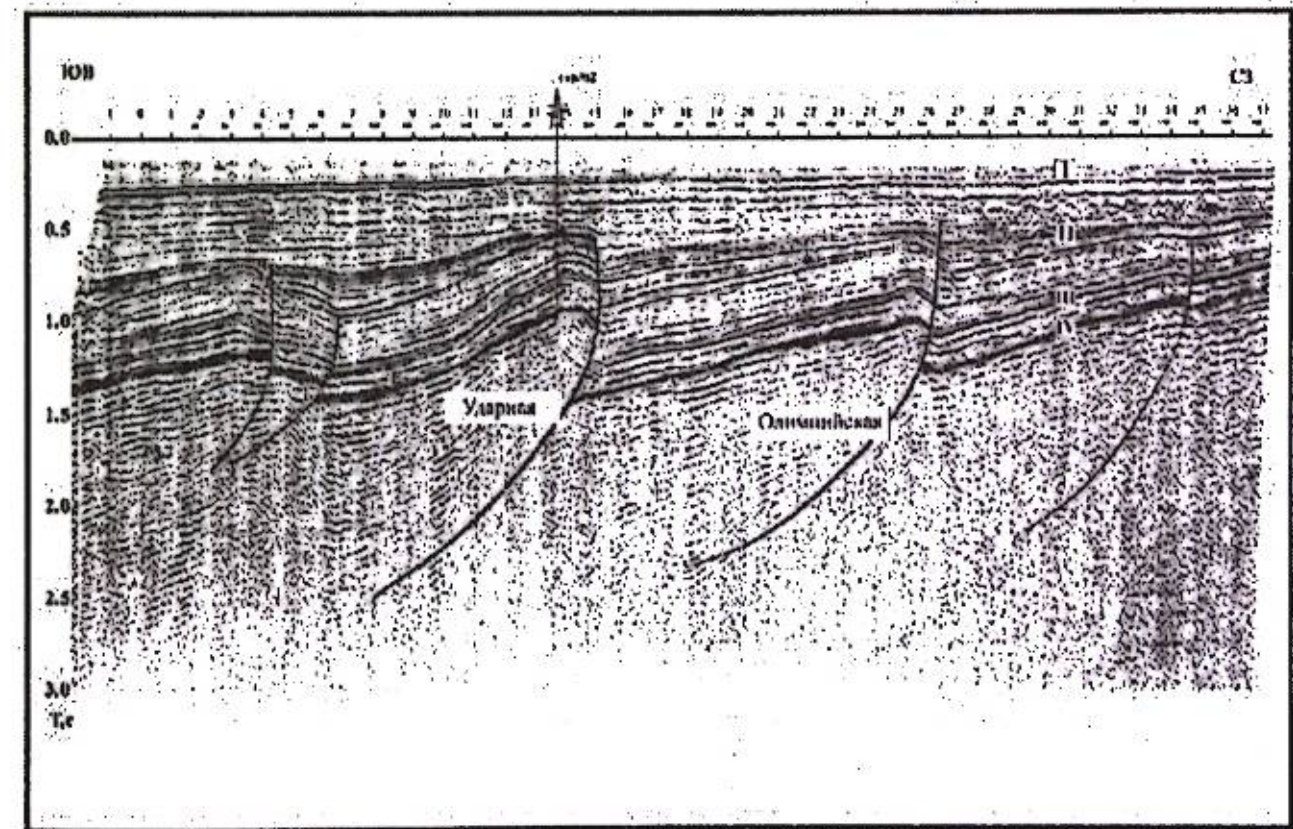


Рисунок 5 – Сейсмический разрез по профилю 078018, иллюстрирующий надвиговые дислокации северо-восточной части Азовского моря. Отражающие горизонты: I – кровля майкопа, II – подошва олигоцена, III – в кампане, IV – кровля верхнего мела

Следующим первоочередным районом, который может представлять значительный интерес на Северо-Западном Кавказе, является северная поднадвиговая часть Собербаш-Гунайского синклиория, где залегают регионально нефтегазоносные отложения кайнозоя и мезозоя Западно-Кубанского прогиба [16]. Ширина ее может достигать 6 - 10 и более километров (рис. 6). По сути - это еще один новый региональный нефтегазоперспективный объект, заслуживающий самого пристального внимания. Несомненно, что его внутренняя структура будет коренным образом отличаться от аллохтонной части. Для изучения геологического строения автохтона рекомендуется бурение параметрических скважин и проведение дополнительных геофизических работ.

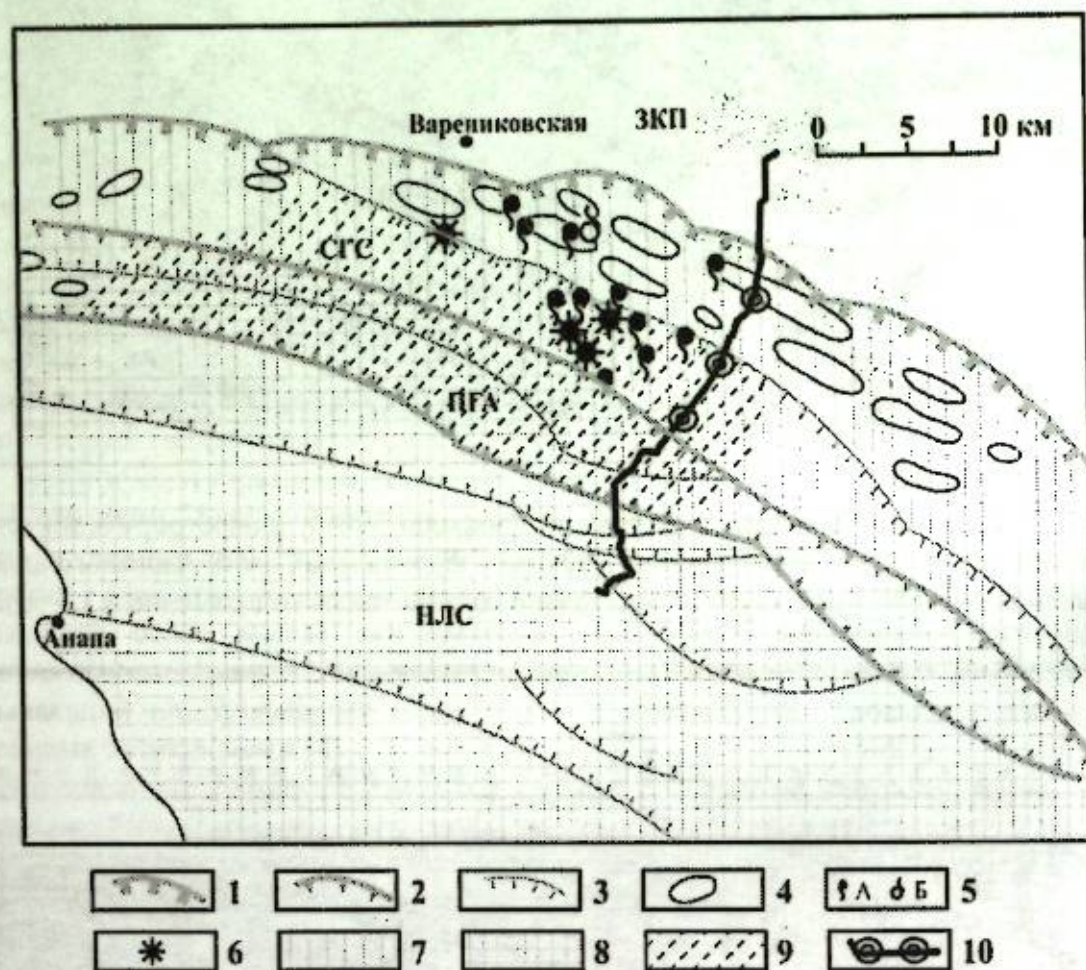


Рисунок 6 – Основные направления геологоразведочных работ в зоне Ахтырского надвига. 1 – фронт Ахтырского надвига, 2 – надвиги – границы тектонических зон, 3 – прочие крупные надвиги, 4 – скопления УВ, 5 – источники: А – нефтяные, Б – газовые; 6 – грязевые вулканы, 7 – высокоперспективная поднадвиговая зона Ахтырского аллохтона, 8 – зона средних перспектив нефтегазоносности преимущественно верхне- и нижнемеловых отложений, 9 – районы, рекомендуемые для постановки первоочередных детальных геолого-геофизических работ, 10 – рекомендуемые параметрические скважины на линии регионального сейсмического профиля I30520.

ЗКП – Западно-Кубанский краевой прогиб, СГС – Собербаш-Гунайский синклиорий, ПГА – Псебелско-Гойтхский антиклинорий, НЛС – Новороссийско-Лазаревский синклиорий.

В аллохтоне Собербаш-Гунайского синклиория скопления УВ могут быть как сингенетичными, так и эпигенетичными за счет вертикального перетока флюидов из аллохтона. Наличие вертикальной миграции УВ из поднадвиговой зоны подтверждается гидрохимическими, гидродинамическими аномалиями и поверхностными нефтегазопроявлениями в зонах разрывов, физическими свойствами нефти в скважинах,

попавших в зону разрывных нарушений. Сохранности скоплений нефти и газа в аллохтонной части может способствовать присутствие плиоценовых отложений, выполняющих роль покрывки.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 16-05-00013.

Литература

1. Попков В.И. Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. 1991. № 2. С. 13-27.
2. Попков В.И. Стресс-тектоника литосферных плит // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. 2005. № 1. С. 71-79.
3. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В., Постников Д.В. Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы. М.: Наука, 1991. 255 с.
4. Попков В.И. Аллохтонные структуры Азовского моря // Геология. Изв. Отд-ния наук о Земле и природных ресурсов Академии наук РБ. 2008. № 12. С. 23-29.
5. Попков В.И. Стресс-тектоника Скифской плиты // Тр. СевКавГТУ. Сер. нефть и газ. Вып. 4. Ставрополь. 2001. С. 17-29.
6. Исмагилов Д.Ф., Попков В.И., Терехов А.А., Шайнуров Р.В. Шарьяжи и надвиги Азовско-Черноморского региона // Шарьяжно-надвиговая тектоника и ее роль в формировании полезных ископаемых. Докл. научной сессии Ин-та геологии БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1991. С. 100-105.
7. Борков Ф.П., Головачев Э.М., Семендусев М.М., Щербakov В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Азовского моря (по геофизическим данным). М.: ИГиРГИ, 1994. 188 с.
8. Крылов Н.А., Летавин А.И. Стадийность развития молодых платформ и нефтегазоносность предчехольных отложений // Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984. С. 103-104.
9. Летавин А.И. Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М.: Недра, 1978. 147 с.
10. Захарчук С.М., Менкес М.А., Палинский Р.В., Колчинцева Л.В. Новые данные о геологическом разрезе акватории Азовского моря // Геология и геохимия горючих ископаемых. Вып. 53. Киев: Наукова думка. 1979. С. 67-75.
11. Казанцев Р.А., Шайнуров Р.В. Открытие протерозой-палеозойского прогиба в северной части Азовского моря // Разведка и охрана недр. 2001. № 8. С. 34-40.
12. Славин В.И., Хайн В.Е. Райнекиммерийские геосинклиналильные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 1980. № 2. С. 3-14.
13. Попков В.И., Попков И.В. Предскифийский краевой прогиб – новый нефтегазоперспективный объект Скифской плиты // Геология. Изв. Отд-ния наук о Земле и природных ресурсов Академии наук РБ. 2011. № 16. С. 84-86.
14. Попков В.И., Дементьева И.Е., Казарова Е.В. Геологические предпосылки нефтегазоносности поднадвиговых зон запада Скифской плиты // XXI Губкинские чтения «Фундаментальный базис инновационных технологий поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа и приоритетные направления развития ресурсной базы ТЭК России». Тез. докл. РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. М. 2016. С. 56-59.
15. Юдин В.В. Предскифийский краевой прогиб // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Симферополь: Таврия-Плюс. 2001. С. 177-183.
16. Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е. Новые направления и объекты геологоразведочных работ на нефть и газ в Западном Предкавказье // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т. VII. Ч. I. / Под ред. Керимова И.А. М.: ИИЕТ РАН. 2017. С. 178-186.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИЯХ ПОКРОВОЙ ТЕКТониКИ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ КАВКАЗЕ

Попков И.В., Попков В.И.

geoskubsu@mail.ru

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

В береговых обрывах Голубой Бухты обнажены многочисленные пологие надвиги, внутрипластовые срывы, образующие пакеты тектонических пластин, надвинутых друг на друга. Выделены синформы. Проведенные исследования позволяют говорить о том, что данные структуры принадлежат не известному ранее тектоническому покрову.

Ключевые слова: надвиги, синформа, тектонический покров, Северо-Западный Кавказ.

Региональную структуру Северо-Западного Кавказа определяют дислокации, образовавшиеся в обстановке бокового сжатия. В результате широким распространением здесь пользуются складчато-надвиговые дислокации, листрические надвиги [1–5], известные и тектонические покровы, например, Воронцовский [6, 7]. Выполненные нами наблюдения позволяют предполагать наличие здесь и других, не известных ранее тектонических покровов. Одним из таких районов является Голубая Бухта, располагающаяся в нескольких километрах к северо-западу от г. Геленджик. Несмотря на легкую доступность района, обнаженные в береговых обрывах дислокации оказались практически не изученными.

Так, в северо-восточном береговом обрыве обнажена фронтальная часть аллохтона. В левой части обнажения на расстоянии 80 м отчетливо видна его тонкопластинчатая структура (рис. 1) с общим наклоном пластин к юго-востоку под углом примерно в 30° . Толщина пластин колеблется от полутора – двух метров до 5 – 6 м.



Рисунок 1 – Внутренняя структура тектонического покрова

Разрез сложен ритмично чередующимися пластами песчаников, алевролитов и аргиллитов при подчиненной роли последних. Возраст отложений – позднемеловой. Широко распространены здесь и межпластовые срывы, испытывающие зачастую разветвление и переход на более высокие стратиграфические уровни с изменением углов наклона

сместителей на более крутые. Встречаются также разрывы, образующие клинообразные формы.

С юго-востока на данную толщу по серии разрывов с углами наклона около 45° надвинуты более толстые (25 – 35 м) тектонические пластины, сложенные преимущественно аргиллитами, чередующимися с отдельными слоями песчаников и алевролитов. В результате преобладания в разрезе аргиллитов толща имеет более темную окраску. Слои пород внутри пластин наклонены в ту же сторону, что и ограничивающие их надвиги, но под более пологими углами.

В данную темноцветную толщу вложена пологая синформа (рис. 2), выполненная более светлыми породами с преобладанием песчаников и алевролитов. В северо-западной части она отделена от темноцветной серии выполаживающимися с глубиной разрывами и 10-метровой зоной дробления. Ширина синформы 50 м. В обнажении четко виден надвиговый характер ее взаимоотношения с вмещающими отложениями.

Юго-восточнее по направлению к мысу выделяется несколько блоков слабодислоцированных пород, ограниченными надвигами встречного падения. В отдельных случаях пологие надвиги вверх по разрезу переходят в близгоризонтальное залегание, формируя тектонический покров (рис. 3). В последнем случае наблюдается четкое угловое несогласие надвинутых и подстилающих толщ.

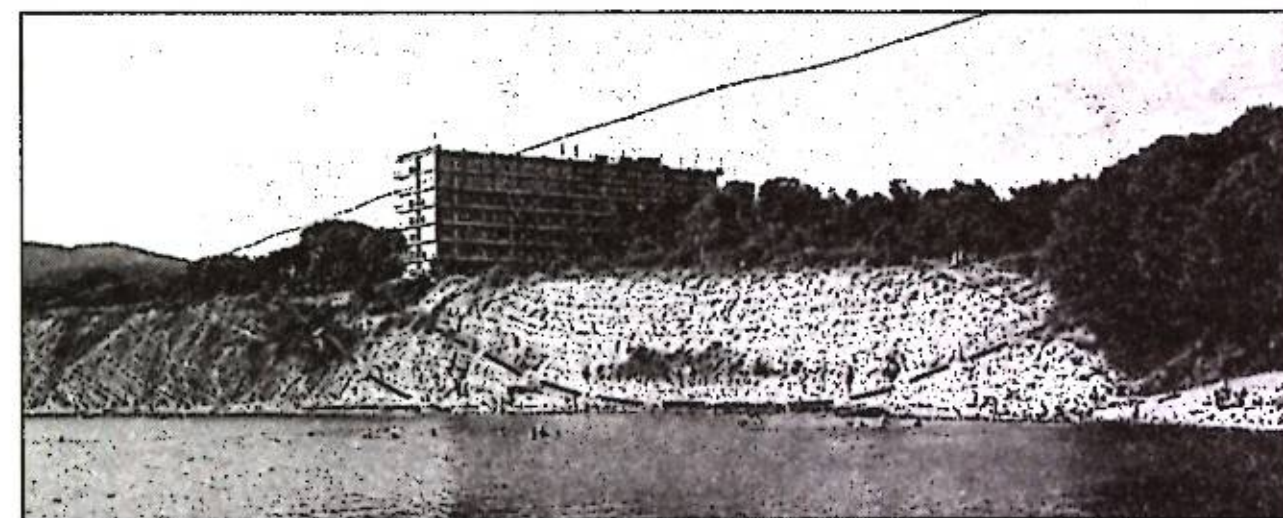


Рисунок 2 – Синформа во фронтальной части тектонического покрова

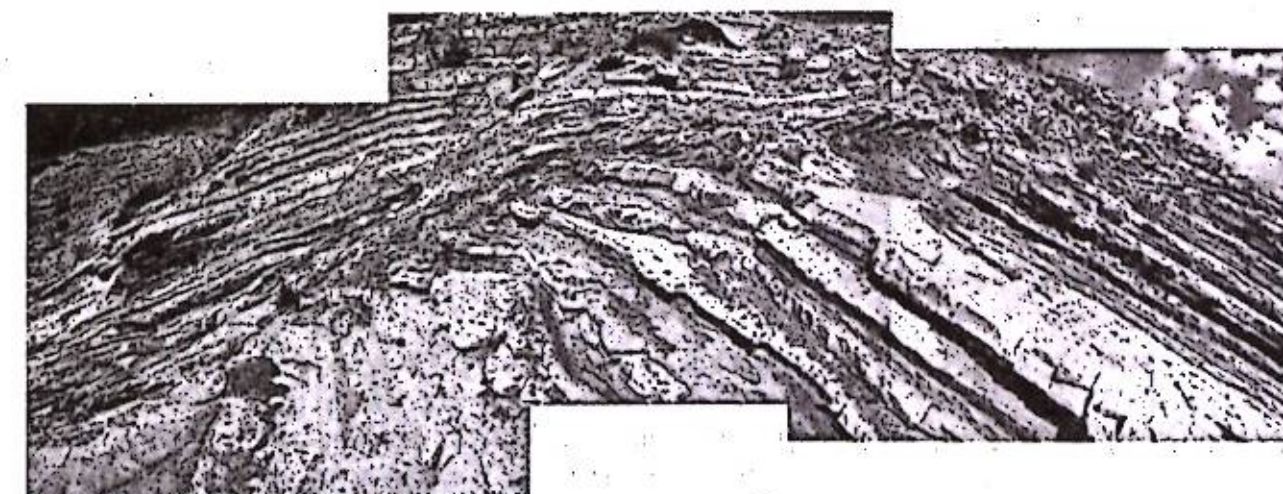


Рисунок 3 – Фрагмент тектонического покрова

Простирается северо-восточного берега бухты, где расположены данные дислокации, совпадает с простираемостью структур Северо-Западного Кавказа и здесь мы, вероятно, имеем дело с фронтальной частью тектонического покрова. Соответственно береговой обрыв расположен вдоль его фронта. Изученная ширина тектонического покрова немногим превышает 400 м.

Северо-западный берег Голубой Бухты почти перпендикулярен северо-восточному. Он более высок, и за ним начинается гористая территория с крутыми причерноморскими обрывами, где обнажены верхнемеловые отложения, залегающие под большими углами и относительно слабо нарушенные разрывами. Возможно, что с береговой линией примерно совпадает северо-западная граница покрова.

В правой части обнажения выделяется блок шириной около 15 м, ограниченный крутыми разрывами, выходящими с глубиной с образованием U-образной формы. В 4-х метрах правее расположен еще один близвертикальный разрыв. Последние два разрыва сопровождаются зонами катаклазированных пород, достигающих ширины в два метра. Породы здесь перетерты до глинистой фракции или же рассланцованы с образованием вытянутых чечевицеобразных форм, ориентированных согласно плоскости сместителя.

Влево от основания блока ответвляется близгоризонтальный срыв, смещение по которому привело к образованию разорванных пластов песчаника или локальному увеличению толщины глинистых прослоев (рис. 4).

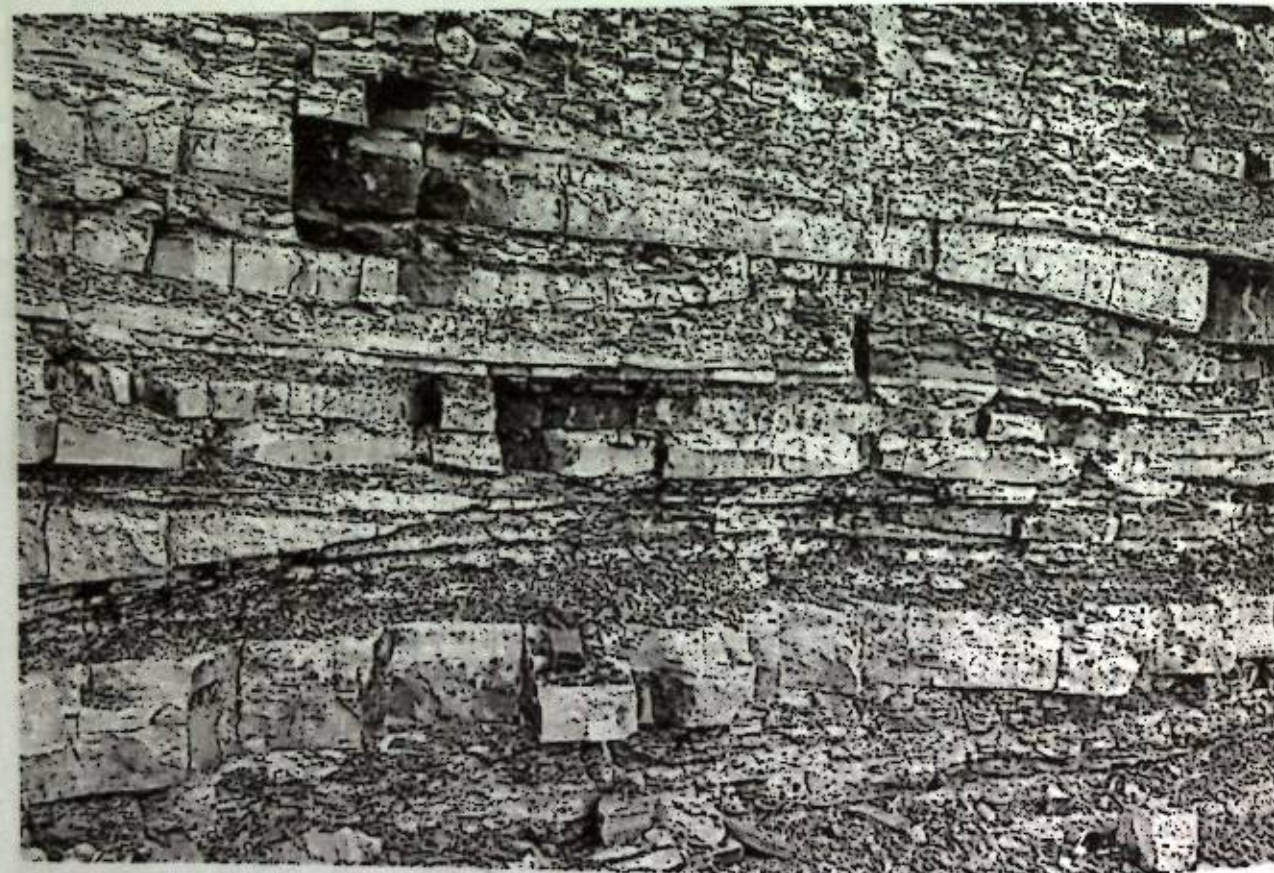


Рисунок 4 – Следы внутрипластового проскальзывания

Присутствуют здесь и разнонаправленные, в том числе встречные надвиги. Фронтальные части некоторых из них выражены в рельефе дневной поверхности в виде топографических поднятий, что указывает на их современную активность.

Недалеко от северо-западного мыса бухты располагается зона интенсивного смятия горных пород шириной около 20 м. В центральной ее части разрывы близвертикальны, по краям находятся надвиги с расходящимися в противоположные направления фронтальными частями.

Верхнемеловые отложения, слагающие аллохтон, претерпели высокую тектоническую переработку, приведшую к утрате их прочности. Можно полагать, что интенсивная раздробленность горных пород фронтальной части аллохтона по сравнению с сопредельными береговыми участками способствовала развитию здесь более активной береговой эрозии, приведшей к образованию бухты.

К юго-востоку располагается крупная Геленджикская бухта. Не исключено, что и она имеет аналогичное происхождение. В этом случае рассмотренные дислокации могут являться лишь частью крупного тектонического покрова, ширина которого исчисляется многими километрами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 16-05-00013.

Литература

1. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Доклады РАН. 2006. Т. 411, № 2. С. 835-841.
2. Попков В.И., Попков И.В. Структурно-тектонические предпосылки нефтегазоносности и возможные типы ловушек нефти и газа в складчато-орогенных зонах на примере Северо-Западного Кавказа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. № 2. С. 8.
3. Попков И.В., Попков В.И. Складки и разрывы в обнажениях Северо-Западного Кавказа // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. VII Междунар. симп., г. Бишкек, 19-24 июня 2017 г. Бишкек. 2017. С. 44-47.
4. Попков И.В., Попков В.И. Мезодислокации Северо-Западного Кавказа и их значение для понимания общей структуры региона // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». Материалы докл. всерос. конф. с междунар. участием. М.: ИФЗ РАН. 2016. С. 219-223.
5. Попков И.В. Применение методов структурной балансировки при изучении дислокаций Северо-Западного Кавказа и Таманского полуострова // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. 2014. № 2. С. 156-160.
6. Борукаев Ч.Б. О проявлениях покровной тектоники в Туапсинском районе (Северо-Западный Кавказ) // Вестник Московского университета. 1964. № 1. С. 32-38.
7. Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П. Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН / Ред. Ю.Л. Ребецкий. М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 319-333.

ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ ИЕРАРХИЧЕСКАЯ СОПОДЧИНЕННОСТЬ

Пржнялговский Е.С., Лаврушина Е.В.

prz4@yandex.ru

Геологический институт Российской академии наук, г. Москва, Россия

Представленные описания и анализ альпийских деформационных структур базируются на обобщении материалов структурно-геологических полевых исследований, проведенных авторами во внутригорных впадинах Тянь-Шаня и в пределах их горного окружения. С учетом специфики геологической среды выделены структурные ансамбли, составляющие обобщенный парагенез структур позднеальпийского этапа геотектонической эволюции региона. Определены основные критерии типизации тектонических структур, продемонстрированы подходы и методы для системного описания разноранговых структурно-морфологических ансамблей.

Ключевые слова: структурные ансамбли, кайнозой, осадочный чехол, палеозойский фундамент, внутригорные впадины, Тянь-Шань.

Возникновение внутригорных впадин и интенсивные складчатые деформации накопившегося во впадинах мезозойско-кайнозойского осадочного чехла - все это является отражением позднеальпийской активизации палеозойского складчатого сооружения Тянь-Шаня в составе Евразийского подвижного пояса. Система региональных структур и рельеф Тянь-Шаня в окончательном оформились в неогене - квартере в условиях коллизии Евро-Азиатской и Индийской плит и синхронных внутриплитных процессов, значение которых часто недооценивается [1-3].

Крупные структуры определяют положение и ориентировку структур меньшей размерности, как внутри комплексов палеозойского фундамента, так и в мезозойско-кайнозойском осадочном чехле, и все вместе они могут рассматриваться как единый тектонический парагенез, сформировавшийся практически одновременно в одной геодинамической обстановке. С учетом масштаба рассмотрения и специфики геологической среды можно выделить пространственно и хронологически связанные между собой ансамбли структур, которые в основном отражают определенные условия деформации (см. таблицу). Приведенные описания и анализ деформационных структур базируются на обобщении региональных материалов и полевых структурно-геологических данных авторов по внутригорным впадинам Тянь-Шаня и их горных окружений. Как будет продемонстрировано ниже, ранжирование структур по их типичным размерам, положенное в основу систематизации, не является формальным: этот критерий отражает естественное деление геологической среды на относительно однородные по реологическим характеристикам (вязкости, прочности, однородности и т.п.) объекты, в пределах которых деформационные процессы в целом однотипны, а структуры соизмеримы.

Региональные структуры. Межгорные и внутригорные впадины, разделяющие их антиклинорные выступы палеозойских и докембрийских пород, а также наиболее протяженные линейные зоны относятся к структурам регионального уровня (RE). Эти структуры связаны в единую систему складок «большого радиуса», предполагающую вовлечение в деформацию значительных по мощности пластов корово-литосферного уровня (см библиографические сводки в [1, 2]). Крутые крылья складок отвечают участкам наиболее градиентных вертикальных смещений поверхности фундамента, проявляющихся в виде зон концентрированной деформации (ЗКД) [2] с разнообразными структурами более низкого ранга, проявляющимися в комплексах пород фундамента и мезозойско-кайнозойского осадочного чехла.

Таблица. Позднеальпийские структурные ансамбли Тянь-Шаня

Масштаб, типичный размер	Индекс	Комплекс пород, глубинность	Структурные ансамбли	Характерные черты, методы исследования
Региональный уровень (50-500 км)	RE	Земная кора, литосфера	Межгорные впадины, антиклинорин, региональные линейные ЗКД	Единый ансамбль выраженных в рельефе структур с характерным линейно-петельчатым в плане рисунком, преимущественно широким простиранием и строением апальмового дерева» линейных зон в разрезе. Выделяются при генерализации геолого-геофизических данных.
Мезоразовень (5-50 км)	MG1	Верхняя кора, докембрийско-палеозойский фундамент	Поднятия и прогибы внутри антиклинориев и впадин, тектонические зоны на их границах (ЗКД мегауровня), флексуры.	Система крутопадающих и наклонных плоскостных ЗКД сдвигово-взбросовой кинематики (разломов, флексур), по которым смещаются крупные блоки палеозойского фундамента; иногда - с вышележащим чехлом. Выделяются различными геофизическими и морфогеоструктурными методами, методами ГТА; фрагментарно проявлены на среднемасштабных геологических картах.
Мезоразовень (5-50 км)	MG2	Мезозойско-кайнозойский осадочный чехол	Крупные detachment и связанные с ними зоны покровно-надвигово-складчатых дислокаций (ЗКД мегауровня). ЗКД над разломами, ложа впадин.	Протяженные зоны интенсивных, преимущественно бескорневых складчато-надвиговых деформаций, развитых в кайнозойских породах чехла. Выражены в рельефе (альдры, котловины низких предгорий и т.п.). Выделяются морфогеоструктурными методами и отчетливо проявлены на среднемасштабных геологических картах, разрезах.
Макроуровень (0,1-5 км)	MA1	Породы палеозойского фундамента	Деформированные блоки, купольные и протрузивные массивы и их тектонические ограничения (разрывные протрузивные, флексурные или по зонам трещиноватости)	Обособленные структурно-блоковые различия индивидуальным характером и/или ориентировкой мезоструктур. Наблюдается приращение деформаций, течения и огнистого перемещения массивов дезинтегрированных пород гранитного ряда, внедрения в вышележащий осадочный чехол в качестве протрузий. Выделяются в процессе детальных структурных исследований, морфогеоструктурными методами (по деформациям пенеплена и др. поверхностей выравнивания). Проявлены на крупномасштабных КС.
Макроуровень (0,1-5 км)	MA2	Пачки слоев осадочного чехла	Главные разломы и складки, составляющие деформационные зоны MG2	Надвиги фронтальных частей крупных detachmentов и разнообразных складки (часто коробчатые, шевронные) внутри алохтонных тектонических пластин. Структуры типа «пальмового дерева» над активными разломами нижележащего фундамента. Выявляются на детальных структурно-геологических картах. Проявлены на крупномасштабных КС.
Мезоразовень (0,5-50 м)	MZ1	Гранитоиды и другие породы фундамента.	Системы трещиноватости и другие структуры объемной дезинтеграции	Отражают различную степень дезинтеграции пород и проявления тектонического течения. Для гранитоидов характерен ряд постепенных преобразований пород с уменьшением размерности дробления и проявлением признаков течения гранулированных масс. Выявляются в обнажениях.
Мезоразовень (0,5-50 м)	MZ2	Слои мезозойско-кайнозойского чехла	Внутриплстовые складки, зоны буднажа, трещины и разрывы, осложняющие структуры MA2.	Деформационные структуры в толще осадочного чехла, выявляемые обнажениях. Морфологическое разнообразие определяется локальными условиями деформации и реологическими характеристиками пород. В наиболее пластичных слоях (глины, эвапориты) - складки нагнетания и диапировые структуры.
Микроуровень (0,01-5 м)	MI1	Гранитоиды, мрамора, возможно - другие породы фундамента.	Структурно-петрологические преобразования пород	Ряд структурных преобразований на микроуровне от трещиноватой породы до микробрекчий и ультрамилонита (микрокластита). Объемное течение реализуется за счет расщепленных крупных смещений (катаклиз), процессов рекристаллизации или пластичных деформаций минеральных зерен. Определяются в штуфах и шлифах пород.
Микроуровень (0,01-5 м)	MI2	Глины, гипсы, соли, реже - другие осадочные породы		Внутриплстовые структуры пластичных деформаций. Преобладают в штуфах и шлифах пород. Структуры течения в пластах соли. Определяются в штуфах и шлифах пород.

Крупные ЗКД, такие как Южно-Чуйская, Предтерскойская, Иньльчек-Атбашинская, Кунгейская, Чилик-Кеминская, Таласо-Ферганский разлом и др., непрерывно прослеживаются на сотни километров и проявляющиеся на сейсмических и геоэлектрических профилях в виде крутопадающих или наклонных зон деструкции земной коры [1, 4, 5], контролируют положение межгорных впадин и антиклинориев. Региональные структуры выражены основными элементами современного рельефа и образуют единый ансамбль с характерным линзовидно-петельчатым в плане рисунком. Кулисное расположение и ромбовидная форма многих впадин являются основанием связывать их возникновение с смещениями по широтным ЗКД.

Линейные зоны альпийских деформаций иногда совпадают с древними швами и тектоническими разделами палеозойского фундамента, хотя не и наследуют их в строгом понимании, ввиду принципиальных различий геотектонических обстановок аккреционного и платформенного этапов. Частичное наложение позднеальпийских ЗКД с палеозойскими разломами указывает на латеральную и вертикальную реологическую неоднородность консолидированной континентальной коры к моменту активизации территории Тянь-Шаня.

В пределах ЗКД флексурные изгибы кровли фундамента осложнены взбросами и сдвигами мега- и макроуровней, которые, как правило, закономерно выносятся в направлении впадин, образуя структуру «пальмового дерева». Структуры такого типа широко распространены и обычно связываются с «расщеплением» вблизи поверхности крупных надвигов и сдвигов корового или литосферного ранга, но могут также отражать переход пластических деформаций в хрупко-пластические в слоях верхней коры. Составляющие ЗКД ансамбли более мелких складчатых и разломных структур принципиально сходны в бортовых зонах Чуйской, Кочкорской, Джумгалской, Иссыккульской, Нарынской и др. впадин.

Структуры мегауровня. К этой категории относятся тектонические зоны, дополняющие или осложняющие региональные структуры. Они определяют латеральную и вертикальную делимость основных верхнекоровых геологических сред - палеозойского фундамента (MG1) и мезозойско-кайнозойского чехла (MG2) - на тектонически обособленные блоки-объемы. Эти структуры выявляются геофизическими методами и видны на обзорных дистанционных снимках.

Важнейшими мегаструктурами в пределах антиклинориев (MG1) являются крутопадающие тектонические зоны сдвиговой и взбросовой кинематики, определяющие блочно-доменную делимость фундамента (рис. 1). Размерность этих тектонических блоков в пределах ЗКД и антиклинориев, где плотность тектонических зон максимальна, составляет 0,5 - 2 км и увеличивается внутри впадин. Блоки обычно удлинены вдоль простирания региональных структур и часто имеют линзовидную форму. В ряде случаев, к погруженным блокам внутри антиклинориев приурочены локальные прогибы с сохранившимся кайнозойским осадочным чехлом, которые не являются самостоятельными внутригорными впадинами [6]. Мощность и внутреннее строение тектонических границ блоков в основном определяется реологией комплексов пород. Например, внутри массивов гранитоидов, преобладающих в составе палеозойского фундамента Северного Тянь-Шаня, зоны MG1 в большей степени отвечают мощным зонам катакластического течения сдвиговой или взбросо-надвиговой кинематики, а не разломам с четко выраженными плоскостями сместителей. Элементами этих мощных зон деформации и дезинтеграции так же, как и для региональных ЗКД, являются структуры меньшего ранга (см. рис. 1).

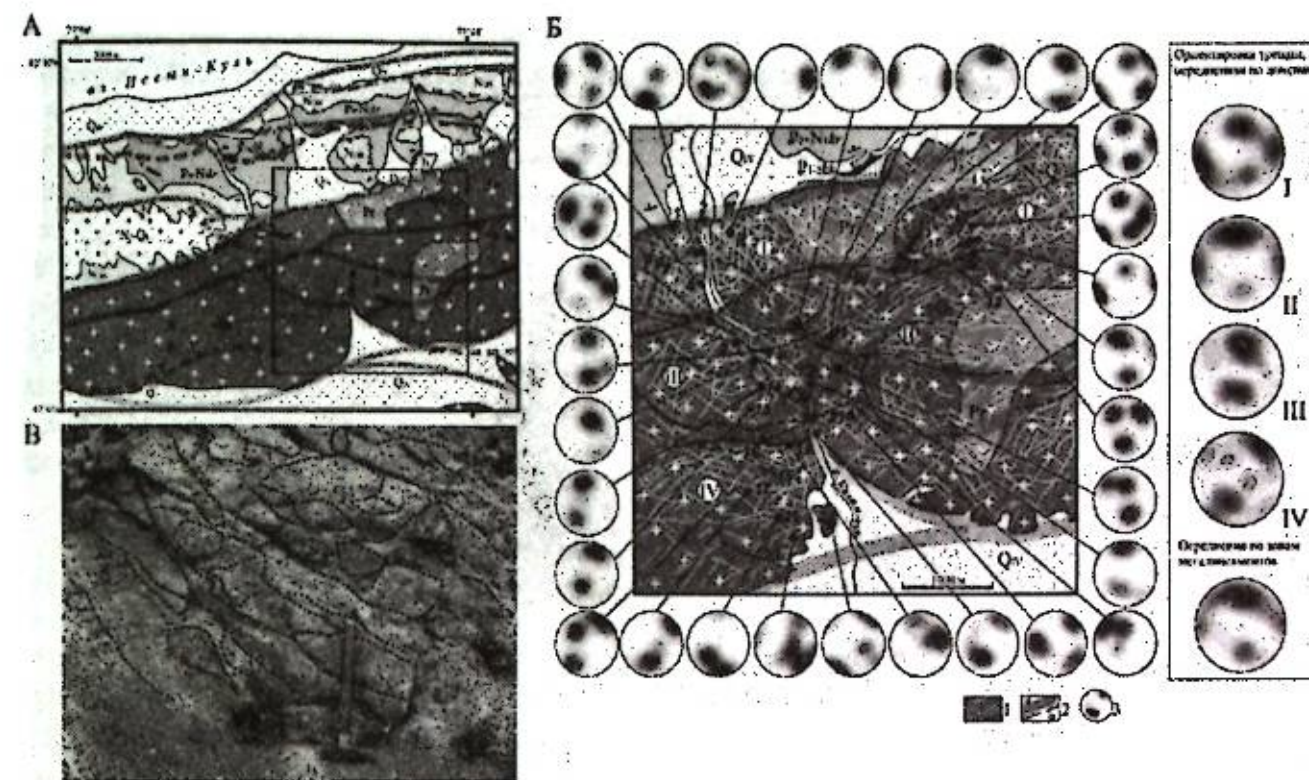


Рисунок 1 – Соотношение новейших дислокаций мега-, макро- и мезоуровней в алеозойских гранитах фундамента в южной бортовой зоне Иссык-кульской впадины.

А - геологическая схема участка Каджисай в южном борту Иссык-Кульской впадины; зоны деструкции мегауровня гранитного фундамента (показаны широкими сплошными линиями) прослеживаются как в самих гранитах, так и на территории, перекрытой маломощным кайнозойским чехлом. Б - участок детализации структур гранитного массива Чонкурчак, демонстрирующий соотношение структур дезинтеграции мега-, макро- и мезоуровней (1 - трещины макро- и мезоуровней, 2а - мезозоны, 2б - разломы макроуровня, 3 - стереограммы плоскостей нормалей трещин мезоуровня, замеренные в обнажениях и их обобщение в крупных доменах I - IV). В - отдельность в гранитах, структуры мезоуровня.

Фундамент ложа впадин разбит на блоки большего размера - до 8 - 12 км в длину. Это поднятия и прогибы поверхности фундамента, разделенные флексурами и разломами MG1, ориентированными как вдоль, так и диагонально к простиранию впадин. Активные разломы и флексурные смещения кровли фундамента выражаются сквозными разломами в осадочном чехле (MG2), которые могут быть крутыми (сдвиги, взбросы) либо представлять собой пологие detachments, разделяющие толщу осадочных пород на тектонические пластины (рис. 2). Последние возникают в процессе перераспределения масс пород фундамента в крутом борту впадин в обстановке преобладающего в приповерхностном области горизонтального сжатия [7-10]. Вертикальное тектоническое разделение толщи чехла и различие кинематических обстановок на разных уровнях приводит к формированию системы бескорневых складчато-надвиговых деформаций в осадочном кайнозойском чехле, так называемой «тонкокожей тектоники». Надвиги и связанные с ними зоны складчатых деформаций, относящихся к структурам следующего ранга, составляют ЗКД мегауровня и маркируют рамповые переломы detachments. В подобной кинематической обстановке, но с меньшими амплитудами горизонтального смещения возникают также линейные зоны деформаций в центральных частях впадин (с грядово-куэстовым рельефом) над амплитудными ступенями и активными разломами фундамента.

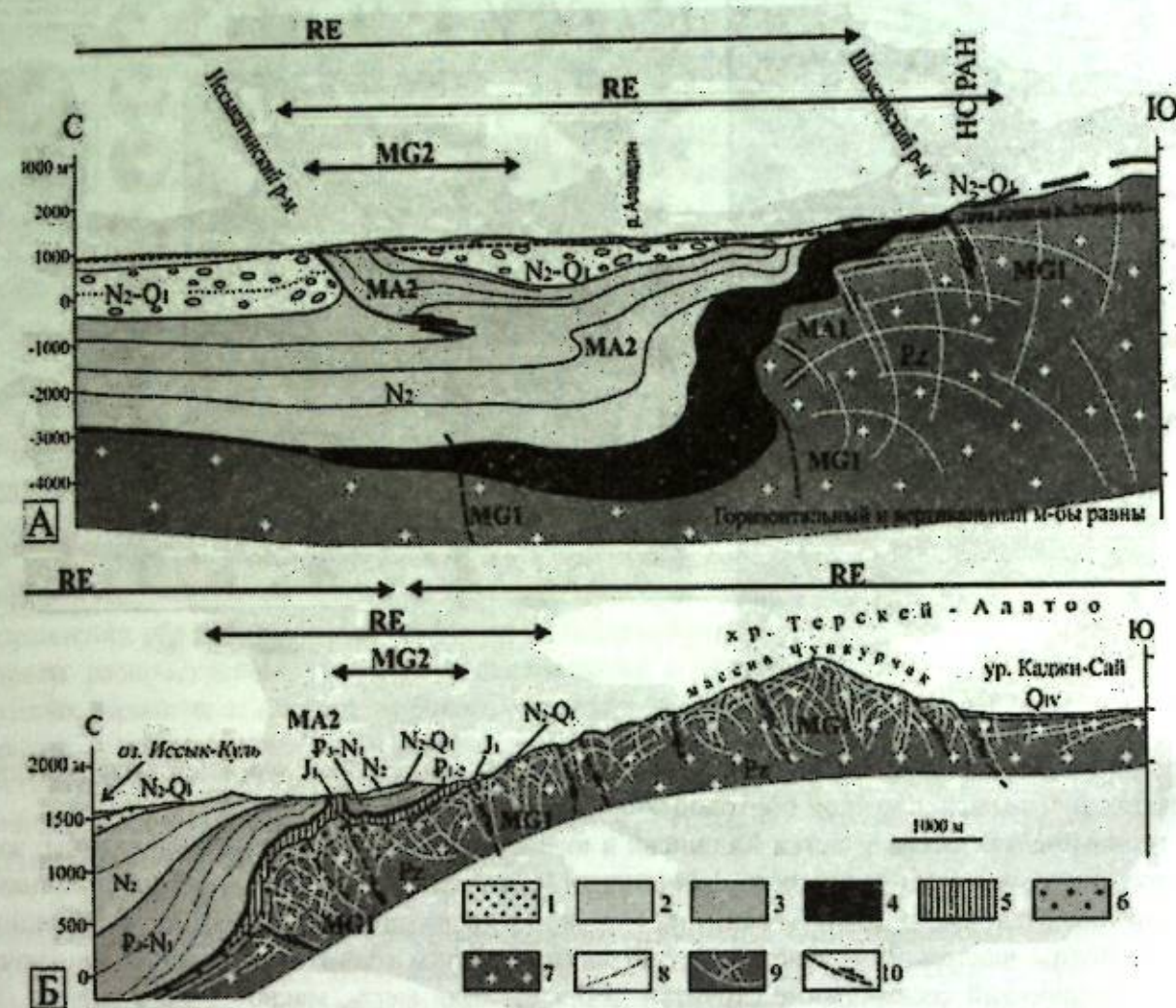


Рисунок 2 – Поперечные разрезы бортовых зон внутригорных впадин: Чуйской (А) и Иссыккульской (Б). 1 – валуны шарпылдагской серии (N_2-Q_1); 2 – терригенные «палеогенные» отложения чуйской и кочкорской свит ($N_{1,2}$); 3 – суглинки и дресвяно-галечные красноцветные отложения киргизской свиты (P_3-N_1); 4 – глинисто-карбонатные отложения коктурпакской серии ($P_{1,2}$); 5 – кварцевые конгломераты, аргиллиты, глины, линзы угля нижней юры (J_1); 6 – кора выветривания; 7 – гранитный фундамент (PZ); 8 – горизонты; 9 – трещиноватость гранитов; 10 – деструктивные зоны в фундаменте; индексы MGA, RE, MA соответствуют структурам разных масштабных уровней (см. таблицу).

Структуры макроуровня. Разломы и складки в осадочном чехле, пластические деформации и зоны дробления пород фундамента составляют альянс структур макроуровня (MA1 и MA2). Структуры этой размерности выявляются в процессе детального геологического картирования, видны на аэро- и детальных космоснимках поверхности. Расположение и ориентировка структур макроуровня определяется локальными напряженно-деформационными обстановками, которые зависят от положения и кинематики ближайших ЗКД мегауровня, амплитуд смещений по ним, близости поверхности и рельефа. Типы структур (разнообразные складки, диапиры, разрывы, протрузии и т.д.), их морфология, плотность и другие особенности зависят также от реологических характеристик пород. Этим объясняется наибольшее разнообразие генетическо-морфологических типов структур макроуровня.

Типичными структурами палеозойского фундамента (MA1) являются разломы, зоны дробления и катаклаза (см. рис. 1, 2). Подобные структуры обнаруживаются в процессе геологического картирования и прослеживаются на глубине с применением детального геоэлектрического зондирования [7]. Степень дезинтеграции пород, мощности и

протяженность подобных тектонических зон дробления и повышенной проницаемости изменяются в широких пределах, достигая максимальных значений внутри ЗКД (MG1). В крупных объемах дезинтегрированных пород могут создаваться условия для катаклического течения масс пород. Структурно это выражается пластическими деформациями кровли фундамента (флексурами, складками, валообразными выступами и сводами), размеры и амплитуда которых колеблются от десятков до сотен метров. Размерность фрагментов-блоков дезинтегрированной породы, обеспечивающая подобные деформации на 1 – 2 порядка меньше размеров пластических структур [8]. Наибольшую тектоническую подвижность среди пород палеозойского фундамента демонстрируют дезинтегрированные граниты, формирующие сводовые поднятия и протрузии в вышележащий осадочный чехол. Подобные изолированные массивы описаны по периферии Иссыккульской и Кочкорской впадин, на северном склоне Киргизского хребта [8-10].

Складчато-разрывные внутренних частей впадин (MA2) в основном контролируются крупными разломами – сдвигами, взбросами и надвигами в фундаменте или отражают пластичные деформации кровли фундамента, в качестве конформных складок чехла. Возникающие в области динамического влияния разломов приповерхностные ансамбли структур составляют ЗКД мегауровня (MG2). Крутые разломы расщепляются в приповерхностной зоне, образуя «структуры цветка». С составляющими их надвигами и взбросами связаны приразломные антиклиналы или моноклиальные изломы слоев всячего крыла. Аналогичные складчато-разломные ансамбли структур развиты над изломами и во фронте крупных детачментов в чехле, смещения по которым достигают 1,5 – 2 км и приводит к короблению слоев верхних горизонтов независимо от нижних. Для подобного стиля деформаций, известного как «тонкокожая тектоника» характерны бескорневые асимметричные складки, листрические взбросы, оперяющие главный детачмент, пологие или «ныряющие» надвиги во фронте аллохтонных пластин. В слоистых пачках чехла обычно формируются угловатые или шевронного типа складки, однако при увеличенных мощностях пластичных пород (глин, эвапоритов) последние могут формировать складки нагнетания, или диапироподобные структуры, описанные, например, в южных бортах Кочкорской и Иссыккульской впадин [9, 10].

Структуры мезоуровня. К более низкому рангу относятся структуры, выявляемые в пределах конкретного обнажения. В породах фундамента (MZ1) это: системы трещин, определяющие ту или иную отдельность пород, непротяженные разрывные нарушения или инфраструктуры разломных зон более высокого ранга – зоны милонитизации, катаклаза, меланжирования или будинажа, сопровождающиеся структурно-минеральной переработкой пород.

Статистическое и структурно-морфологическое изучение трещиноватости в различных массивах позднеордовикских гранитов Северного Тянь-Шаня, позволило установить, что главные системы постумных трещин и зон дезинтеграции формировались синхронно с развитием макро- и мегаструктур позднеальпийского тектогенеза. В трещинных системах запечатлена смена внешних тектонических обстановок, локальные неоднородности поля на каждой стадии, а также деформации гранитных масс, которые сопровождаются переориентировкой трещинных систем в составе блоков-доменов. К наиболее поздним относятся структуры течения дезинтегрированных масс: всерные и «слайс-структуры», разноразмерные линзовидные блоки, отражающие направления перемещения масс (рис. 1, В). Структуры тектонической дезинтеграции могут наследовать и преобразовывать более ранние структуры. Свообразные линзовидно-ячеистые мезоструктуры были описаны в тектонизированной коре выветривания гранитов, небольшой массив которых был протрузивно перемещен в вышележащие осадочные палеогеновые породы [9]. В этом случае относительные смещения линзовидных или округлых глыб трещиноватых гранитов и перемещение всего мобилизованного массива пород связаны с пластичностью каолин-известкового матрикса – продукта химического выветривания гранитов.

Так же тесно связаны с реологией пород разнообразные структуры (MZ2) в осадочном чехле. Это широко известные зоны межслоевого смещения, структуры будинажа

компетентных слоев, внутрислоевой складчатости и разрывов и т.п. Как известно, интенсивность проявления подобных деформаций и их ориентировка всецело предопределяется более крупными структурами, в первую очередь - МА2.

Структуры микроуровня. В микроструктурах пород фундамента запечатлена вся история структурно-вещественных преобразований и этапы тектонической активизации с момента возникновения пород. К альпийской фазе относятся наиболее поздние деформационные структуры и минеральные новообразования, отвечающие относительно низкотемпературным условиям. Подобные структуры (М11) были описаны и изучались в шлифах ордовикских гранитов в разных массивах Северного Тянь-Шаня [8, 10, 11], а еще раньше – в пермских лейкогранитах Южной Монголии [12]. В зонах дезинтеграции МZ1 были установлены ряды последовательной структурно-тектонической и минеральной перестройки гранитов. Эти преобразования индивидуальны в разных массивах и зависят от флюидного и температурного режимов деформации. Тем не менее, во многих случаях прослеживается общность сценария. Последовательность преобразований однозначно устанавливается по наложению более молодых структур на ранние.

Наиболее ранним признаком тектонического воздействия в гранитоидах является динамическая рекристаллизация, которая первоначально проявляется на границах зерен кварца или полевых шпатов путем отпочкования мелких новообразованных зерен того же минерального состава. Увеличение рекристаллизованных объемов, являющихся областями продолжающейся перестройки кристаллических решеток новых зерен (то есть, фактически, зонами пластической деформации), ведет к катаклазу, брекчированию породы и, в конечном итоге, образованию ультрамилонита (микрокластита) [12]. В рекристаллизованных агрегатах, занимающих значительные объемы дезинтегрированных гранитных массивов, фиксируются стадии снятия и возобновления стрессовых нагрузок, которые проявляются наложенными друг на друга структурами собирательной (статической) или динамической рекристаллизации и автобрекчирования [9].

В низкотемпературных условиях тектоническая дезинтеграция пород палеозойского фундамента сопровождается жильной гидротермальной минерализацией, особенно обильной в зонах тектонического течения, благодаря появлению дилатационной пустотности. Процессы рекристаллизации и двойникования в гидротермальном кальците обеспечивают высокую пластичность катаклазитов и брекчий с кальцитовым цементом.

В кайнозойских осадочных породах деформационные микроструктуры (М12) проявляются избирательно. Это, например, микроплойчатость глин, изгибы кристаллов селенита, структуры течения и рекристаллизации солей и некоторые другие. Структурная перестройка пород компетентных слоев не проявляется в значительных объемах. Редкие милониты и тектонические микроструктуры зеркал скольжения развиты непосредственно вдоль сместителей разломов и трещин более высоких рангов.

Иерархическая соподчиненность и взаимосвязь структур разной размерности является важнейшим критерием их генетического единства, а также синхронности или, по крайней мере, последовательности формирования. Некоторые из описанных структур возникли в процессе одной фазы тектонической активности, другие формировались постепенно или испытали структурную перестройку и усложнение. К последним относятся, прежде всего, региональные структуры (RE), современная система которых оформилась уже к началу кайнозойской эры в поле региональных корово-литосферных деформаций того времени. Эта система лишь отчасти наследовала более раннюю структуру палеозойского сооружения Тянь-Шаня и структуры триас-юрского рифтового этапа. Дальнейшее развитие и усложнение RE и всего спектра структур низших рангов происходило в условиях изменения региональной динамической обстановки и геологической среды.

Наиболее значимым событием в кайнозойской тектонической эволюции является переход от этапа конседиментационного прогибания осадочных бассейнов в условиях незначительной расчлененности рельефа к, собственно, орогенному этапу, сопровождавшемуся возникновением высокогорных хребтов и сокращением ширины

впадин. Орогенная активизация сопровождалась сложными складчато-надвиговыми деформациями накопившегося осадочного чехла, интенсивной денудацией пород фундамента и чехла и отложением грубообломочных моласс. Этот рубеж знаменует переход от стадии трансформационно-сдвиговой тектонической эволюции к трансформации и меридиональному сжатию в верхней коре Тянь-Шаня, что может быть вызвано изменением регионального геодинамического режима [13] или отражать изменение деформационной обстановки на определенной стадии зрелости региональных структур [1, 2].

Орогенная активизация, время которой фиксируется методами трекового датирования минералов и структурными несогласиями в основании плиоценовых и раннеплейстоценовых моласс, началась в последние 3 – 2,5 млн лет и продолжается поныне. Именно в этот короткий период возникло большинство описанных тектонических структур в осадочном чехле и фундаменте. Их морфология и ориентировка определяются размером деформируемых геологических тел, их реологическими характеристиками и локальными динамическими условиями. Структуры МZ1 и М11 в гранитоидах в некоторых случаях накладываются на более ранние доальпийские системы деформаций или реликтовые прототектонические структуры [8, 9].

Деформационные механизмы оказываются различными для разноранговых структур и даже среди структур одной размерности. Наиболее вариативны условия формирования структур разных масштабных уровней в палеозойском фундаменте. Значительная часть структур уровня МG1 и МА1 в гранитоидах, выраженных флексурами и складками поверхности фундамента, протрузиями в осадочный чехол – все они формировались в процессе пластичного или вязкого (катакластического) течения, которое, как известно, слабо контролируется региональными полями напряжений и даже в условиях обстановки сжатия может сопровождаться дилатансией [14]. Напротив, трещинные системы (МZ1) возникли в результате хрупко-упругого разрушения пород в тектонически обособленных блоках и контролировались локальными полями напряжений, возникающими при крупнообъемном течении масс пород. Микроструктуры (М11) демонстрируют различные реологические условия деформации, как упруго-хрупкие (трещины, прожилки), так и пластичные (зоны рекристаллизации, брекчии, ультрамилониты).

Таким образом, в иерархической соподчиненности позднеальпийских структур, положенной в основу предложенной классификации, проявляется не их геометрическое подобие или фрактальность, а общность геотектонических условий и временного интервала их формирования. Этот критерий позволяет проследить неочевидную взаимозависимость деформационных процессов разного стиля, происходящих одновременно или последовательно в геологических объемах разного масштаба и с разными реологическими характеристиками. Различия деформационных параметров или влияние дополнительных факторов при формировании структур одного ранга может использоваться в качестве критериев более дробной генетической классификации.

Работа выполнена в соответствии с планами и при финансовой поддержке Гранта РФФИ № 16-17-10059 в ФГБУН ИС РАН в г. Бишкеке, при финансовой поддержке Проектов РФФИ № 16-05-00357 (изучение эволюции структур осадочных бассейнов) и Проекта 0135-2018-0046, Программы президиума РАН № 47 (анализ инфраструктуры гранитных протрузий). Описание внутрислитных структурных парагенезов проводилось по теме госзадания ГИН РАН № 0135-2016-0012.

Литература

1. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. Труды ГИН АН СССР. Вып. 307. М.: Наука, 1977. 172 с.
2. Леонов М.Г., Бакеев Р.А., Морозов Ю.А., Пржиалговский Е.С., Стефанов Ю.П., Татунова А.А. Тектоническая дифференциация осадочных бассейнов (постановка вопроса и пути решения) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещ. Вып. 15. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2010. Т. 2. С. 165-168.

3. Cobbold P. R., Sadybakasov E., and Thomas J. C. Cenozoic transpression and basin development, Kyrgyz Tien Shan, Central Asia, in Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins, International Symposium, edited by N. E. F. Roure, V. S. Shein, and I. Skvortsov, Technip, Paris. 1994. P. 181-202.
4. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 248 с.
5. Рыбин А.К. Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Научный мир. 2011. 232 с.
6. Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н. Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена // Известия НАН Кыргызстана. 2003. № 4. С. 50-58.
7. Баталева Е.А., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Новые данные о глубинном строении Южно-Кочкорской зоны концентрированной деформации // ДАН. 2017. Т. 475. № 5. С. 571-575.
8. Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет // Геотектоника. 2017. № 3. С. 31-50.
9. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Полещук А.В., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К. Альпийская тектоника гранитов фундамента Иссык-Кульской впадины, Северный Тянь-Шань // Геотектоника. 2016. № 4. С. 22-47.
10. Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К. Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 4. С. 417-436.
11. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К. Постмагматическая тектоника гранитов и морфоструктура Северного Тянь-Шаня // Литосфера. 2016. № 6. С. 5-32.
12. Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50-77.
13. 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.
14. Yaeger H.M., Nagel S.R. The physics of granular materials // Physics Today. 1996. Apr. P. 32-38.

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ГЕОДИНАМИКИ**

**ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ:
НЕОДНОРОДНОСТИ, ФИЗИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ГРАНИЦ**

АНОМАЛИИ ЛИТОСФЕРНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО УСТРОЙСТВА КОРОВО-МАНТИЙНЫХ СТРУКТУР КАРПАТО-БАЛКАНСКОГО РЕГИОНА

Абрамова Д.Ю.¹, Абрамова Л.М.², Варенцов И.М.², Филиппов С.В.¹
 abramova@izmiran.ru

¹Институт Земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова Российской академии наук, г. Москва, г. Троицк, Россия

²Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, г. Москва, г. Троицк, Россия

На основе материалов базы данных EMAG2 определено положение региональных магнитных аномалий на территории Восточных Карпат и Балканид. Построены карты аномалий магнитного поля на высоте 4 км. Предварительная интерпретация карт показывает, что аномалии связаны с крупными геологическими образованиями и разделяющими их нарушениями. Рассмотрены возможная геологическая и физическая природа магнитных аномалий и их связь с погруженными структурами земной коры. Обсуждается отражение в аномальном магнитном поле процесса субдукции холодной литосферной плиты с востока под Юго-Восточные Карпаты.

Ключевые слова: региональные магнитные аномалии, база EMAG2, Юго-Восточные Карпаты, Балканиды, зона коллизии Вранча.

Введение. Наиболее полным источником глобального распределения аномального магнитного поля в настоящее время является модель WDMAM (*World Digital Magnetic Anomaly Map*), созданная коллективом авторов [1], причем актуальна база данных EMAG2, скомпилированная из материалов наземных, морских, аэромагнитных и спутниковых съемок. Разрешение сетки 2 угловые минуты, высота над геоидом 4 км.

Целью работы было изучение морфологии региональных магнитных аномалий (МА) над Карпато-Балканским регионом, построенных по данным EMAG2, и анализ их связи с тектоникой и другими геофизическими полями.

Источники аномалий магнитного поля литосферы сконцентрированы в так называемом магнитоактивном слое, т.е. части литосферы, в которой земные породы имеют остаточную намагниченность. Верхняя граница этого слоя может совпадать с земной поверхностью или находиться в закрытых и складчатых районах на глубинах более 10 км. Причинами образования аномалий могут быть латеральные изменения температуры однородного намагниченного слоя литосферы и, соответственно, изменение глубины до изотермической поверхности Кюри магнетита.

Несоответствия между предсказанными и наблюдаемыми региональными аномалиями в некоторых регионах земного шара [2] вызывают вопросы, для решения которых необходимы дальнейшие исследования, особенно в контексте изучения подповерхностных дорифейских областей.

Геолого-тектоническое строение и геофизические характеристики Карпато-Балканской области. Изучение территории Средиземноморско-Карпатского региона, в состав которого входят Западные Карпаты и Балканский регион, длительное время проводится с помощью различных геофизических методов, в том числе, методов сейсмической томографии [3, 4, 5].

Южная часть Балканской зоны образовалась в результате коллизии континентальных литосферных блоков различных размеров, отчлененных в мезозое и кайнозое от северных фрагментов Гондваны, и перемещенных на север, через океан Тетис [3]. Этот регион имеет

чрезвычайно сложную структуру литосферы: состоит из многочисленных групп складчатых поясов и кристаллических областей. Тектоническая активность продолжается непрерывно, ее природу объясняют межплитным взаимодействием и (или) мантийными процессами. Интенсивное складкообразование, происходящее в результате процессов растяжения, способствовали подъему магмы в верхние слои литосферы и активизации вулканизма, который имеет место до сих пор [3, 6]. На глубине порядка 200 км в Эгейской области обнаружена низкоскоростная зона, произведенная, по-видимому, в результате расплавления пород верхней мантии. В районе Западных и Центральных Родоп (Болгария) наблюдается продолжение этой зоны.

Распределением скоростей сейсмических волн в изученных вертикальных разрезах на северном краю Балкана выявляется зона субдукции древней океанической плиты с востока на запад под Юго-Восточные Карпаты [3, 5, 7]. Этот юго-восточный угол Карпатских гор (Румыния) предоставляет уникальную возможность для изучения конечного и коротко живущего этапа конвергенции плиты, когда часть погружающейся литосферы, наконец, отрывается от надвигающейся пластины и начинает тонуть в мантию [3, 4].

Карты региональных аномалий магнитного поля над территорией Восточных Карпат и Балканид. Рисунок 1 иллюстрирует карту аномалий модуля полного вектора МП Карпато-Балканского региона, построенную по данным базы данных EMAG2.

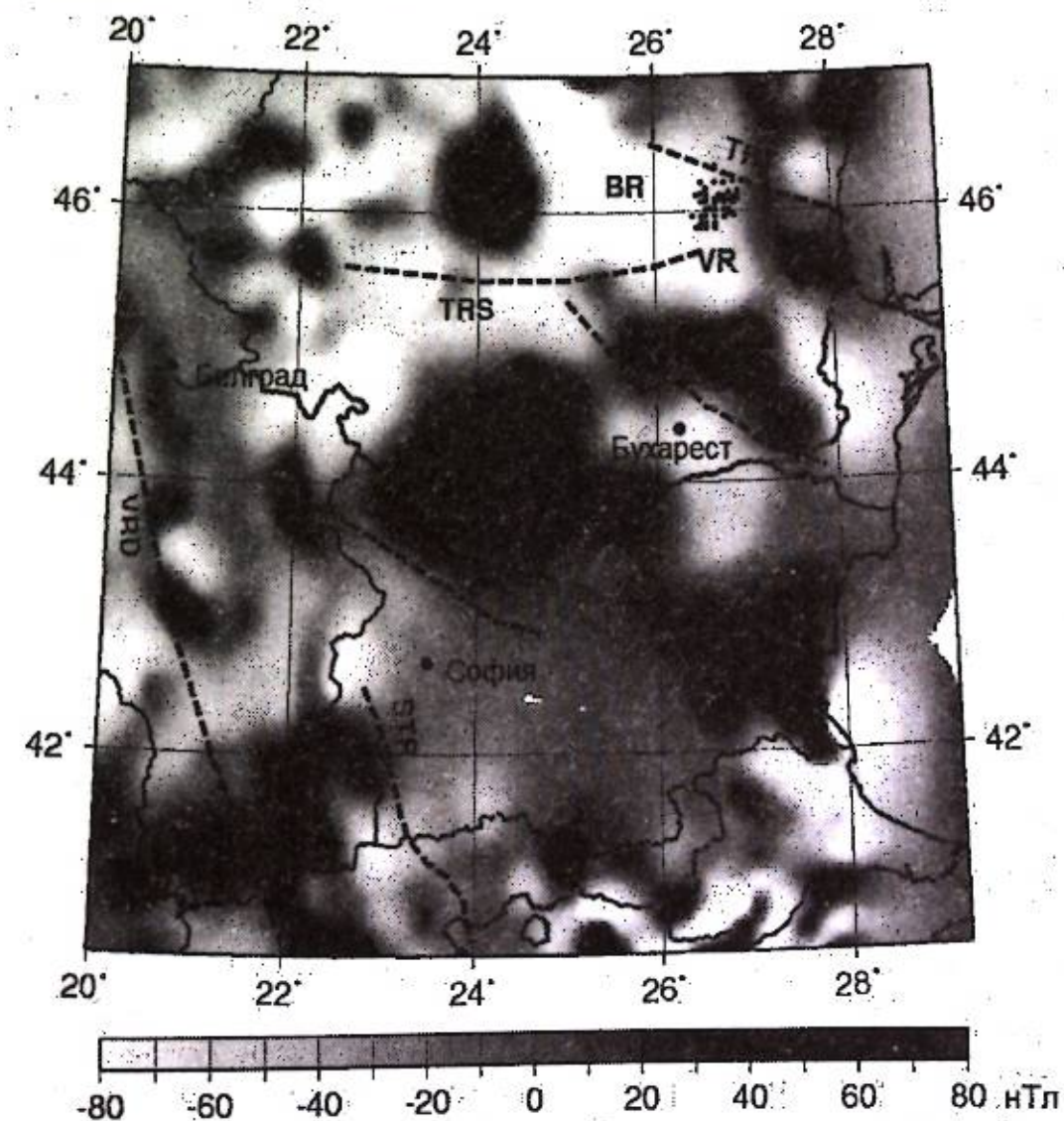


Рисунок 1 – Карта МА модуля T_a Карпато-Балканского региона, построенная по данным базы EMAG2. Масштаб карты 1: 5000000. Разломы: Предбалканский (PB), Струма (STR), Вардар (VRD), Трансильванский (TRS), Интра-Мизийский (INT), Тротус (TRT) S_{pl} – участки субдуцирующей под Восточные Карпаты плиты

Видно, что на высоте 4 км, наблюдается сильная фрагментация положительных и отрицательных аномалий. Это весьма типично для тектонически активных регионов. Относительное уменьшение амплитуды аномалий с высотой зависит от параметров источников литосферных аномалий: чем больше глубина намагниченного тела и его горизонтальные размеры, тем медленнее затухают аномалии с высотой. Таким образом, в спутниковых наблюдениях сохраняются аномалии, вызванные крупномасштабными структурами, которые залегают на больших глубинах.

На карте демонстрируется мозаичная структура чередующихся крупных положительных и отрицательных аномалий. В исследованиях складчатых и блоковых структур коры Балканид развита идея, что она состоит из мегаблоков, которые разделяются глубокими шовными зонами [8,9]. Мегаблоки различаются по толщине и составу земной коры и отделены друг от друга глубинными разломами, которые зачастую скрыты под аллохтонными надвигами. Глубинные разломы, например, такие, как Предбалканский (PB), Струма (STR), Вардар (VRD), Трансильванский (TRS), Интра-Мизийский (INT-M) и др., характеризуются отрицательными значениями аномального магнитного поля, как показывает рисунок 1.

В северной части карты МА сейсмически активная зона Юго-Восточных Карпат, в основном, характеризуется отрицательными значениями магнитного поля.

В северо-восточном углу карты положительные значения поля территориально совпадают с субдуцирующей с востока под Юго-Восточные Карпаты океанической плитой (S_{pl}), которая с юга ограничена Интра-Мизийским (INT), а с севера - разломом Тротус (TRT). Крупная отрицательная МА наблюдается в бассейне Брашов (BR) и области Вранча (VR) (последняя отмечена точками координат сильных коровых землетрясений).

В центральной части карты (23°–25.5° Е и 43°–45° N) присутствует амбовидная положительная аномалия амплитудой около 100 нТл, окруженная зонами пониженных значений аномального поля и ограниченная с юга Предбалканским (PB) разломом. Положение этой аномалии соответствует известной Мизийской региональной аномалии, расположенной в западной части Мизийской платформы и на территории Карпатской депрессии [8]. Аномалия имеет изометрическую форму и несколько вытянута в северо-восточном направлении. Ее протяженность составляет порядка 200 км.

Положительная МА относительно небольшой амплитуды и существенно расчлененная, приурочена к территории Сербо-Македонского (SM) массива в юго-западной части карты.

Отражение тектоники в аномальном магнитном поле более ограниченных участков Карпато-Балканской зоны можно увидеть на примере зоны коллизии в Юго-Восточных Карпатах и Родопского массива.

Зона коллизии в Юго-Восточных Карпатах. Область субдукции литосферной плиты под Юго-Восточные Карпаты показана на карте магнитных аномалий (рис. 2). Исследования методом томографии поверхностных волн, показывают, что вдоль линии YY' (рис.2), проходящей через зону бассейна Брашов (BR) и зону Вранча (VR) с северо-запада на юго-восток, происходит существенное изменение структур в вертикальном «разломе», именно там, где в зоне Вранча происходят глубокофокусные землетрясения [4, 5]. В настоящее время в тектонике и геофизике активно обсуждаются механизмы и возможные варианты завершения процесса субдукции холодной литосферной плиты с востока под Юго-Восточные Карпаты. Принято считать, что вследствие этого процесса происходит отрыв части плиты и далее процесс от ее частичного до полного отделения. Именно этот механизм генерирует сильные землетрясения. Исследования показывают, что, по-видимому, именно в области бассейна Брашов корень разъединения плиты вязко связан с исходной литосферой и тянет ее вниз. Как раз под этой областью геофизические исследования демонстрируют присутствие низкоскоростной сейсмической аномалии, как принято считать в настоящее время, обусловленной поднятием нагретого астеносферного материала [3, 4, 5]. Наличие тяжелого литосферного корня под юго-восточным углом Карпат подтверждается также

топографическими наблюдениями. Они показали, что чтобы объяснить столь сильный изгиб форландового бассейна в Юго-Восточном углу Карпат, должна быть дополнительная сила, тянущая край субдуцирующей пластины. Последние исследования изгиба [10] указывают на то, что площадь наибольшего изгиба ограничена двумя коровыми разломами: Тротус (TRT) на севере и Интра-Мизийским (INT) на юге. Другими словами, именно тяжелый литосферный корень является причиной сильного изгиба форландового бассейна.

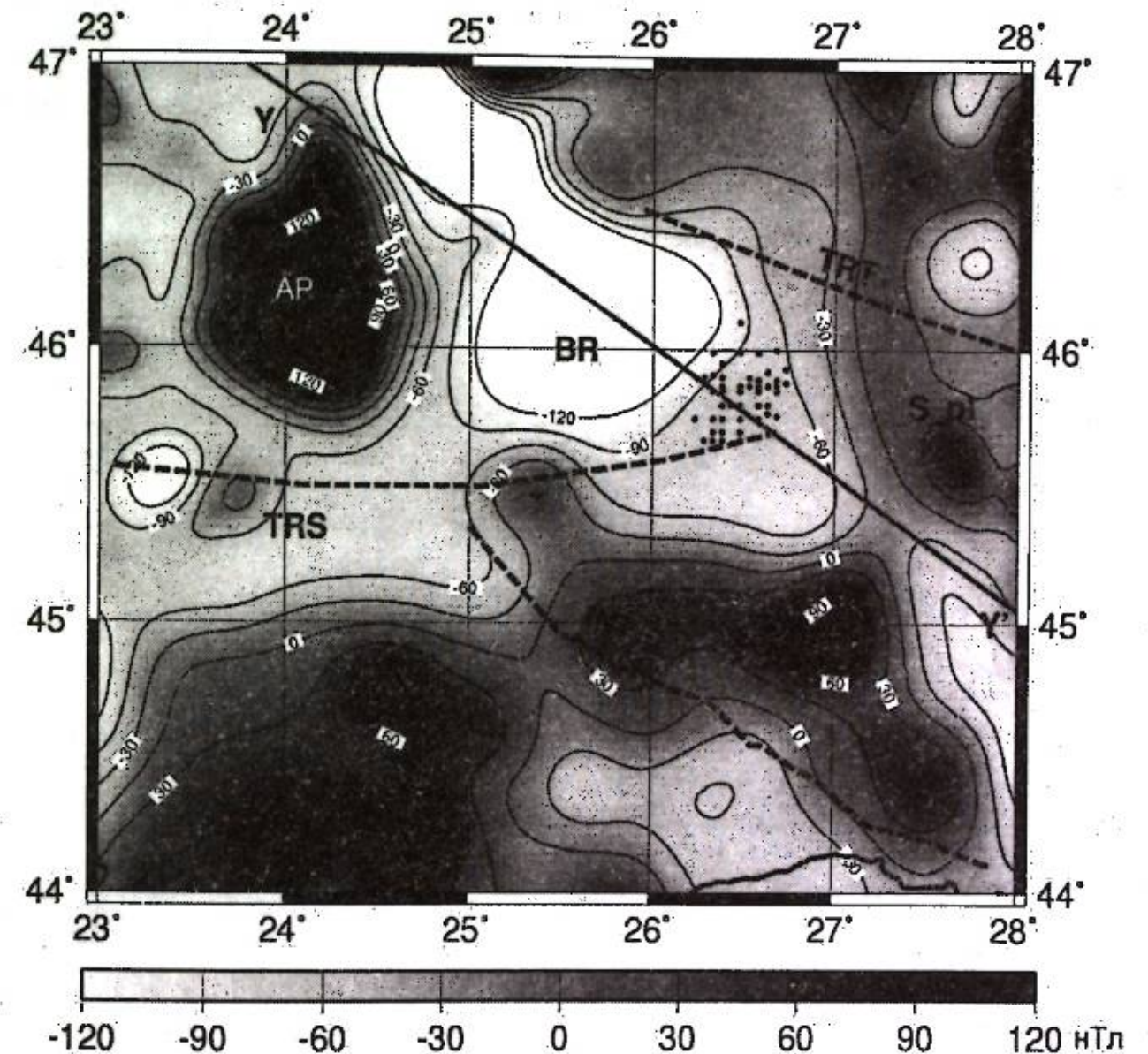


Рисунок 2 – Карта магнитных аномалий в зоне коллизии в Юго-Восточных Карпатах. Масштаб карты 1:2500000. Обозначения см. на рис. 1

Настоящее исследование показывает, что образы аномального магнитного поля очень логично соответствуют геолого-тектоническим и геофизическим процессам, протекающим под бассейном Брашов и на границе области Вранча. Это четко видно на карте аномалий (рис. 2):

1. Сильный изгиб форландового бассейна Юго-Восточных Карпат и его форма фиксируется значительным градиентом и формой отрицательной МА.
2. Положительная аномалия погружающейся плиты также ограничена положением разломов Тротус и Интра-Мизийского и резким изменением знака аномального поля с положительных на отрицательные значения.

3. Отрицательные значения аномального магнитного поля в бассейне Брашов обусловлены уменьшением толщины магнитоактивного слоя ввиду высокого положения нагретой астеносферы, а, следовательно, подъемом изотермической поверхности Кюри магнетита и сокращением объема намагниченной коры.

Родопская зона. Для поиска соответствия МА и тектоники Родопской области мы использовали работу Р. Иванова [11], в которой обосновывалась спорная в то время гипотеза о существовании и границах Центрально-Родопского надвига. Долгое время до этого Родопский массив рассматривался геологами как срединный массив нормального заложения, в его строении не предполагалось внутренних разрывов и тектонических границ, и категорически отвергалась идея надвига в его западной и центральной части. На более подробной карте МА Родопской зоны (рис. 3) отображено положение разломных структур и частичных массивов, взятых из [11].

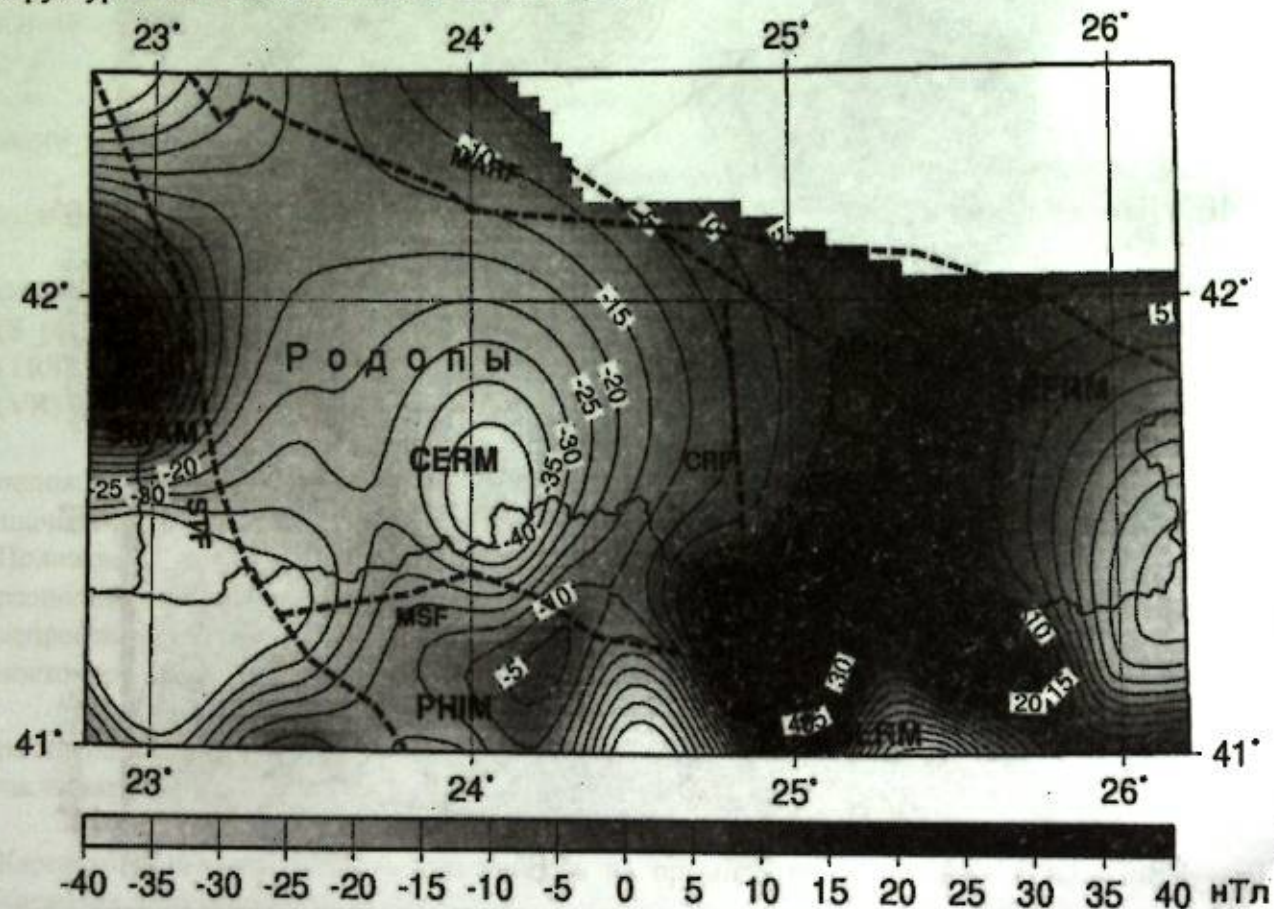


Рисунок 3 – Карта МА Родопской зоны [11]

По мнению автора, Родопский массив (RM) является территорией метаморфических пород и гранитов, частично перекрытых третичными молассами и вулканитами. Третичные молассовые депрессии и связанные с ними разломы разделяют массив на несколько «частичных» массивов: Северо-Восточный Родопский массив (NERM), Юго-Восточный Родопский массив (SERM), Центрально-Родопский массив, включая горные массивы Рила и Пирин, (CERM), и Сербо-Македонский массив (SMAM). Р. Иванов полагал, что аллохтонная плита (CERM), которая построена Родопской серией, охватывает практически весь регион Центральных Родоп, горные массивы Рила и Пирин. Граница раздела легких масс CERM от значительно более тяжелых масс SERM интерпретируется как доказательство наличия «Центрально-Родопского глубинного разлома» (CRF), в то время как по поверхностным признакам существования такого разлома не предполагалось.

Анализ карт МА показывает удивительное совпадение наиболее вероятных границ аллохтонной плиты CERM и контуров аномальных магнитных карт.

Как можно видеть, в целом, вся площадь CERM характеризуется отрицательными значениями магнитного поля, что согласуется с данными о причинах подъема изотермической поверхности Кюри магнетита [3] и, соответственно, уменьшением толщины магнитоактивного слоя в южной части региона.

Западная граница магнитной аномалии четко ограничена Струмским разломом (STF) и хорошо согласуется с предположением, что западная граница CERM перекрыта осадками третичных молассовых депрессий вдоль реки Струма. При этом фиксируется значительный градиент изменения аномального магнитного поля и изменение поля знака с отрицательного на положительный. Положительные значения аномального поля относятся к соседнему Сербско-Македонскому массиву (рис.1).

Положение **северной границы** покрова предполагается в зоне Среднегорья. Разлом Асеновград – Дядовцы (AS-DF) юго-восточного направления является приграничной полосой аллохтона CERM. Положение границы магнитной аномалии также совпадает с разломом AS-DF.

Геологические карты указывают на существование одной большой E-W синклинали вдоль южного склона Родопского массива, т.н. разлом Места, (MSF) на рис.3. Южная граница магнитной аномалии также не противоречит этому положению.

На **восточном** краю покрова фиксируется широкая область мощного складкообразования, диафтореза и милонитизации NNE зон на границе между CERM и SERM (Снежинский синклиниорий, разломы CRF, SZHF), что отмечено резким изменением магнитного поля.

Как уже было отмечено выше, сейсмические данные обнаруживают наличие волноводных зон в Центральных Родобах, а электромагнитные исследования зафиксировали аномалии электропроводности в земной коре.

Выводы. Полученные результаты показывают, что магнитные наблюдения добавляют ценную информацию к региональным тектоническим исследованиям.

Карты аномального литосферного магнитного и их анализ в области Юго-Восточных Карпат и Балкана показывают их согласованность с геолого-тектоническими идеями зонально-блоковой структуры земной коры в этом регионе.

На примере зоны коллизии в Юго-Восточных Карпатах и Центрально - Родопского массива показана возможность подтверждения существования подповерхностных разрывов, скрытых под отложениями или надвигами.

Литература

1. Maus S., U. Barckhausen H., Berkenbosch, Boumas J. Brozena, V. Childers, F. Dostaler, J.D. Fairhead, C. Finn, R. R. B. von Frese, C. Gaina, S. Golynsky, R. Kucks, H. Lu'hr, P. Milligan, S. Mogren, R. D. Muller, O. Olesen, M. Pilkington, R. Saltus, B. Schreckenberger, E. The'bault, F. Caratori Tontini. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. Vol.10 (8). Q08005, doi:10.1029/2009GC002471.
2. Абрамова Д.Ю., Абрамова Л.М. Литосферные магнитные аномалии на территории Сибири (по измерениям спутника CHAMP) // *Геология и геофизика.* 2014. Т. 55. № 7. С. 1081-1092.
3. Wortel M.J.R., Spakman W. Subduction and slab detachment the Mediterranean - Carpathian region // *Science.* 2000. Vol. 290 (5498). P. 1910-1917.
4. Gvirtzman Z. Partial detachment of a lithospheric root under the southeast Carpathians: toward a better definition of the detachment concept // *Geology.* 2002. Vol. 30. P. 51-54.
5. Яновская Т.Б., Лыскова Е.Л. Скоростное строение верхней мантии Европы по результатам шумовой поверхностно-волновой томографии // *Физика Земли.* 2013. № 5. С. 3-11.
6. Spakman W., Wortel M.J.R. and N. Vlaar. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications // *Geophys. Res. Lett.* 1988. Vol.15 (1). P. 60-63.

7. Girbacea R., Frisch W. Slab in the wrong place: Lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat // *Geology*. 1998. Vol. 26. P. 611–614.
8. Дачев Хр. Строеж на земната кора в България. София: Техника, 1988. 334 с.
9. Zagorchev, I. Geology of SW Bulgaria: an overview // *Geologica Balcanica*. 2001. Vol. 21(1, 2). P. 3-52.
10. Matenco L., Bertotti G. Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania) // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 316. P. 255–286.
11. Ivanov R. The deep - seated Central-Rhodope Nappe and the interference tectonics of the Rhodope crystalline basement // *Geologica Balcanica*. 1981. Vol. 11 (3). P. 47-66.

УДК 550.34(575.5)

ОСОБЕННОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОЙ СЕЙСМОГЕННОЙ ЗОНЫ

Гребенникова В.В., Миркин Е.Л., Багманова Н.Х.

grvalentina@mail.ru, eugene_mirkin@mail.ru, bagmanova@list.ru

Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, г. Бишкек, Киргизия

В работе приведены результаты интерпретации геофизических, сейсмотомографических данных западной части Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенной зоны в пределах координат: $\varphi=41,70^{\circ}-43,00^{\circ}N$; $\lambda=70,00^{\circ}-73,50^{\circ}E$.

Ключевые слова: магнитное поле, магнитоактивный слой, поверхность Кюри, гипоцентры землетрясений, сейсмотомография, скоростная модель, поверхность Мохо.

По материалам аэромагнитной съемки, выполненной сотрудниками Сокулукской геофизической экспедиции [1], на территории западной части Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенной зоны отмечается слабое мозаичное магнитное поле от 0,25 мЭ до 5,0 мЭ обоих знаков. Мощность магнитоактивного слоя по данным расчета температур радиогенного теплового поля [2], меняется от - 26 км до - 44 км (рис.1). Глубже поверхности Кюри, горные породы, возможно, находятся в пограничной зоне перехода из хрупкого в пластическое состояние, что значительно уменьшает возможность формирования на этих глубинах очагов сильных землетрясений.

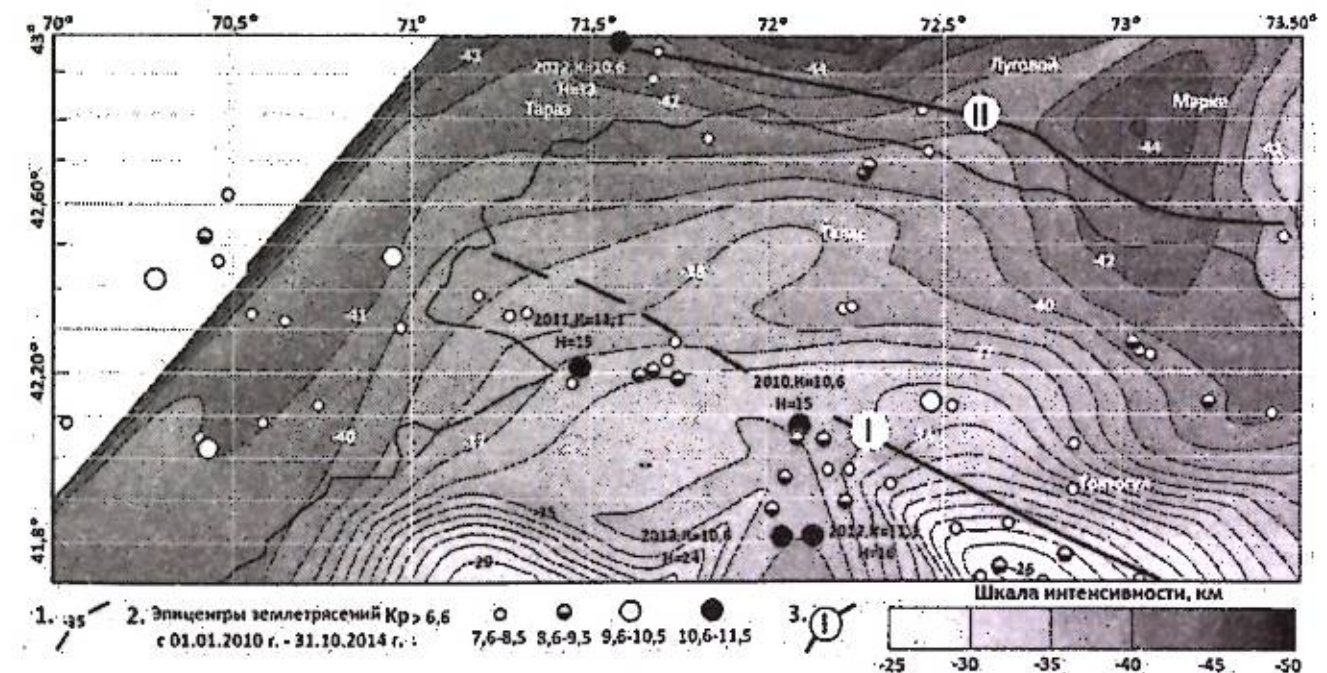


Рисунок 1 – 2D модель поверхности Кюри по данным расчета температур радиогенного теплового поля и эпицентры землетрясений с $K_p \geq 7,6$ (с 01.01.2010 г. по 31.10.2014 г.) 1 – изоглубины поверхности Кюри (км), 2 – эпицентры землетрясений с 01.01.2010 г. по 31.10.2014 г. [2, 3], 3 – разломы: (I) – Таласо-Ферганский, (II) – Чон-Курчакский

Согласно данным ИС НАН КР [3] большинство гипоцентров очагов землетрясений произошедших с 01.01.2008 г. по 30.12.2015 г, расположены в магнитоактивном слое на глубинах ~15-25 км, то есть на глубинах, где горные породы находятся в хрупком состоянии (рис. 2, 3).

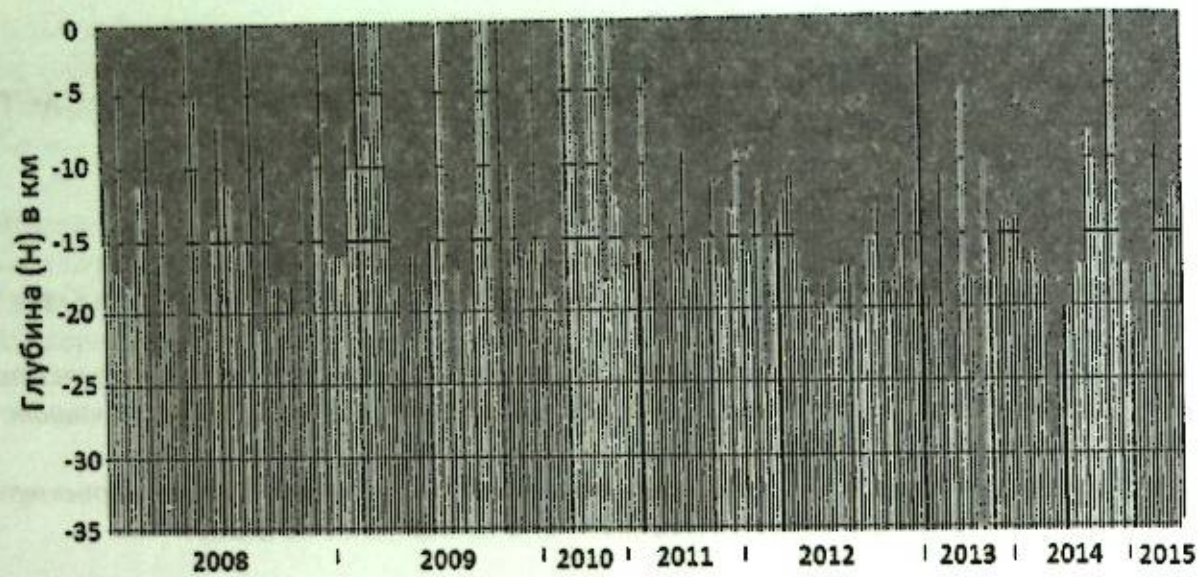


Рисунок 2 – Гистограмма глубины гипоцентров землетрясений (H , км) с $M_{pv} \geq 1,6$, произошедших с 01.01.2008 г. по 30.12.2015 г. в пределах координат: $\varphi = 41,70^\circ - 43,00^\circ N$ и $\lambda = 70,00^\circ - 73,50^\circ E$ (составлена по материалам [3]).

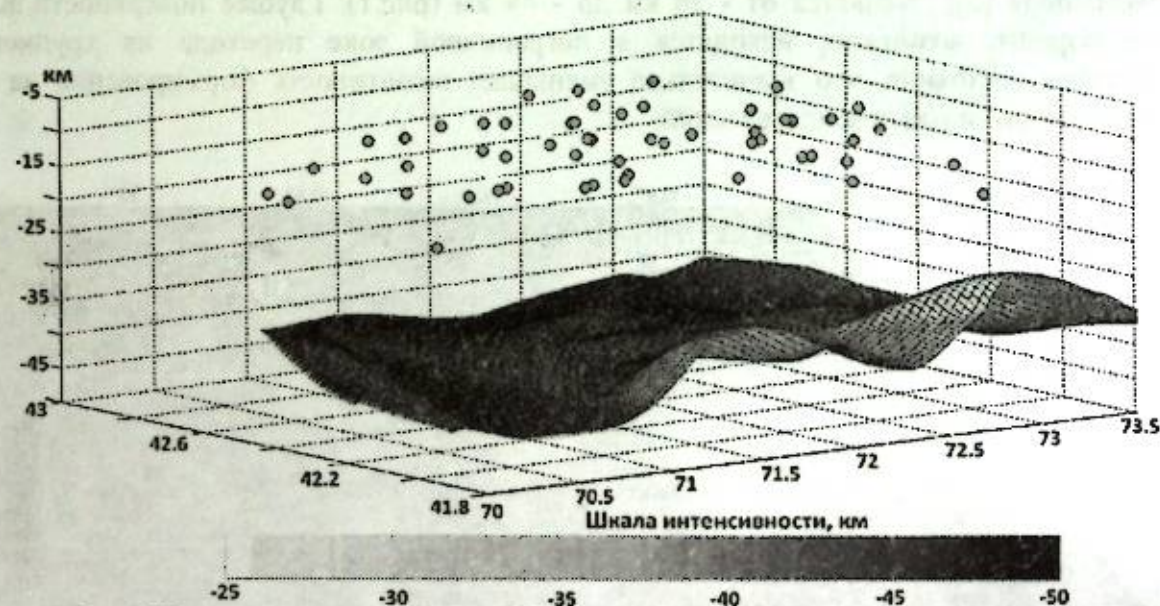


Рисунок 3 – 3D модель поверхности Кюри и гипоцентров землетрясений с $K_p \geq 7,6$, произошедших с 01.01.2010 г. по 31.10.2014 г. в пределах координат: $\varphi = 41,80^\circ - 43,00^\circ N$ и $\lambda = 70,00^\circ - 73,50^\circ E$

По форме простираения изоглубин Кюри, наиболее отчетливо выделяются два разлома – Таласо-Ферганский (I) и Чон-Курчакский (II), которые хорошо прослеживаются на дневной поверхности по геологическим и геоморфологическим данным (рис.1). Наибольший подъем поверхности Кюри до -26 км отмечается к юго-западу от Таласо-Ферганского (I) разлома, в пределах северного обрамления Ферганской впадины. В плане, поднятие изотерм Кюри в этом районе выражено двумя изометричными минимумами глубин -26 и -29, что хорошо согласуется с наличием здесь Кураминской положительной аномалии теплового потока [4].

Получено распределение скоростного строения земной коры и верхней мантии с использованием сейсмотомографической модели земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня [5]. Распределение скоростей продольных волн для разных глубинных срезов, позволяющих проследить за характером проявления скоростных особенностей и неоднородностей на различных глубинных уровнях, представлено на рис.4.

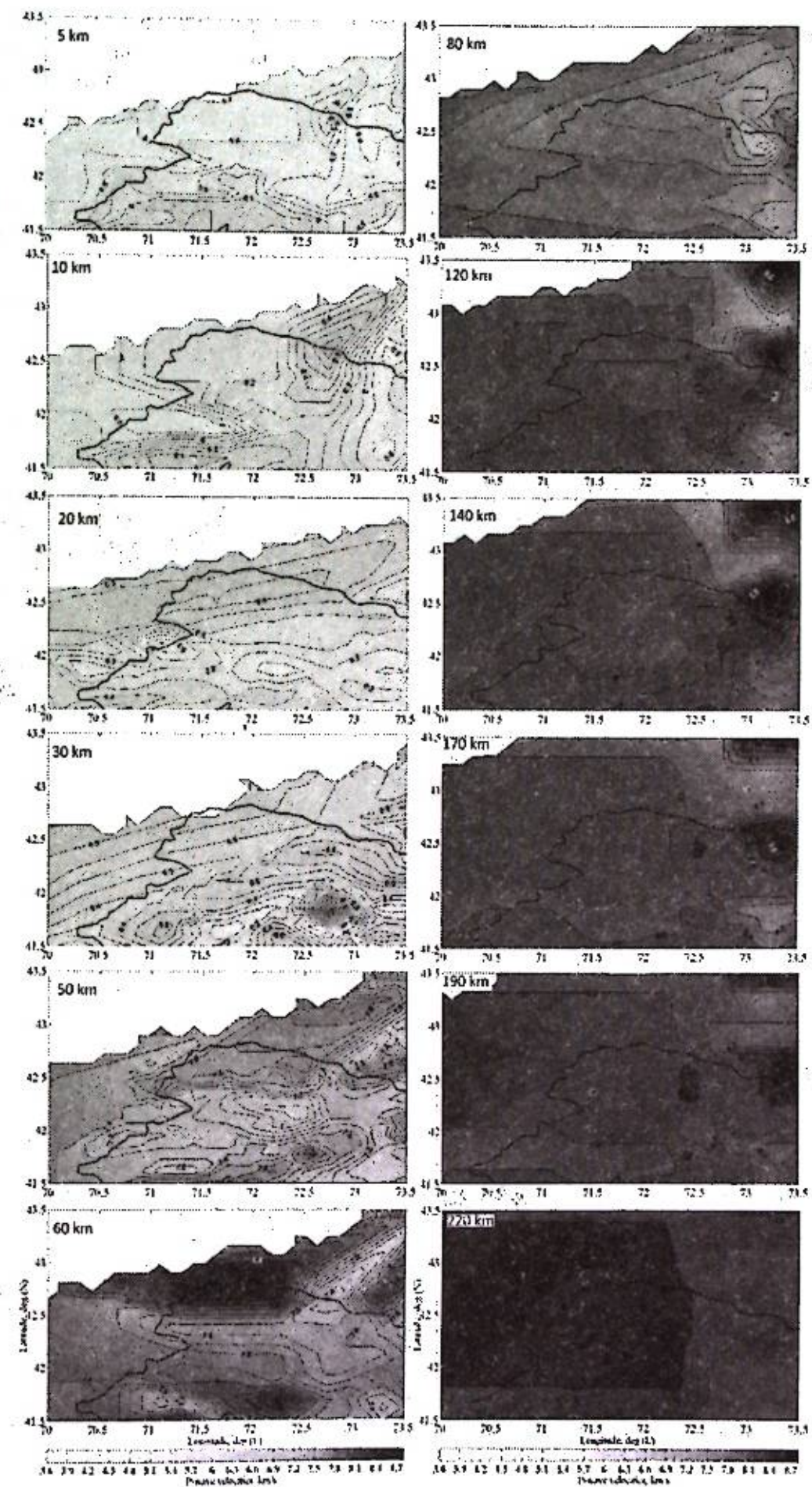


Рисунок 4 – Распределение скоростей продольных волн для различных глубинных срезов

Построена серия детальных вертикальных скоростных разрезов земной коры и верхней мантии продольных волн по ряду меридиональных профилей: $\lambda = 70.0^\circ, 70.50^\circ, 71.00^\circ, 71.50^\circ, 72.00^\circ, 72.50^\circ, 73.00^\circ, 73.50^\circ$, широтный диапазон $\varphi = 41,67^\circ - 43,33^\circ$. На рис.5 представлены четыре из них.

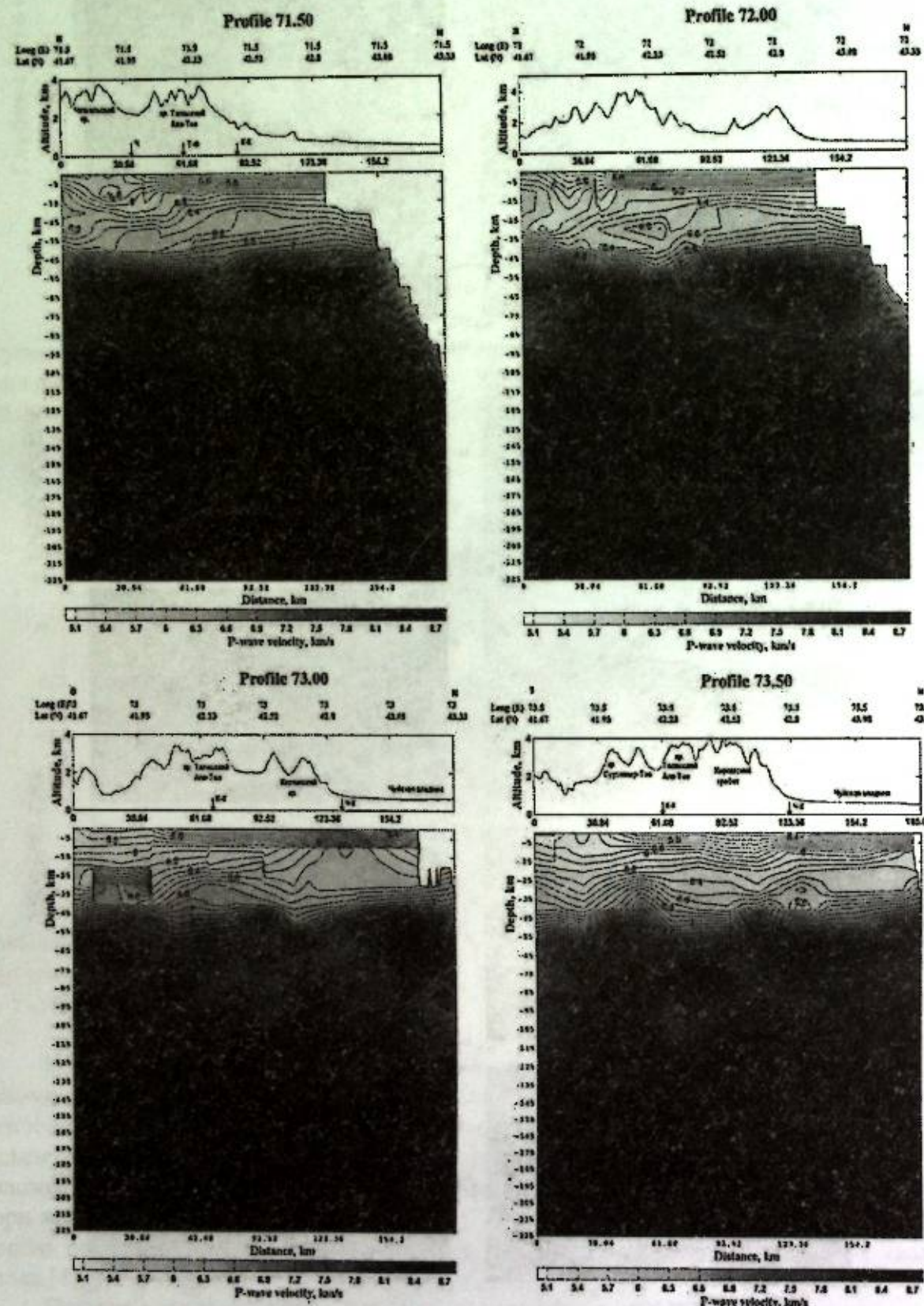


Рисунок 5 – Скоростные разрезы по Р - волнам вдоль профилей $71.5^\circ, 72.0^\circ, 73.0^\circ, 73.50^\circ$. Изолинии значений скоростей проведены через 0,1 км/с, знаком (1) указано территориальное положение разломов: Таласо-Ферганского (Т-Ф), Каракольского (К-К), Чонкурчакского (Ч-К), Пскемского (П), Чандалашского (Ч)).

Характерными особенностями скоростной структуры района исследования являются: в верхнекоровых слоях (до 10 км) - плавное нарастание скоростей Р-волн ($V_p = 5,4 - 6,0$ км/с); в слое 10-55 км - увеличение значений скоростей от $V_p = 6,2$ км/с до $V_p = 7,6$ км/с, при этом изолинии равных скоростей проявляются на различных глубинных уровнях; на глубинах 55-70 км - наличие высокоскоростного тела ($V_p = 8,2 - 8,6$ км/с) и окаймляющей его низкоскоростной зоны ($V_p = 7,6 - 7,8$ км/с в слое 70-105 км); в мантии отмечается субгоризонтальная слоистость с нарастанием значений скоростей (от $V_p = 8,0$ до 8,4 км/с) на глубинах 90-210 км на протяжении профилей $70.0^\circ, 70.50^\circ, 71.00^\circ, 71.50^\circ, 72.00^\circ, 72.50^\circ$, тогда как на профилях $73.00^\circ, 73.50^\circ$ отмечается наличие областей высоких скоростей ($V_p = 8,3 - 8,6$ км/с) на глубинах 120-225 км под хребтами (Таласский Ала-Тоо, Киргизский) и низкоскоростной аномалии ($V_p = 7,8 - 8,2$ км/с) на глубинах 100-195 км под впадиной.

Наличие наклонных или вертикальных границ раздела разноскоростных областей на глубинах 10-40 км, выраженное в погружении изолиний равных скоростей с меньших глубин в сторону их увеличения, и приуроченность к ним активных разломов (в частности Таласо-Ферганского, Каракольского, Чонкурчакского) позволяет предположить об их проявлении в скоростной структуре земной коры.

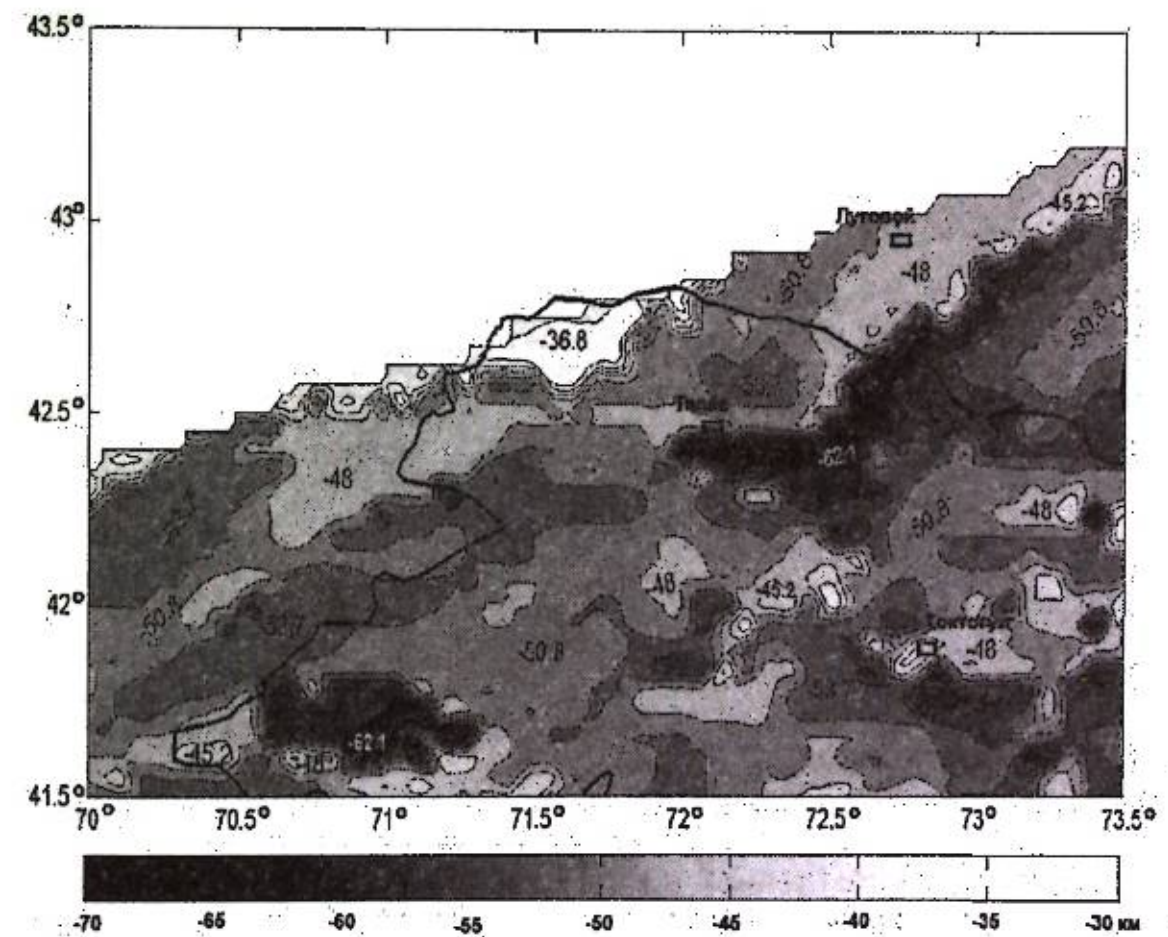


Рисунок 6 – Рельеф поверхности Мохо, полученный программным комплексом по изменению скоростей продольных Р-волн западной части Северо-Тянь-Шаньской зоны

Получено двухмерное (рис.6) и трехмерное (рис.7) представление рельефа поверхности Мохо изучаемого района с использованием градиента скорости Р-волн на базе трехмерной триангуляции скоростной модели литосферы Тянь-Шаня [5] и разработанного программного модуля [6], одновременно учитывающего несколько важных факторов для принятия решения о назначении границы Мохо: (1) - резкое изменение скорости продольных Р-волн при переходе из коры в мантию, что означает наличие максимального градиента скорости Р-волн в диапазоне предполагаемого присутствия

границы Мохо (30–80 км); (2) - отсутствие резкого изменения скорости в слое верхней мантии, располагающемся сразу же за границей Мохо, что означает резкое уменьшение градиента скорости от 0,1–0,2 до 0,01 1/с; (3) - скорость продольных Р-волн в точке перехода должна быть в диапазоне пороговой скорости (например - 7,3, 7,8).

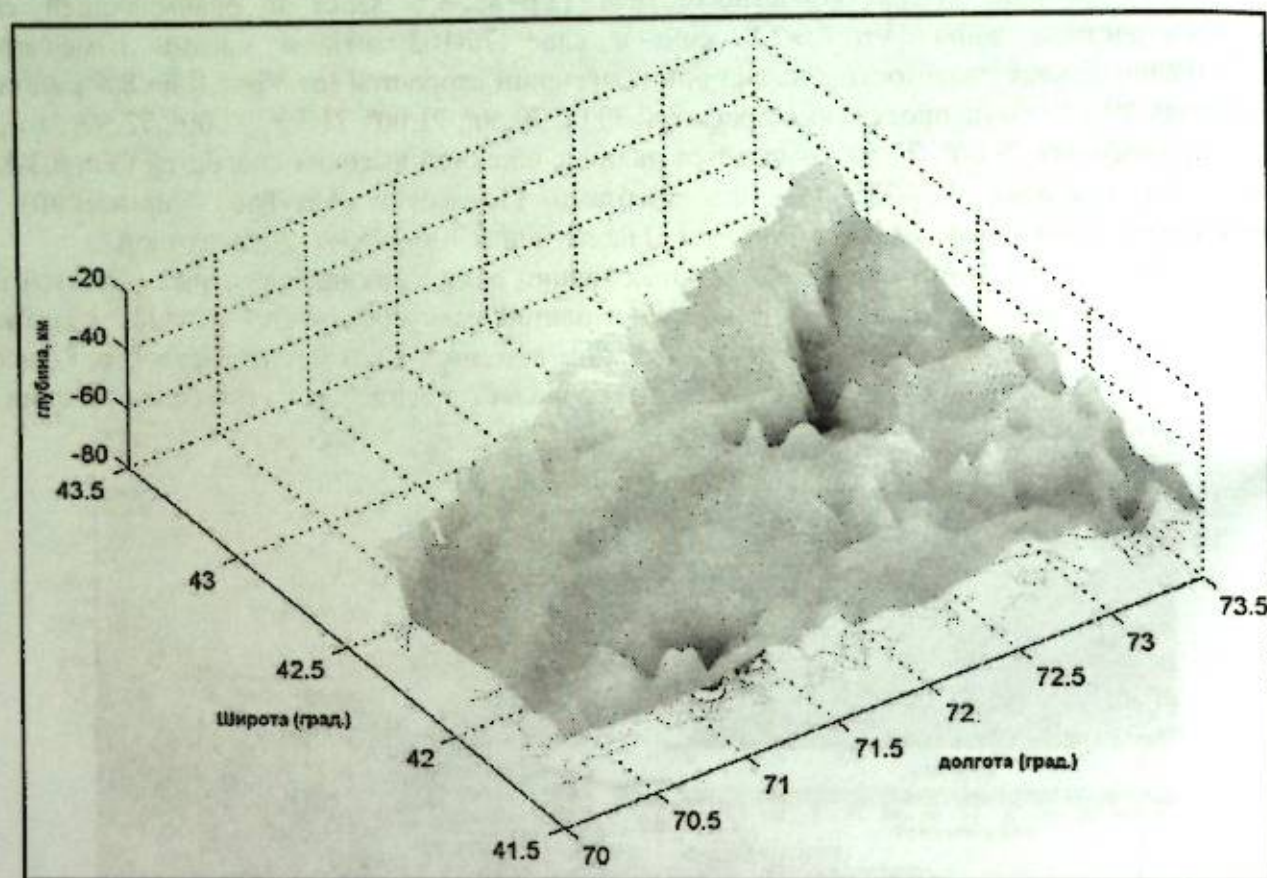


Рисунок 7 - Трехмерное представление рельефа поверхности Мохо, полученное программным комплексом по изменениям скоростей продольных Р-волн западной части Северо-Тянь-Шаньской зоны

Глубина залегания поверхности Мохо западной части Северо-Тянь-Шаньской зоны варьирует от 41 км до 62 км. На большей части исследуемой территории мощность земной коры представлена значениями 51–54 км. На локальных участках в юго-западной, центральной, в юго-восточной частях отмечается максимальное погружение до 59–62 км. В западной части преобладают области с глубиной залегания поверхности Мохо 51–54 км. В северной части наблюдается участок, на котором глубина залегания поверхности Мохо имеет минимальные значения (37–41 км).

Существует ряд схем рельефа поверхности Мохо, их обзор хорошо представлен в работах [7, 8]. Направленность изолиний мощности земной коры, построенных разными авторами, в целом одинакова, различия в абсолютных значениях глубины залегания поверхности Мохо в одних и тех же зонах, как правило, не выходят за пределы существующей точности определения этой границы. Эта поверхность в пределах исследуемой территории залегает на глубинах 55–60 км по [7, 9], либо 45–50–55 км по данным других авторов [8]. Схема рельефа поверхности Мохо, полученная предлагаемым выше способом, в целом не противоречит данным других исследователей, за исключением отдельного локального участка с минимальным значением.

Выводы. На территории западной части Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенной зоны поверхность Кюри, которая определяет мощность магнитоактивного слоя меняется от –26 км до –44 км. Большинство эпицентров землетрясений приходится на районы с меньшей мощностью магнитоактивного слоя.

Характерными особенностями скоростной структуры земной коры и верхней мантии исследуемой территории являются: наличие наклонных или вертикальных границ раздела разнородных областей на глубинах 10–40 км, выраженное в погружении изолиний равных скоростей с меньших глубин в сторону их увеличения и приуроченность к ним активных разломов; наличие высокоскоростного тела на глубинах 55–70 км и окаймляющей его низкоскоростной зоны (в слое 70–105 км); в западной и центральной частях исследуемой территории в мантии - субгоризонтальная слоистость с нарастанием значений скоростей на глубинах 90–210 км, в восточной ее части наблюдается чередование высокоскоростных и низкоскоростных областей.

Глубина залегания поверхности Мохо варьирует от 41 км до 62 км. На большей части исследуемой территории мощность земной коры представлена значениями 51–54 км.

Литература

1. Лобанченко А.Н., Маринченко Г.Г. и др. Комплексные геофизические исследования сейсмоопасных районов (территория формируемого Иссыккульско-Чуйского территориально-производственного комплекса) // Отчет. Фонды КГФЭ «Гера», г. Шопоков, Кыргызская Республика. 1988 г. (рукописный).
2. Гребенникова В.В. Двухмерная модель изоглубин поверхности Кюри Кыргызского Тянь-Шаня по данным расчета температур радиогенного теплового поля // Вестник КРСУ. 2016. Т. 16. № 9. С. 154–159.
3. Каталог землетрясений Института сейсмологии Национальной Академии Наук Кыргызской Республики.
4. Таль-Вирский Б.Б., Магдиев Р.А. Глубинный тепловой поток и некоторые его источники // Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука. 1977. С. 56–79.
5. Адамова А.А., Сабитова Т.М., Миркин Е.Л., Багманова Н.Х. Модели для блочной аппроксимации распределения скорости с использованием SPHYRIT 90 (алгоритм С. Рекера) // Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. Бишкек: Илим. 2006. С. 9–18.
6. Миркин Е.Л., Багманова Н.Х. Автоматизированное построение поверхности Мохоровичича по скоростной 3D модели Р-волн для территории Чуйской впадины и ее горного обрамления // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2017. № 1(9). С. 54–61. <http://www.journal.seismo.kg>
7. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1983. 248 с.
8. Сабитова Т.М. Скоростные особенности и блоковое строение земной коры // Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня. М.: Наука. 1991. С. 19–23.
9. Сабитова Т.М. Строение земной коры Кыргызского Тянь-Шаня по сейсмологическим данным. Фрунзе: Илим. 1989. 174 с.

СОВРЕМЕННОЕ СТРОЕНИЕ ГЕОСТРУКТУР ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Дружинин В.С., Началкин Н.И., Осипов В.Ю.
druvs@mail.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения Российской академии наук,
г. Екатеринбург, Россия

В статье рассмотрена возможность выделения глубинных разломов по данным профилей ГСЗ и глубинного ОГТ по геотраверсу «Урсейс» и их корреляцию в межпрофильном пространстве на примере юго-восточной части Уральской складчатой системы.

Ключевые слова: глубинное строение верхней части литосферы, разломы, тектоническое районирование.

Введение. Решение региональных тектонических и многих других проблем в области наук о Земле нуждается в информации о строении земной коры и верхней мантии. Эти данные должны соответствовать сложноустроенным и объемным моделям геологической среды. Наиболее подходящим для их решения является Уральский регион, который достаточно, по сравнению с другими регионами, изучен глубинными сейсмическими исследованиями [1-3]. По результатам их анализа и обобщения на основе разработанной геофизической технологии, с учетом информации по четырем сверхглубоким и десяти глубоким параметрическим скважинам, созданы объемная геолого-геофизическая модель верхней части литосферы (ВЧЛ) до глубины 80 км (М 1:2500 000) и схема тектонического районирования. Уральский регион представлен восточной и северо-восточной окраинами Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Уральской складчатой системой (УСС), являющейся пограничной геоструктурой между Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформами [2]. В состав региона входят основные типы континентальной коры, которые различаются возрастом, историей формирования, составом и степенью метаморфических преобразований, что представляется важным для решения геодинамических задач. Рассмотрена специфика современного строения ВЧЛ Уральского региона.

Содержание работ. Выполнены анализ имеющейся разнородной по содержанию и качеству информации по данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), сверхглубокого бурения (СГ) и на этой основе разработка технологии сейсмогеокартирования с построением новой сейсмогеологической модели ВЧЛ. Ее содержанием являются сейсмогеологические этажи (СГЭ) земной коры, разделенные регионально выдержанными поверхностями раздела. Для Уральского региона приняты обозначения: K_{01} – поверхность нижеархейского фундамента, K_2 – протоко́ра, $M_{ст}$ – основной сейсмогеологический раздел между земной корой и преобладающими мантийными комплексами. Отличие от принятой модели в составе гранитного и базальтового слоев модели или нижней и верхней коры заключается в расширении понятия СГЭ. А именно, сейсмогеологические этажи и, соответственно, их состав, формируются поэтапно в процессе геодинамических преобразований ВЧЛ под воздействием экзогенных и эндогенных масштабных процессов.

Частичная корректировка ограниченных данных о земной коре на геотраверсах Центра «ГЕОН» осуществлялась за счет намеченной по более плотным системам ГСЗ [2] типизации геологических структур I порядка по особенностям глубинного строения. Выделение глубинных разломов, как одной из составляющих сейсмогеологической модели, подчеркивающих латеральную расслоенность ВЧЛ на блоки, производилось по данным по профилям ГСЗ, а в межпрофильном пространстве – по результатам анализа потенциальных полей.

Разработана технология 2D–3D плотностного моделирования для разломно-блоковой среды. При построении плотностных моделей выбрана глубина изостатического выравнивания 80 км, в качестве стартовых моделей принимались сейсмогеоплотностные разрезы и предварительные схемы тектонического районирования ВЧЛ [2-4]. На рис. 1 в качестве примера приведены сейсмогеологические разрезы по субширотным и меридиональному профилям ГСЗ. Более подробно технологические вопросы построения моделей рассмотрены в ряде статей и монографии [1, 2, 4].

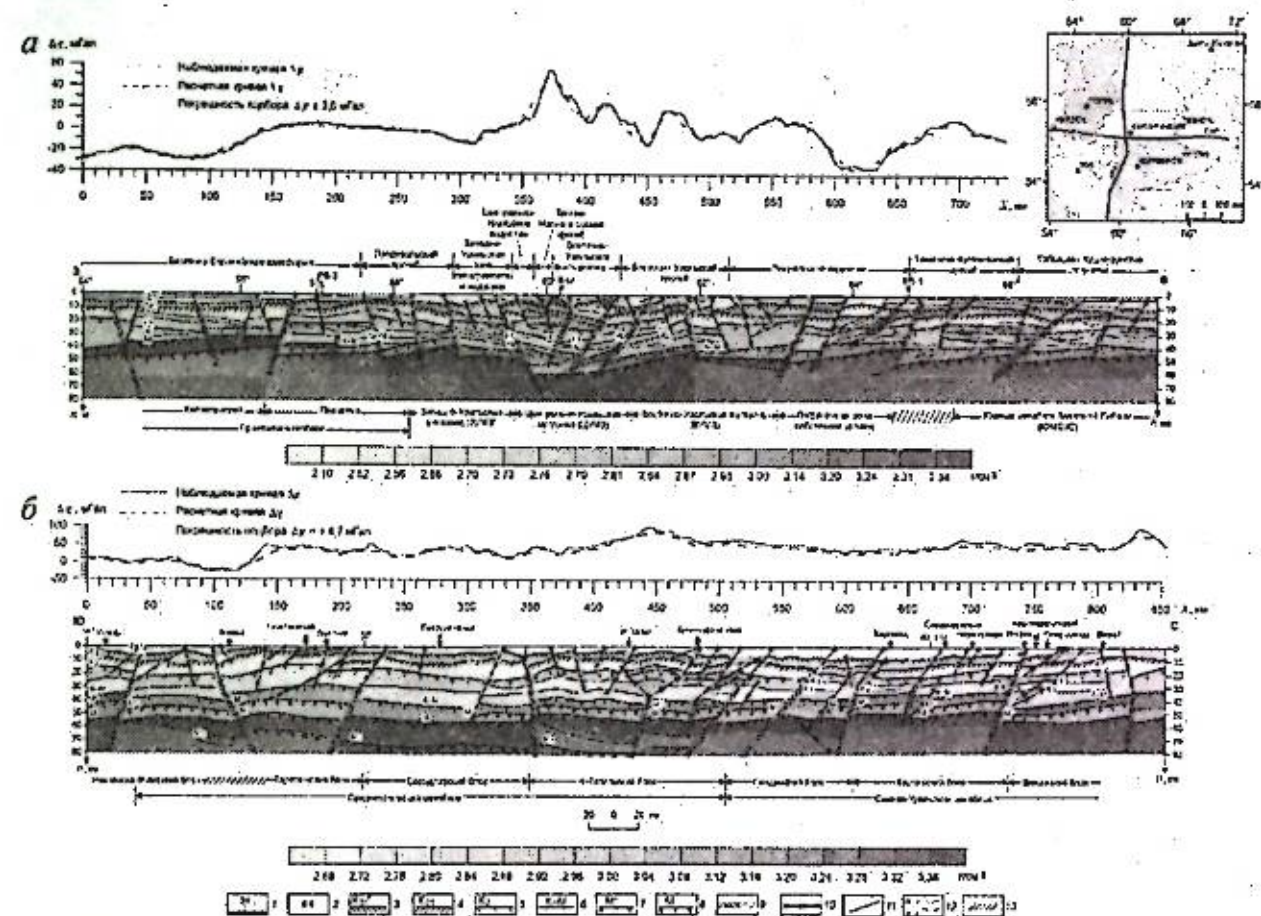


Рисунок 1 – Сейсмогеоплотностные 2D-модели верхней части литосферы по профилям ГСЗ [4]: а – Свердловский, б – Вичай-Орск

Результаты работ. Установлены следующие основные моменты.

1. Расслоенность верхней части литосферы на сейсмологические этажи, обусловленная наличием двух регионально выдержанных поверхностей раздела: кровли и подошвы кристаллической коры, ниже которых находятся комплексы пород с относительно незначительными вариациями скоростных параметров.

Первый раздел соответствует, по данным Ново-Елховской сверхглубокой скважины, вскрывшей разрез AR_1 на глубине 4 км, поверхности нижеархейского серогнейсового мегакомплекса с мелкими интрузивными телами различного состава. В пределах Евразийского континента K_{01} расположена на глубине от 2–4 км на древних поднятиях осадочных бассейнов и до 14–16 км в отрицательных структурах (авлакогены, рифты, складчатые системы), соответствуя среднему уровню границы Форша (Φ). Мегакомплекс характеризуется выдержанными скоростями продольных волн $V_p = 6,05 \pm 0,1$ км/с, мощностью 8 ± 2 км и гетерогенной, в сейсмическом отношении, средой. Ему можно отвести роль разделителя или «отделителя» (по С.Н. Иванову), который является подошвой верхнего (первого) наиболее активного СГЭ земной коры, представленного разновозрастными геосинклинальными метаморфизованными складчатыми комплексами, соответствующими послепалеозойскому этапу развития, начиная с нижнепротерозойской протогосинклинальной стадии, обусловленной глубинными разломами древней коры. На рис. 2 приведены модели для двух основных типов континентальной коры Евразийского континента: положительных

и отрицательных зон поверхности K_{01} , соответствующих геологическим структурам разного типа.



Рисунок 2 – Схематические модели верхней коры Восточной окраины ВЕП (а), активные структуры Урала и Сибири (б) [5]

Условные обозначения. 1 – гранулиты, габбро-амфиболиты, анортозиты нижней коры; 2 – преимущественно гнейсы с прослоями амфиболитов, габброидов; 3 – расслоенная часть AR , переработанная в этапы диастрофизма; 4 – вулканиты и метаморфизованные породы основного состава нижнепротерозойского возраста (Печенгская свита); 5 – преимущественно терригенные и сланцевые породы R_1 ; 6 – Калтасинские доломиты R_1 ; 7 – терригенно-карбонатные отложения D_3-P возраста; 8 – терригенно-сланцевый комплекс R_1 ; 9 – гнейсы преимущественно среднего и основного составов, гранулиты, гнейсо-амфиболиты Салдинского комплекса; 10 – гнейсы, гнейсо-амфиболиты, гранитоиды Салдинского комплекса; 11 – гранитоиды, гнейсы Салдинского комплекса; 12 – базальто-терригенные отложения промежуточного комплекса; 13 – вулканиты основного состава (Имменовская свита); 14 – вулканогенные породы $D-C$ возраста; 15 – осредненный разрез докайнозойских образований Байкальского рифта; 16 – кайнозойские терригенно-обломочные породы; 17 – предполагаемые переходные тонкорасслоенные толщи между основными подразделениями.

*. Модели составлены по материалам источников, причем значение плотности – по образцам из керна скважины

Практикуемое в последнее время объединение в понятие кристаллических фундаментов AR_1 и PR_1 комплексов в единое геологическое подразделение не совсем корректно относительно истории геодинамических преобразований древней коры, что подтверждается конкретными данными по Кольской СГ-3, где под метабазитовым комплексом PR_1 установлены нижнеархейские гнейсы [6], подобные вскрытым на Южно-Татарском своде.

Подошвой кристаллической коры в современной модели является основная граница верхней мантии M_{cr} , ниже которой находятся комплексы со значениями скорости

продольных волн $V_p=8,15\pm 0,25$ км/с, соответственно, с расчетной плотностью $\sigma=3,35\pm 0,05$ г/см³. Введение такого понятия уменьшает неоднозначность в определении раздела между основными подразделениями верхней части литосферы, который на существующих по разным регионам разрезах ГСЗ характеризуются скоростями $V_p=7,5-8,8$ км/с. Прежде всего, это объяснимо несоответствием технологии сейсмических исследований, не учитывающих сложность формирования зоны перехода, обусловленной неоднократной активностью верхней мантии, значительными глубинами нахождения поверхности M , свыше 35 км, вследствие чего ограниченность интервала прослеживания преломленных мантийной группы волн. При создании 3D сейсмогеологической модели верхняя часть литосферы делится на четыре части [2]: слой (K_0-K_{01}) между поверхностью консолидированной коры K_0 и разделом K_{01} ; слой кристаллической коры ($K_{01}-M_{cr}$); слой верхняя часть верхней мантии ($M_{cr}-80$); осадочный слой ($0-K_0$) с известными параметрами мощности и плотности.

2. Региональное присутствие нижней коры (поверхность K_2), или в геологическом смысле – протоко́ра, несомненно, но выделение и корреляция K_2 , особенно в межпрофильном пространстве, затруднено из-за значительных вариаций физических и структурных параметров, соответственно, состава и строения [2, 3]. К примеру, на древних архейских поднятиях, таких как Южно-Татарский свод (ЮТС) или некоторые поднятия в пределах УСС, поверхность K_2 , вероятно находится на уровне $9,0\pm 3,0$ км, ниже которой преобладают комплексы с $V_p=6,2-6,6$ км/с. Наличие на скоростных моделях, построенных по рефрагированным волнам, квазискоростного уровня $\approx 7,3$ км/с в нижней части коры, не означает присутствия т.н. «базальтового» слоя. Таким образом, наблюдается противоречие понятий поверхности K_2 как «протоко́ра», и как «базальтовый» слой по значениям скорости 6,8–7,2 км/с.

3. Присутствие между основными подразделениями земной коры промежуточных разномасштабных и разновозрастных комплексов. Наличие такого комплекса не исключено на Кольской СГ-3, где нижнеархейские гнейсы находятся на 10,0 км ниже нижнепротерозойских метавулканитов мощностью до 7,0 км и рассланцованного комплекса, принятого за AR_2 [6]. На ЮТС (район Новоелховской сверхглубокой скважины) древнейший мегакомплекс AR_1 расположен непосредственно под отложениями D мощностью до 2,0 км. Это может быть свидетельством о развитии ЮТС преимущественно в режиме поднятия, включая нижнепротерозойский цикл развития.

Переходные комплексы между собственно осадочными породами и поверхностью консолидированного фундамента, установлены в первую очередь в хорошо изученных нефтегазовых провинциях. На ВЕП это породы в возрастном отношении R_1-V , на ЗСП диапазон составляет $D-T$. Мощность переходных комплексов изменяется в широких пределах от 0,5–1,0 км до 8,0 км.

В низах коры находится переходный мегакомплекс ($K-M$), различающийся мощностью и моделью геологических структур. Для стабильных подразделений континентальной коры он может быть представлен градиент-тонкослоистой толщей мощностью до 3,0–6,0 км; для активных структур, совпадающих с пограничными зонами, такими как УСС, значения мощности ($K-M$) достигает 20,0 км. Сейсмическая среда представлена слоистой моделью с инверсией скорости или горизонтальной расслоенностью с вариациями скорости в интервале 7,0–8,0 км/с. Сложность строения переходной зоны ($K-M$) подчеркивается по данным глубинного ОГТ практическим отсутствием записи отраженных волн ниже уровня $4,0\pm 2,0$ км, соответствующего кровле этого мегакомплекса [7].

Таким образом переходные комплексы являются особенностью модели ВЧЛ. Их неучет приводит к значительным ошибкам определения положения основных поверхностей раздела и соответственно затушевывает различия в глубинном строении геоструктур. Ориентировочно состав глубинных блоков ВЧЛ характеризуют сейсмогеоплотностные разрезы по профилям ГСЗ (рис. 1), и геолого-геофизические 3D модели [2-4] на основе которых составлена схема тектонического районирования кристаллической коры (рис. 3).

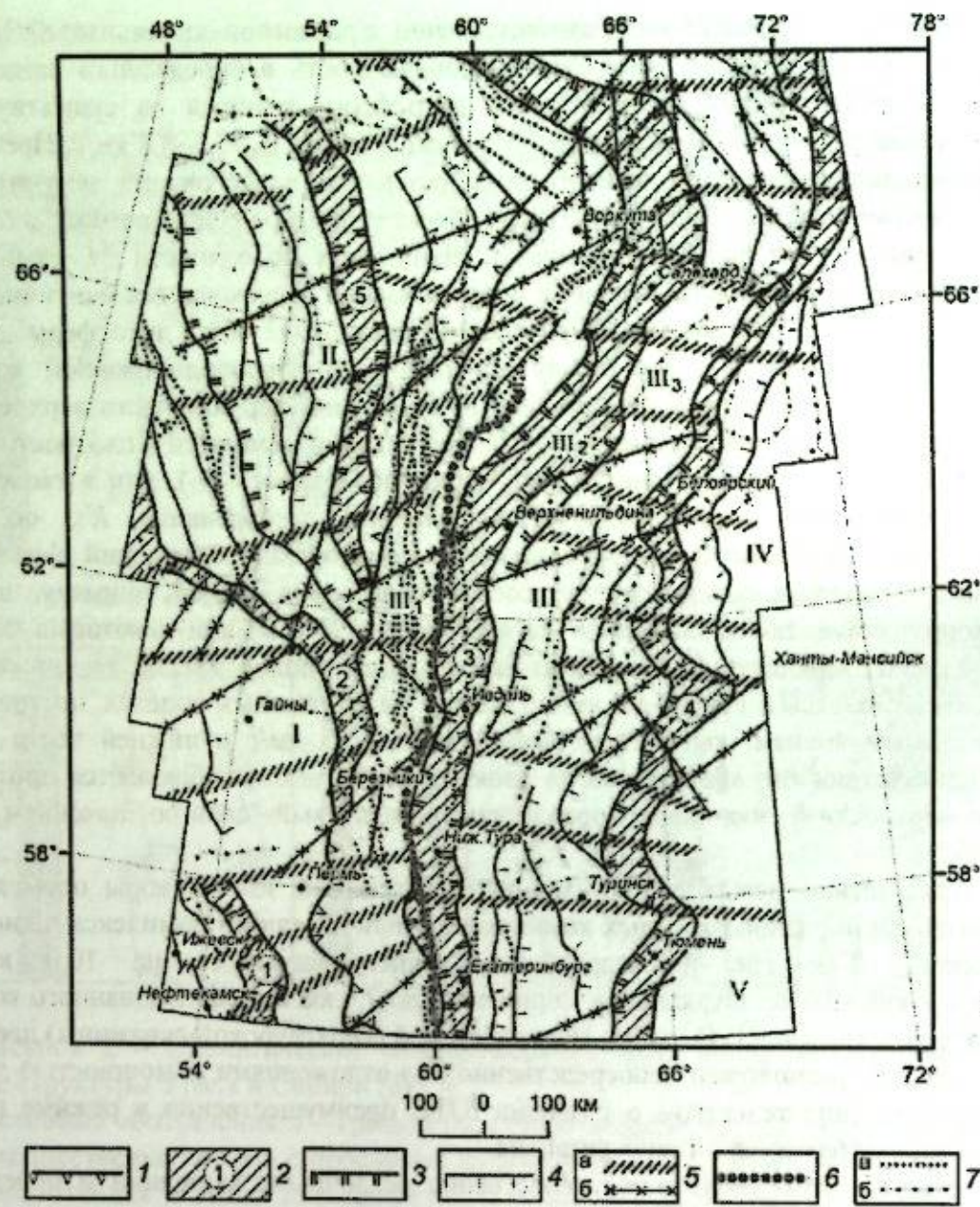


Рисунок 3 – Тектоническая модель кристаллической коры Уральской складчатой системы и прилегающих структур

Условные обозначения: Тектоническое районирование: 1 – контуры основных структур первого порядка (I – Пермско-Башкирский мегаблок восточной окраины ВЕП, II – Тимано-Печорский геоблок, III – Уральская складчатая система (УСС): III₁ – Западно-Уральская мегазона, III₂ – Центрально-Уральская мегазона, III₃ – Восточно-Уральская мегазона, IV – Западно-Сибирский геоблок (западная часть) – ЗСГБ, V – Северо-Казахстанский мегаблок); 2 – пограничные структуры: Калтасинский авлакоген (1), Предтиманский прогиб (2), осевая структура УСС (3), переходная зона (пограничный шов) между УСС и ЗСГБ (4); Печорская рифтовая зона (5); 3 – контуры структур второго порядка; 4 – контуры блоков и зон в пределах основных подразделений кристаллической коры; 5 – разломные структуры: зоны глубинных дислокаций (а), субвертикальные и наклонные глубинные разломы (б). Фрагмент тектонической карты России [10]. Разрывные нарушения: 6 – главные разломы, в том числе и глубинные; надвиги и фронтальные линии шарьяжей; 7 – сбросы и взбросы (а – достоверные, б – предполагаемые).

4. Субширотная зональность. Переход к объемному изображению особенностей глубинного строения, осуществленный впервые для Уральского региона, позволили изучить пространственное распределение неоднородностей верхней части литосферы. Для подчеркивания широтной зональности в модели глубинного тектонического районирования составлены три сечения исследуемой территории по меридианам 55°, 60° и 65° в.д. Сводные

разрезы по перечисленным меридианам (сечения объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы) увязаны с данными по пересекающим профилям ГСЗ. Для примера приведен сейсмоплотностной разрез по центральному меридиану, совмещенный с характером потенциальных полей в районе сечения (рис.4). Глубинные дислокации объединены в группы, разделяющие геологические подразделения по типу строения ВЧЛ и приповерхностных структур [8-11]. В целом следует подчеркнуть, что широтная зональность такой же главный элемент тектонического образа верхней части литосферы, как и меридиональная ее составляющая.

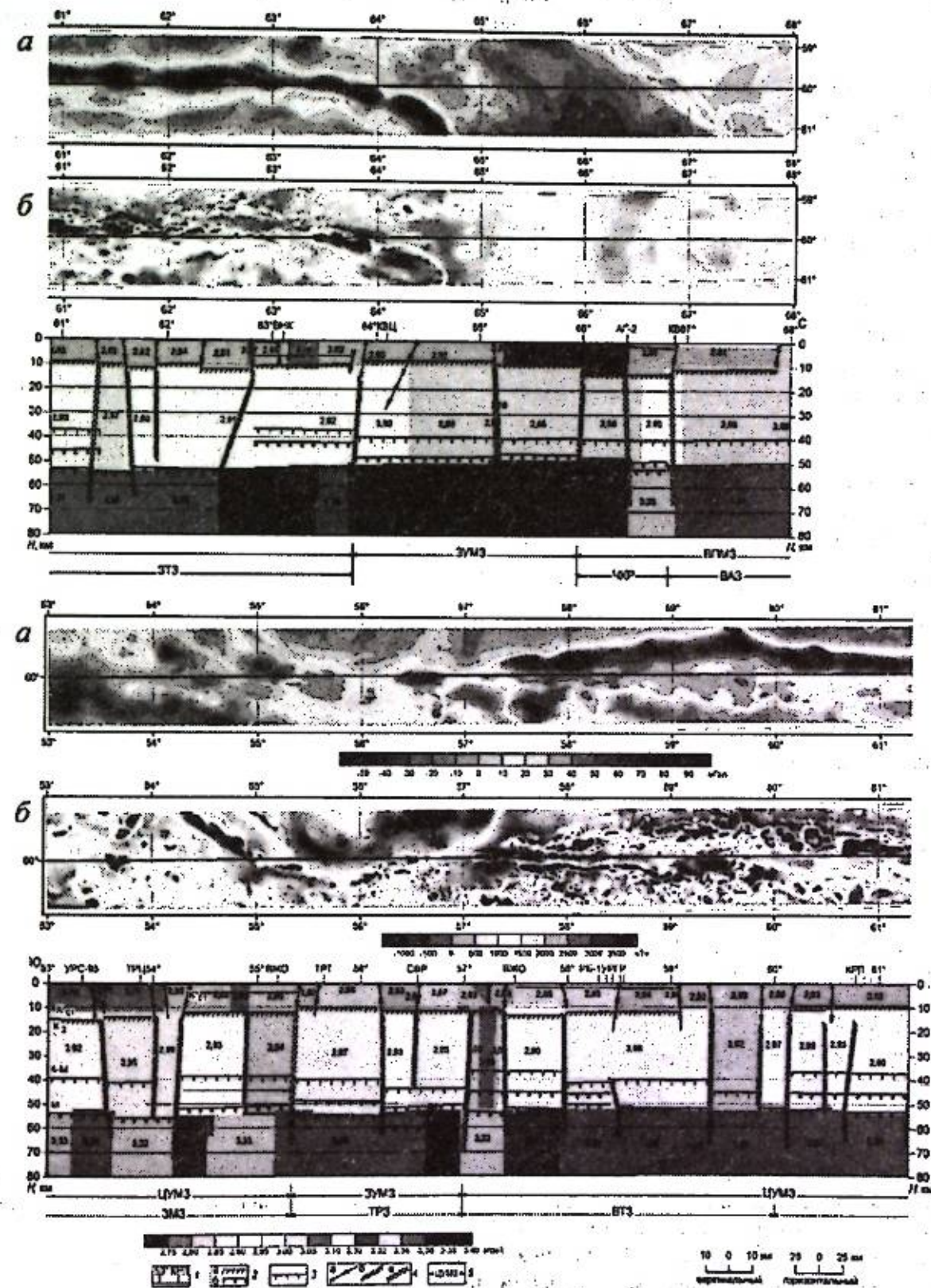


Рисунок 4 – Сейсмогеоплотностной разрез (модель) по сечению М-60

Условные обозначения к рисунку 4: 1 – линия профиля с градусной привязкой, участками пересечения профилей; над разрезом приведены в виде полосы шириной 100 км потенциальные поля Δg и ΔT ; вертикальная расчлененность верхней части литосферы (2–3): 2 – поверхности: а – кристаллической коры (K_01), б – основного сейсмогеологического раздела M – подошва кристаллической коры; 3 – поверхность переходного мегакомплекса в низах коры; 4 – разрывные нарушения: в верхней части коры (а), в кристаллической коре (б), в верхней мантии (в); 5 – горизонтальные неоднородности верхней части литосферы, соответствующие основным геологическим подразделениям: Восточно-Печорская мегазона (ВПМЗ) в составе зон: Варендей-Адзвинской (ВАЗ), Чернышевско-Косью-Роговской (ЧКР), Восточно-Тиманской (ВТЗ), Западно-Уральская мегазона (ЗУМЗ) в составе Тараташской зоны (ТРЗ), Центрально-Уральская мегазона (ЦУМЗ) в составе зон: Западно-Тагильской (ЗТЗ), Западно-Магнитогорской (ЗМЗ).

Примечание: над основным разрезом приведены в виде полос шириной 100 км выкопировки с карт потенциальных полей: а – гравитационного Δg ; б – магнитного (ΔT)а. Тараташская зона, имея аномальные черты глубинного строения, может быть отнесена к Центрально-Уральской мегазоне по аналогии с полярными широтами, где выполнено такое районирование с отнесением Центрального Уральского поднятия в состав этой мегазоны.

Заключение и рекомендации. На основе разработанных технологий, анализа, обобщения значительной в количественном отношении сейсмической информации о глубинном строении верхней части литосферы и последующих построений впервые создана объемная геолого-геофизическая модель ВЧЛ Среднего, Северного и Полярного секторов Уральского региона, схемы тектонического районирования кристаллической коры, позволяющие по новому подойти к решению региональных вопросов, геодинамики и минерагении, прежде всего для регионально-зонального прогнозирования в окружающих Урал нефтегазовых провинциях. Предложена новая сейсмогеологическая разломно-блоковая модель ВЧЛ и обосновано вертикальная и горизонтальная расчлененность геологической среды, с наличием глубинных разломов и переходных зон.

Результаты выполненных тематических исследований убедительно показывают на необходимость их продолжения для изучения соотношения глубинных и приповерхностных структур, тектоники и геодинамики формирования современного облика геологической среды с привлечением специалистов различного профиля.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проекта фундаментальных научных исследований УрО РАН 18-5-5-23 (№ 0394-2018-0010).

Литература

1. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Региональный прогноз на поиски месторождений углеводородов с учётом специфики строения верхней части литосферы Уральского региона // Разведка и охрана недр. 2013. № 1. С. 33–41. <http://rion-journal.com/2013/01/1-2013-2/>
2. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. 2014. 226 с.
3. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Схема тектонического районирования Уральского региона на основе информации о строении верхней части литосферы // Отечественная геология. 2013. № 1. С. 43–58.
4. Мартышко П.С., Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Осипов В.Ю., Цидаев А.Г. Схематическое тектоническое районирование Уральского региона на основе разработанных алгоритмов и методики создания объемной геофизической модели верхней части литосферы // Литосфера. 2012. № 4. С. 208–218.
5. Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Особенности тектонического районирования на разных глубинных уровнях верхней части литосферы Среднего Урала В сборнике: Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей Институт геофизики УрО РАН, Российский фонд фундаментальных исследований, Уральское отделение Евро-Азиатского геофизического общества. 2011. С. 128–130.

6. Кольская сверхглубокая / Под ред. Е.А. Козловского. М.: Недра, 1984. 490 с.
7. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект «Уралсейс»). Тверь: ГЕРС. 2001. 286 с.
8. Дружинин В.С., Осипов В.Ю. Субширотные дислокации земной коры Уральского региона – звенья системы линейментов Евразийского континента // Уральский геофизический вестник. 2016. № 2. С. 33–47.
9. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И. Тектонодинамическая модель кристаллической коры Урала и сопредельных территорий // ДАН. 2015. Т. 463. № 2. С. 183–186.
10. Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Чувазов Б.И. Динамика приповерхностных структур Приуральской области в верхнепермско-триасовое время и тектоническое районирование кристаллической коры Западно-Сибирской геосинеклизы // Литосфера. 2016. № 4. С. 114–124.
11. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акватории М 1:4000000 / Под ред. Е.Е. Милановского. М.: Картография. 2007.

О ФАКТОРАХ, ВЛИЯЮЩИХ НА ИЗМЕНЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ВОДНОРАСТВОРИМОГО ГЕЛИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ УЗБЕКИСТАНА

Закиров М.М.

mzakirov1957@mail.ru

Институт сейсмологии Академии наук Республики Узбекистан, г. Ташкент, Узбекистан

В статье представлены результаты анализа многолетних режимных наблюдений за изменением концентрации гелия подземных вод Узбекистана и прилегающих территорий. На основании этих наблюдений выделены основные факторы, влияющие на изменения количественного содержания гелия. Приводятся результаты по оценке особенностей изменения и характера распространения гелия в подземных водах. На изменение концентрации гелия в подземных водах существенное влияние оказывают гидрогеодинамические и деформационно-тектонические условия. Описаны и количественно оценены четыре фактора с различными значениями концентрации гелия. Они позволяют правильно оценить вариации гелия, связанные с сейсмическими событиями.

Ключевые слова: подземные воды, гидрогеосейсмология, предвестники, гелий, концентрация, миграция, режимные наблюдения, газо-химические параметры

Введение. Изучение пространственного распределения гелия началось в прошлом столетии. У истоков этих исследований стояли ученые: В.П. Якуцени, И.Н. Яницкий и В.И. Башорин; позднее: Ю.Б. Силантьев, И.Г. Киссин, Б.Р. Кусов, Р.М. Семенов, О.П. Смекалин и мн. др. Пульсационный характер миграции гелия, связанный с тектонической активизацией, способствовал на территории Центральной Азии изучению концентрации гелия режимными наблюдениями в целях поиска гидрогеосейсмологических предвестников землетрясений [1,2,3,4,5]. Большой вклад в развитие методологии таких исследований внесли ученые Узбекистана. В течение последних 50 лет сотрудниками Института сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз (А.Н. Султанходжаев, И.Г. Чернов, Ш.С. Юсупов, Ф.Г. Зиган, С.У. Латипов, Г.Ю. Азизов, Д.М. Закиров, Т.З. Закиров, Т.Л. Ибрагимова, Р.С. Зиявуддинов и др.) опубликованы научные труды, изобретения и сделаны научные открытия, связанные с поиском предвестников и прогнозом землетрясений.

На основе анализа ранее проведенных исследований можно рассуждать о том, что количественное, объемное содержание газо-химического состава подземных вод варьирует в периоды изменения гидродинамического, эксплуатационного режимов, при упругопластических деформациях и сейсмической активности [2,3,6,7]. В связи с этим, весьма актуальным является совершенствование научных подходов для более углубленного изучения факторов, влияющих на концентрацию гелия в подземных водах.

Исходя из вышеизложенного, нами поставлена задача - изучение пространственного распределения гелия в подземных водах Узбекистана. Объектом наших исследований является гелий в подземных водах сейсмоактивных районов Узбекистана и прилегающих территорий.

Определение содержания концентрации гелия включает: опробование скважин; лабораторные и полевые измерения содержания гелия в свободном газе и воде; сопоставление полученных данных с геолого-тектоническими условиями. Наши исследования по определению относительного содержания концентрации гелия в воде проводились газохроматографическим методом, а определение абсолютного значения гелия прибором ИНГЕМ-1 (индикатор гелия магниторазрядный).

В результате сопоставления и анализа значений концентрации гелия, выявлено его неравномерное распространение, как по площади, так и в вертикальном разрезе изучаемой территории. Это обусловлено, главным образом, тектонической обстановкой и гидрогеоло-

гическими условиями изучаемого района [3].

Исходя из вышеизложенного, в каждом рассматриваемом водопункте с его геолого-литологическими и тектоническими условиями, выделены четыре различных фактора, определяющие концентрацию гелия в подземных водах:

А - близость источников α -излучений (граниты и массивы интрузивов) и наличие устойчивых палеозойских пород. К этому фактору отнесены водопункты в районе п.Хавотаг, высокогорные родники Арашан булак, Сассыкуль и Кирк-киз.

Подземные воды скважин Хавотаг находятся в южной части Приташкентского артезианского бассейна. На глубине 1800-2100м в отложениях палеозоя вскрыты трещинно-карстовые напорные, термальные воды (46-52⁰С). Концентрация гелия в пределах - 1.1-1.6 об.%, 0,016-0,022 мл/л. Высокогорные род. Арашан булак, Сассыкуль и род. Кирк-киз представлены отложениями палеозоя с температурой воды от 12 до 16⁰С, с концентрацией гелия 0.02-0.047 об.% или 0.002-0.0,003 мл/л. Подобное значение концентрации гелия в вышеуказанных водопунктах связано, во-первых, с закономерным радиоактивным распадом, т.е., чем больше α - излучение в породах, тем больше генерируется гелий; во-вторых, при оценке обогащения подземных вод гелием учитывается не только радиоактивность водовмещающих пород, но и подстилающих отложений. В литологии этим условиям соответствуют древние карбонатно-гранитовые, вулканогенно-гранодиоритовые и интрузивные породы, в связи с чем, становится понятна приуроченность основных фоновых объемов концентрации гелия к древним отложениям.

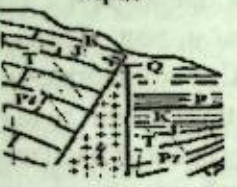

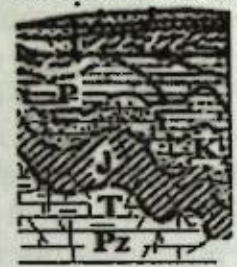

Б - процесс трещинообразования в водосодержащих породах и миграция газов из более глубоких слоев по имеющимся разрывным нарушениям, т.е. по тектоническим разломам. К этому фактору отнесены водопункты скв. Фазылов, Улугбек, Газли и Дженгельды, с глубиной залегания подземных вод - 220-300 м и 1600-2300 м. Водовмещающими породами являются пески, песчаники с прослоями глин с концентрацией гелия от 0.018 - 0.1 об.%, реже 1.8 об.% или 0.0084-0.025 мл/л, еще реже 0.35 мл/л., а температура в пределах 22-42⁰С.

В - процесс скопления гелия в застойных зонах. Отличительная черта этого фактора в том, что сам опробуемый водоносный горизонт на глубине не менее 1300 м., где оптимальные условия для накопления гелия создаются в ограниченной части осадочного чехла. Это участки перекрытые глинами и глинисто-мергелистыми отложениями. Здесь водовмещающие породы залегают в виде антиклинальных «ловушек». Подобные условия наиболее распространены в водопунктах: скв. Янгиюль, Занги-ота, Галаба, ИОБК (Институт овоще-бахчевых культур), а Яссавий и Текстиль, расположены в равнинной части исследуемой территории. Эти водопункты имеют концентрацию гелия в пределах 0.06-0.32 об.% или 0.002-0.006 мл/л, температура воды 44-65⁰.

Г - зоны активного водообмена, характеризующиеся низкими значениями концентрации гелия. Значительное влияние на скопление и распределение гелия оказывают особенности геоморфологических и гидрогеологических условий расположения водопунктов. К ним относятся водопункты: скв. Чимганса и родники Чинар, Ходжикент, Тескари булак, Хумсан и Нурата. Здесь существуют оптимальные условия для диссипации гелия в атмосферу. Иными словами, размещены пути фильтрации, по которым происходит перемещение гелия растворенного в подземных водах. В зоне интенсивного водообмена не происходит скопление концентрации гелия, а происходит миграция гелия через структурно-тектонические нарушения. В связи с чем концентрация гелия в подземных водах, изученных водопунктов, значительно ниже и составляют 0.00002-0.00008 мл/л и 0.05-0.15 об.%.

Если проследить за изменением содержания гелия (рис.), то в целом наблюдается, на первый взгляд, нечеткое, но плавное его уменьшение в горизонтальном простирании от областей питания в сторону погружения пластов.

Таблица. Влияние основных факторов на концентрацию гелия подземных вод Узбекистана и прилегающих территорий

Геолого-литологические и тектонические факторы	Водоуплотнения	Возраст горн. зонта	Водовмещающие породы горизонта	Глуб. (м)	T °C	Содержание He	
						об. %	мл/л
1	2	3	4	5	6	7	8
Близость источников α -излучения и наличие палеозойских пород. 	А	Pz	Трещинно-карстовые воды в карбонатно-гранитовых и карбонатно-вулканогенно-гранодиоритовых и интрузивных отложениях	1800	52	1.1	0,016
				2100			
				1800	46,5	1.6	0,022
				2000			
				0,0	21	0.047	0.0025
Развитие трещинообразования в водосодержащих породах и миграция He из более глубоких слоёв по тектоническим нарушениям 	Б	K ₁	Пески, песчаники с прослоями глины. Песчаники на известковом цементе, линзы песчаных известняков с прослоями глины и магматических пород	2241	24	0.12	0.01
				2294			
				1942	24	0.018	0.0084
				2082			
				1600	22	1.8	0.35
Процессы скопления He в застойных зонах. 	В	K ₂	Мергели, песчаники, алевролиты, известняки. Конгломераты, разнородный гравий, песчаники на известковом цементе, линзы песчаных известняков с прослоями глины	220	23	0.04	0.02
				250			
				250	42	0.047	0.025
				300			
				1300	65	0.13	0.0047
Зоны, где происходит активный водообмен 	Г	Q ₁₋₄	Плохоокатанные гравийно-галечниковые отложения	1480	63	0.28	0.0021
				1570			
		Pz	Конгломераты, трещиноватые песчаники, известняки и доломиты	1860	69	0.13	0.0051
				2100			
				1640	47	0.097	0.022
				1860			
				2200	44	0.32	0.0029
				2400			
				2100	54	0.099	0.0023
				2240			
1700	62	0.06	0.006				
1830							
45	7	0.05	0.00008				
47	7		0.00002				
0,0	10		0.00003				
0,0	12		0.00004				
0,0	14	0.15	0.00004				
0,0	12	0.14	0.00002				
0,0	6	0.12	0.00002				
0,0	16		0.00004				

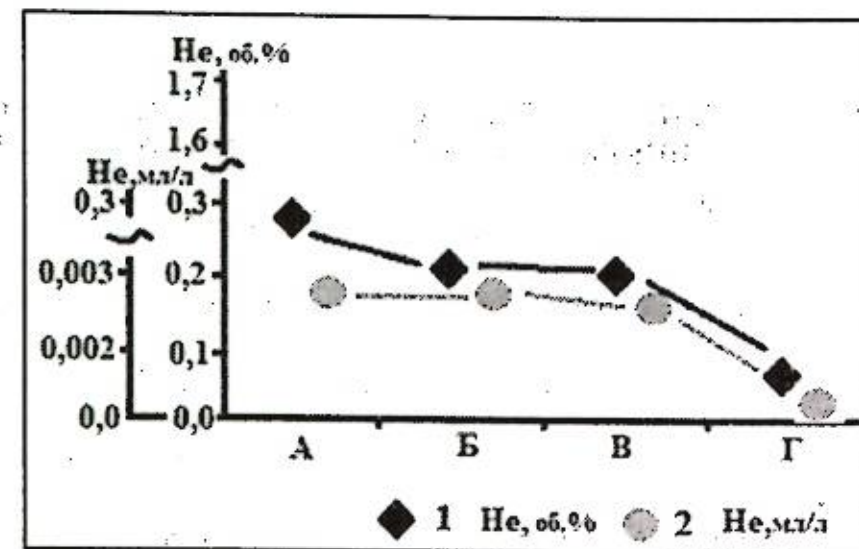


Рисунок – График зависимости концентрации гелия от гидрогеологических и тектонических факторов: 1 – гелий в об.%, 2 – гелий мл/л

В заключение можно отметить: гидродинамические процессы и геологическое строение земной коры определяют энергетический потенциал гелиевого потока, а тектонические условия определяют пути фильтрации гелия, по которым происходит его миграция через различные структурно-литологические нарушения (разломы и ослабленные зоны земной коры); выявленные факторы позволят правильно оценить вариации гелия, связанные с сейсмическими событиями. Этим важным вопросам для гидрогеосейсмологии будут посвящены наши дальнейшие исследования.

Литература

1. Гидрогеосейсмологические предвестники землетрясений / Под ред. Г.А. Мавлянова. Ташкент: Фан, 1983. 136 с.
2. Закиров М.М. Обзор формирования гелия в природе, его связь с разрывными нарушениями и ослабленными зонами // Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии, геоэкологии и пути их решения. Ташкент. 2015. С. 146-151.
3. Закиров М.М. Некоторые особенности формирования и распространения гелия в подземных водах Приташкентского артезианского бассейна // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент. 2017. № 3. С.42-44.
4. Зиявуддинов Р.С. Особенности проявления гелия в подземных водах сейсмоактивных районах Узбекистана. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ташкент. 2011. 22 с.
5. Ибрагимов Т.Л., Ибрагимов Р.С. Методические аспекты изучения взаимосвязи вариаций газо-химического состава подземных вод с сейсмичностью // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. 2014. № 11. С. 36-45.
6. Садыков Ф.С., Юсупов Ш.С., Закиров М.М. Концентрация гелия, растворенного в подземных водах как предвестника подготовки предстоящего сильного землетрясения // Анализ, прогноз и управление природными рисками в современном мире «ГЕОРИСК-2015». М. 2015. С. 354-359.
7. Чернов И.Г., Султанходжаев А.А. Соотношение и вклад гелия мантии, коры и атмосферы в гелий подземных флюидов Средней Азии // Узб. геол. журн. 1994. № 5. С.55-59.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СОБЫТИЯ НА КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ПЛОЩАДКАХ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

Кузиков С.И., Саламатина Ю.М.
ksi@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

Комплексные геодезические измерения базовых линий (БЛ до 3-х км) на 3-х площадках Бишкекского геодинимического полигона (БГП) позволяют фиксировать упругие деформации до 10^{-4} - 10^{-5} (изменение длин до 4 см). При этом в течение многолетних наблюдений выявляются и остаточные скорости деформации 10^{-6} - 10^{-7} /год (до 1-2 мм/год). Зафиксированные упругие деформационные события разделяются как минимум на 4 вида: краткие (7-10 дней) удлинения всех БЛ всех площадок до 4 см; анизотропное изменение длин до 2 см на отдельных БЛ в течение 3-5 месяцев, преимущественно удлинение – С-Ю, укорочение – З-В; "изотропное" удлинение до 1 см на отдельных БЛ в течение 3-4 месяцев; изменение длин до 5 мм на отдельных БЛ в течение 3-4 месяцев только в одном из направлений. Экстремумы деформационных событий и циклов, выделенные по данным GPS и линейно-угловых измерений, имеют хорошее пространственно-временное совпадение.

Ключевые слова: современные движения, линейно-угловые измерения, GPS, длины базовых линий, деформационные события.

По результатам многолетних эпизодических измерений Центрально-Азиатской GPS-сети силами Научной станции РАН (НС РАН) стало известно, что в региональном плане максимальная скорость относительных смещений пунктов достигает ~ 3 см/год на дистанцию в ~ 1.1 тыс. км, что соответствует модулю скорости устойчивой деформации $|n| \times 10^{-8}$ /год. При этом в меридиональном направлении наблюдаются тенденции укорочения приповерхностной части земной коры, которые примерно в 1.6 раза по модулю больше значений скорости деформации удлинения, характерные для широтного направления [1, 2].

В пределах Бишкекской локальной GPS сети и других зон концентрации современных движений наблюдаются уровни относительных смещений 1-10 мм/год на 10-100 км. При сравнительно небольших относительных скоростях приповерхностных смещений здесь скорости деформации достигают уже $|n| \times 10^{-7}$ /год [3, 4].

При переносе наблюдений за современными движениями земной коры на более детальный масштабный уровень (от сотен метров до 3 км) уже фиксируются изменения длин БЛ на 1-4 см за периоды от недели до 5 месяцев. Но это в основном упругие деформации, которые достигают $|n| \times 10^{-5}$ и значительно превышают значения скорости остаточных деформаций регионального и локального масштаба. Такие значительные короткопериодные упругие деформации фиксируются как линейно-угловыми, так и GPS-измерениями, более того они часто синхронно фиксируются на 3-х геодезических площадках, удаленных друг от друга на 5-13 км в пределах Бишкекского геодинимического полигона (рис. 1).

С июня 2012 г. по настоящее время регулярно наблюдению подлежат геодезические площадки, разнесенные по широте вдоль Шамсинского разлома. На площадках POLIGON и KENTOR проводятся 4 раза в год эпизодические GPS-измерения, а на площадке ALMALY установлены 4 станции постоянного GPS-наблюдения. Основной интерес представляют данные еженедельных линейно-угловых измерений на БЛ всех площадок. Данная работа посвящена детальному исследованию современных деформационных процессов земной коры на локальных геодинимических площадках, расположенных в северных предгорьях Киргизского хребта Тянь-Шаня.

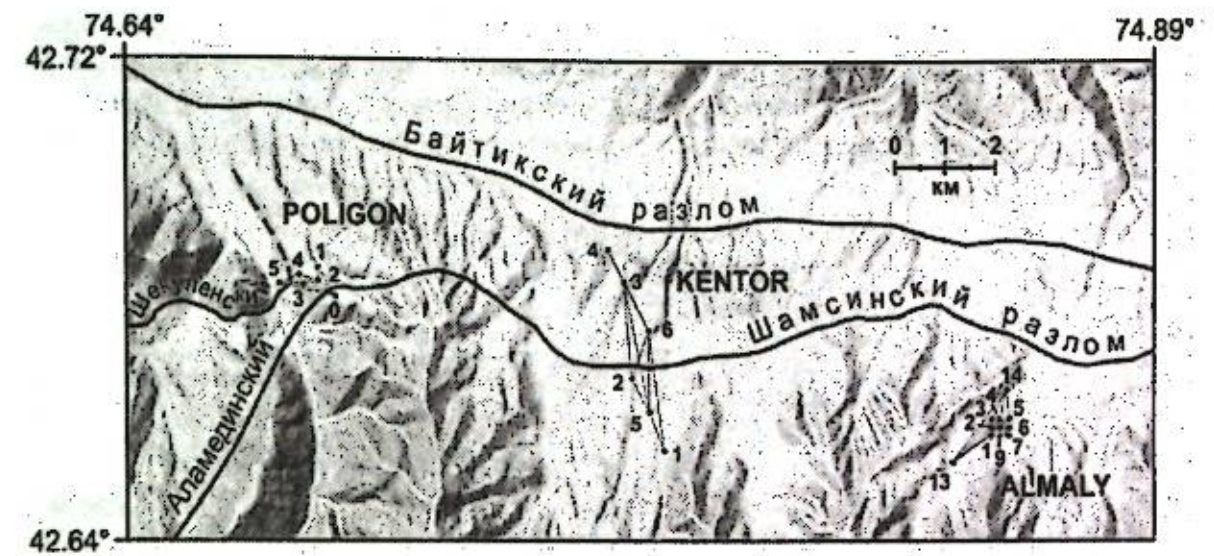


Рисунок 1 – Положение детальных геодезических площадок POLIGON, KENTOR и ALMALY относительно активных разломов. Числа и точки – номера фундаментальных реперов, которые соединяют базовые линии для линейно-угловых измерений

На момент написания статьи были получены и обработаны данные GPS-измерений за период 2012-2015 гг. и данные еженедельных линейно-угловых измерений (ЛУИ) за период 2012-2016 гг.

Рассмотрим характер современных движений земной коры на примере вариаций длин отдельных БЛ площадки POLIGON по данным ЛУИ (рис. 2).

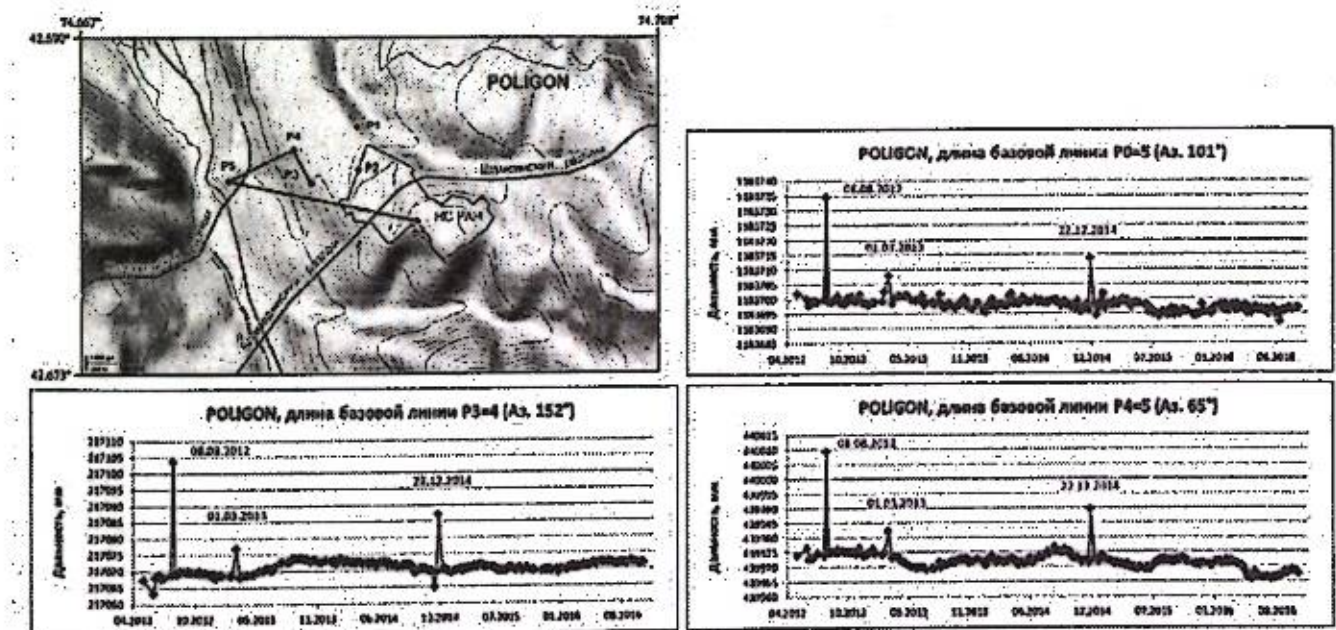


Рисунок 2 – Характерные вариации длин БЛ площадки POLIGON по данным ЛУИ

На площадке нашли свое отражение синхронные удлинения всех БЛ: 08.08.2012 на ~ 35 мм и 22.12.2014 на 17-20 мм. Удлинение 01.03.2013 на 8-10 мм затронуло все БЛ, кроме 3-х линий P1=2, P2=3, P2=4. Причем длительность таких деформационных всплесков упругих удлинений БЛ не превышает одной недели. Чтобы рассмотреть более детально характер фоновых вариаций длин БЛ удалим из рядов экстремальные короткопериодные выбросы > 5 мм над соседними значениями (рис. 3).

Обычно для ЛУИ характерно некоторое закономерное укорочение длин БЛ в холодные месяцы и их удлинение в жаркие сезоны. Однако здесь фоновые вариации лишь

отдаленно напоминают волнообразный сезонный ход. Очевидно, что при этом далеко не всегда волнообразные удлинения и укорочения связаны с температурным режимом. Скорее всего, здесь в большей мере играет роль тектонический фактор. Помимо этого, практически во всех временных рядах прослеживается линейная тенденция ежегодного укорочения или удлинения.

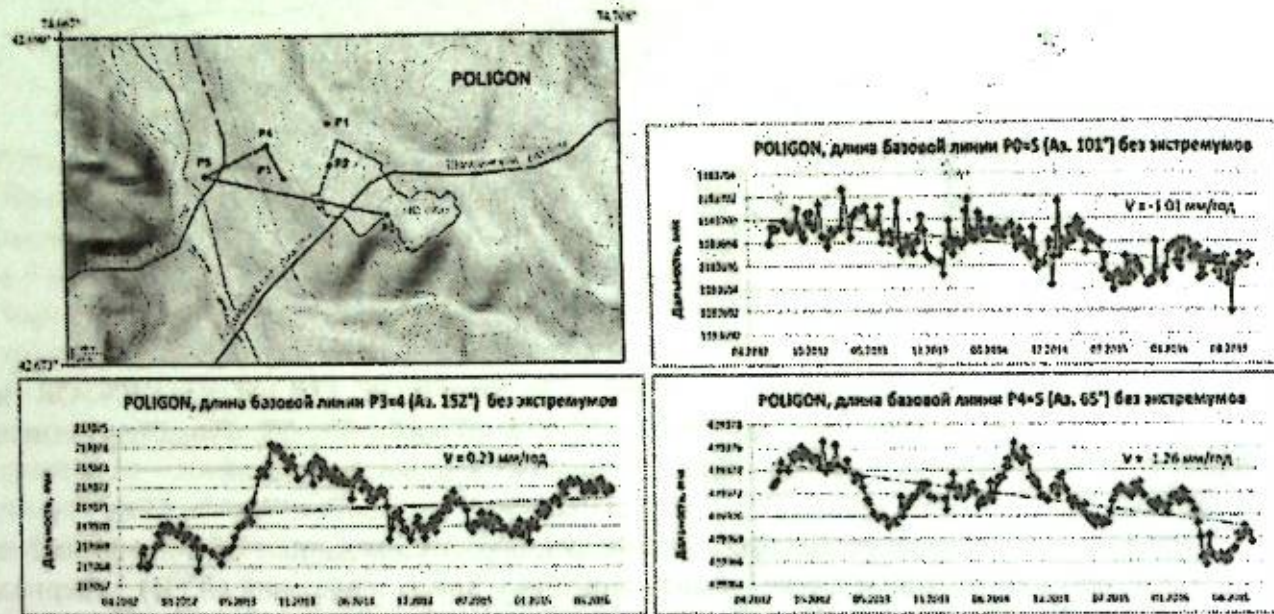


Рисунок 3 – Фоновые вариации длин БЛ площадки POLYGON по данным ЛУИ без экстремальных выбросов >5 мм относительно ближайших значений

Параметры для всех БЛ площадки POLYGON, полученные на основе данных ЛУИ, сведены в таблице 1.

Таблица 1 – Параметры БЛ площадки POLYGON по данным ЛУИ

Параметры	Базовые линии										
	P0=1	P0=2	P0=3	P0=4	P0=5	P1=2	P2=3	P2=4	P3=4	P3=5	P4=5
Длина (L), м	660	472	689	860	1183	245	293	405	217	506	439
Азимут, °	146	130	109	119	101	178	75	107	152	91	65
Скорость изменения L, мм/год	0.23	0.80	0.53	1.19	-1.01	0.89	-1.01	0.21	0.23	-1.12	-1.26
Скорость деформации, $\times 10^{-6}$ год ⁻¹	0.35	1.70	0.77	1.38	-1.17	3.63	-3.45	0.52	1.06	-2.21	-2.87

Скорость изменения длин БЛ площадки POLYGON варьирует по модулю от 0.21 до 1.26 мм/год. Скорость деформации удлинения изменяется от 0.35 до 3.63 (в среднем 1.34) $\times 10^{-6}$ год⁻¹. Удлинению подвержены 7 БЛ с простираниями от 107 до 178° (в среднем – 134°), максимальное удлинение приходится на 178°. При этом 4 БЛ из 11 имеют тенденцию укорочения со скоростью <-1 мм/год и скоростью деформации -1.17 ÷ -3.45 (в среднем -2.43) $\times 10^{-6}$ год⁻¹. Таким образом, на площадке более интенсивно проявлены скорости укорочения, и приурочены они к БЛ с азимутами простирания от 65 до 101° (в среднем – 83°), максимальное укорочение приходится на 75°.

Представляется интересным привести сравнительные характеристики для движений реперов площадки POLYGON по данным ЛУИ и GPS (рис. 4).

Из 11 БЛ площадки POLYGON только на 2-х БЛ (P0=5 и P1=2) наблюдаются отличия по направлению многолетних движений, полученных на основе данных ЛУИ и GPS.

Подобное несоответствие, скорее всего, исчезнет со временем, при увеличении временного ряда наблюдений GPS-методом.

Примерно в 6 км восточнее от площадки POLYGON и территории НС РАН располагается площадка KENTOR, которая так же пространственно охватывает (пересекает) зону Шамсинского разлома (рис. 1). Из 10 БЛ этой площадки в качестве примера приведем графики вариаций длин 3-х линий, которые протягиваются через территорию всей площадки в С-СЗ направлении (рис. 5).

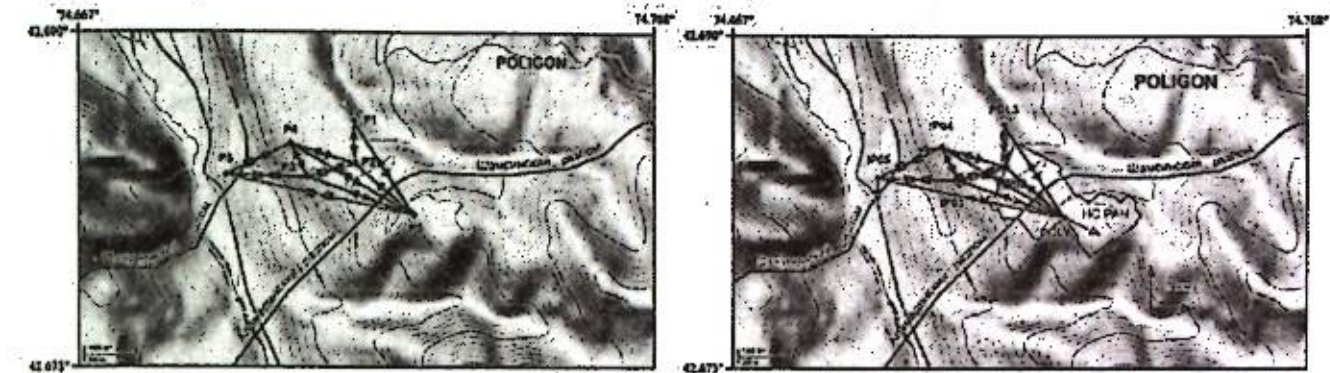


Рисунок 4 – На левом рисунке приведены тенденции движений по БЛ площадки POLYGON в результате ЛУИ за 2012-2016 гг. (204 цикла). На правом рисунке – векторы скорости (относительно пункта IP03) и построенные на их основе тенденции движений по БЛ в результате эпизодических GPS-наблюдений за 2012-2015 гг. (13 циклов)

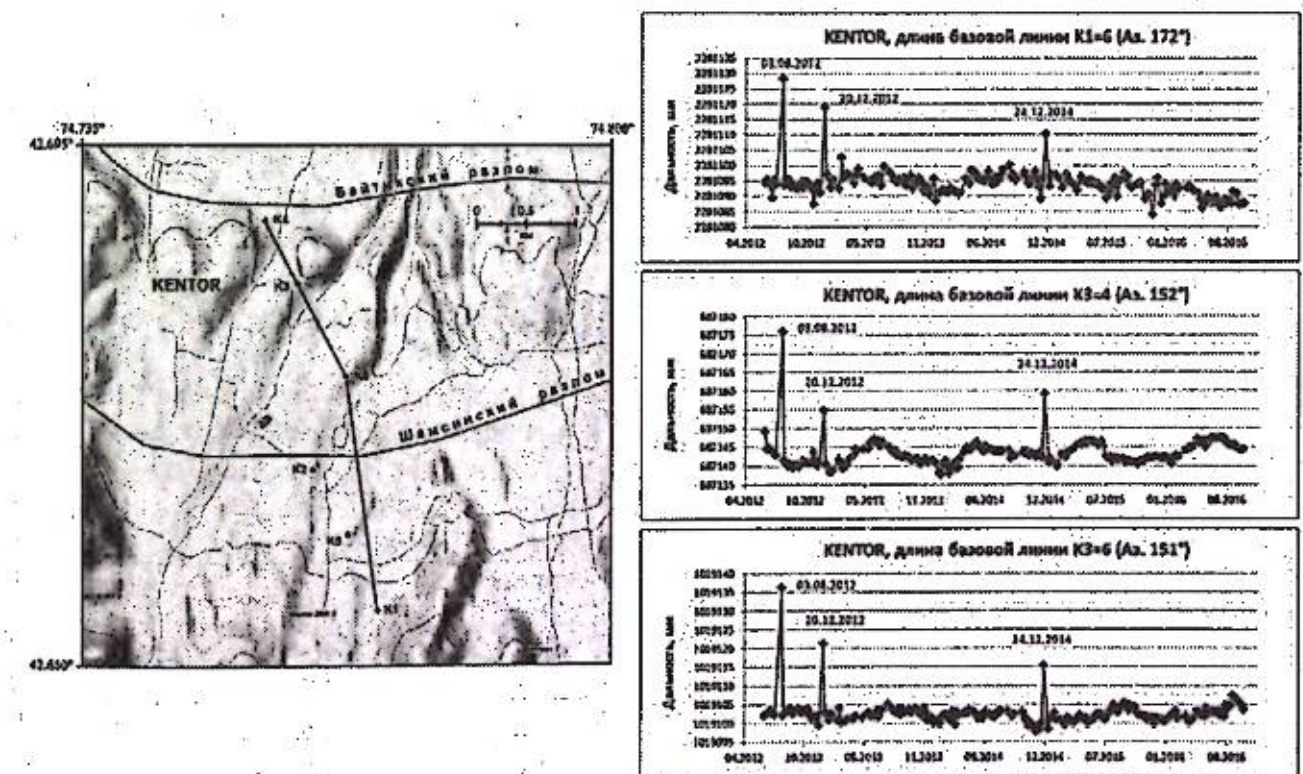


Рисунок 5 – Характерные вариации длин БЛ площадки KENTOR по данным ЛУИ

Суммируя данные наблюдений по площадкам POLYGON и KENTOR, можно констатировать, что синхронные удлинения всех БЛ этих площадок происходили: 03-08.08.2012 на 35-40 мм, 22-24.12.2014 на 15-20 мм. А деформационное событие 01.03.2013 на площадке POLYGON носило локальный характер и не нашло своего отражения на БЛ

площадки KENTOR. В свою очередь локальное удлинение 20.12.2012 затронуло только линии площадки KENTOR, кроме K1=5, K2=5 и K3=5.

Для более детальной характеристики фоновых вариаций длин БЛ KENTOR удалим из рядов экстремальные короткопериодные выбросы >5 мм над соседними значениями (рис. 6).

В этом случае только для линии K3=4 проявлены довольно отчетливо сезонные вариации с плавным закономерным укорочением длины в зимний период, и таким же их удлинением летом. При этом интервал вариаций составляет 6-8 мм. В остальных случаях фоновые циклические вариации подвержены искажению либо шумовыми эффектами, либо тектоническими воздействиями.

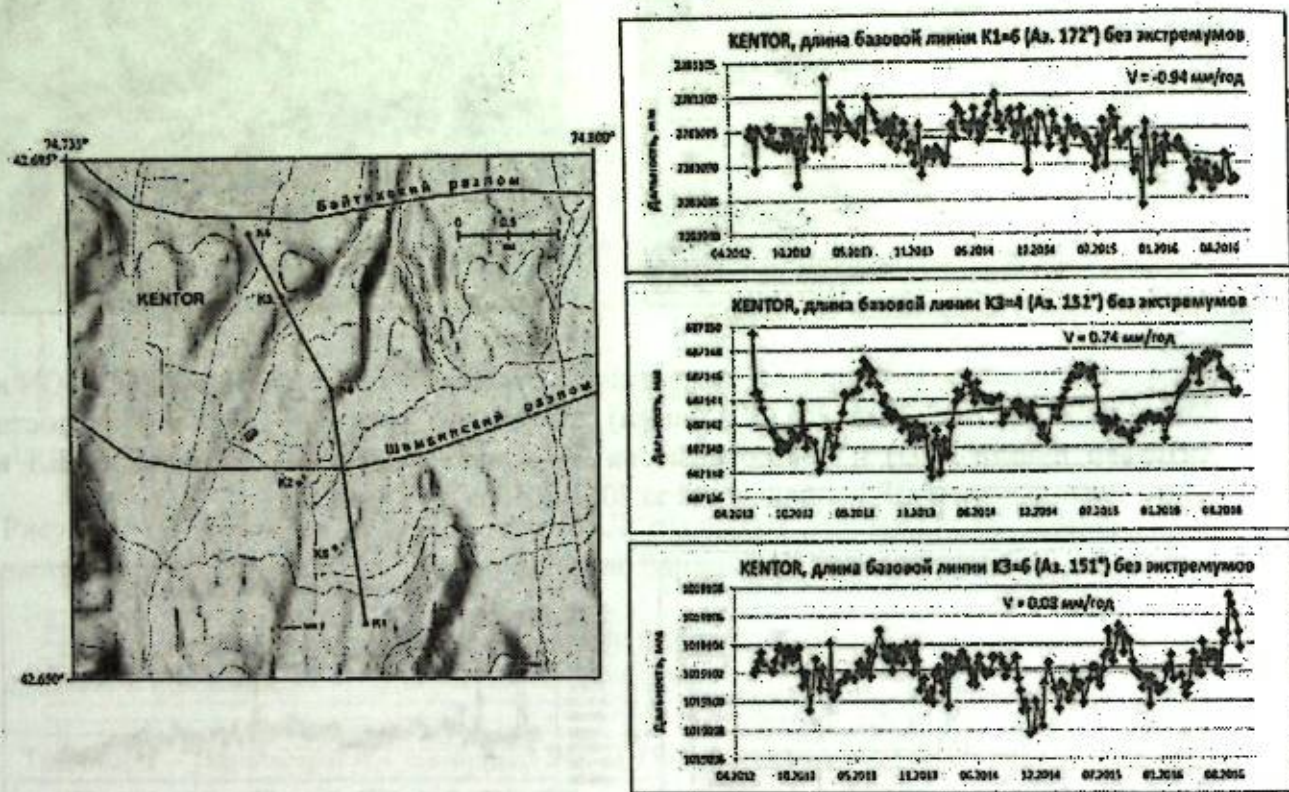


Рисунок 6 – Фоновые вариации длин некоторых БЛ площадки KENTOR по данным ЛУИ без экстремальных выбросов >5 мм относительно ближайших значений

Параметры для всех БЛ площадки KENTOR, полученные на основе данных ЛУИ, сведены в таблице 2.

Таблица 2 – Параметры БЛ площадки KENTOR по данным ЛУИ

Параметры	Базовые линии									
	K1=5	K1=6	K2=3	K2=5	K2=6	K3=4	K3=5	K3=6	K4=6	K5=6
Длина (L), м	809	2281	1797	704	960	687	2453	1019	1706	1508
Азимут, °	158	172	175	150	21	152	168	151	151	179
Скорость изменения L, мм/год	-0.59	-0.94	-0.64	0.28	-0.81	0.74	-0.54	0.08	1.00	-0.72
Скорость деформации, $\times 10^{-6}$ год ⁻¹	-0.73	-0.41	-0.36	0.40	-0.84	1.08	-0.22	0.08	0.59	-0.48

Таким образом, скорость изменения длин БЛ площадки KENTOR варьирует по модулю от 0.08 до 1.00 мм/год. Скорость деформации удлинения изменяется от 0.08 до 1.08 (в среднем 0.55×10^{-6} год⁻¹). Удлинению подвержены только 4 БЛ с простираниями от 150 до 152° (в среднем – 151°), максимальное удлинение приходится на 152°. Из 10 БЛ 6 имеют тенденцию укорочения со скоростью от -0.54 до -0.94 мм/год и скоростью деформации

0.22 ± 0.84 (в среднем -0.51×10^{-6} год⁻¹). На площадке POLIGON в среднем в 1.8 раза более интенсивно проявлены скорости деформации укорочения (максимальное значение -3.45×10^{-6} год⁻¹ по азимуту 75°), чем деформации удлинения (максимальное значение 3.63×10^{-6} год⁻¹ по аз. 178°). Здесь же в среднем деформации укорочения и удлинения примерно равны. Максимальная скорость деформации удлинения 1.08×10^{-6} год⁻¹ проявлена по аз. 152°, а максимальная скорость деформации укорочения -0.84×10^{-6} год⁻¹ зафиксирована по азимуту 21°.

Далее приводится сравнительная характеристика для движений реперов площадки KENTOR по данным ЛУИ и GPS (рис. 7).

Как следует из рисунка, все БЛ как по GPS, так и данным ЛУИ, совпали по направленности устойчивых движений за указанные интервалы наблюдений.

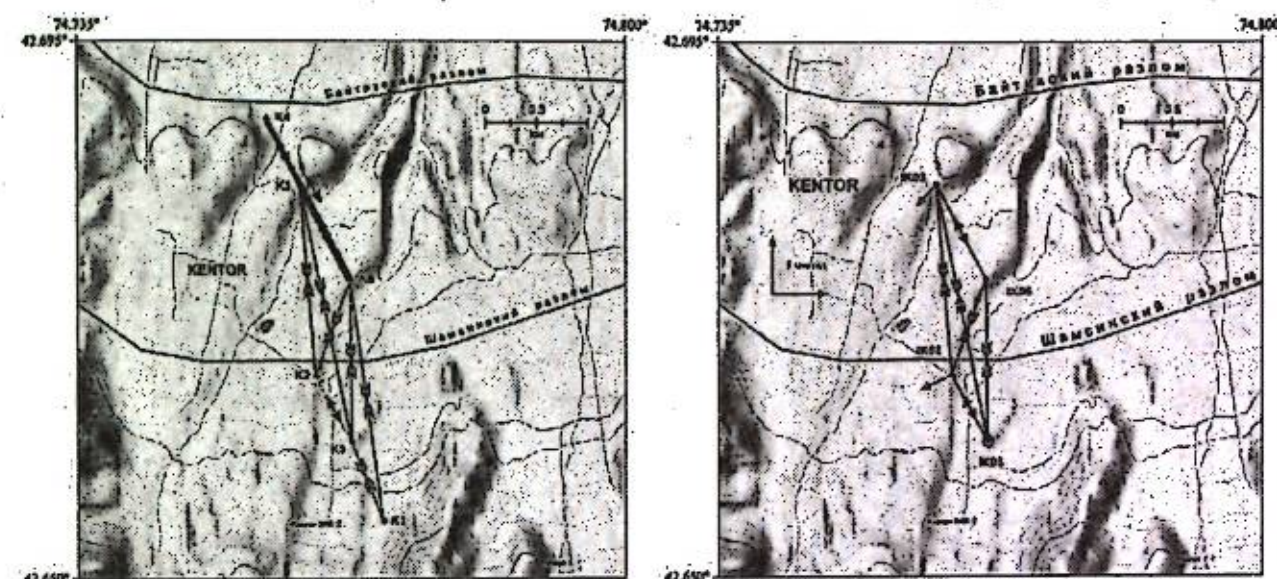


Рисунок 7 – Левый рисунок отражает тенденции движений по БЛ площадки KENTOR в результате ЛУИ за 2012-2016 гг. (187 циклов). На правом рисунке – векторы скорости (относительно пункта IK05) и построенные на их основе тенденции движений по БЛ в результате эпизодических GPS-наблюдений за 2012-2015 гг. (13 циклов)

В 7-8 км восточнее площадки KENTOR расположена площадка ALMALY, которая не пересекает зону Шамсинского разлома и находится на южном его висячем крыле (рис. 1). Судя по активности отдельных БЛ площадки, пункт АЗ находится в зоне влияния разлома, оперяющего Шамсинский взброс. Западнее этот разлом обнажается в техногенном врезе внутри ордовикских гранитов, но на территории площадки ALMALY он перекрыт верхнечетвертичными отложениями.

По данным ЛУИ на длинных БЛ (660-1133 м) фиксируется 4 вида разнохарактерных деформационных событий продолжительностью от 2-3 недель до 3-4 месяцев и изменением длины до 20-30 мм (рис. 8).

По данным ЛУИ на коротких (150-180 м) и взаимно перпендикулярных (С-Ю и В-З) БЛ площадки фиксируется также 4 вида разнохарактерных деформационных событий продолжительностью от 2-3 недель до 3-4 месяцев и изменением длины до 35-40 мм (рис. 9).

В пределах анализируемого интервала наблюдений на всех трех геодезических площадках отразились два крупных деформационных события в виде синхронного удлинения всех БЛ: 03-08.08.2012 на 35-40 мм, 18-24.12.2014 на 15-35 мм. Остальные деформационные всплески носят локальный характер и проявляются на отдельных группах БЛ разных площадок. Надо отметить, что GPS данные в значительной своей части согласуются с данными ЛУИ и несколько их дополняют. Но далеко не все реперы детальных

площадок могут быть охарактеризованы еженедельной частотой измерений, и соответственно быть сопоставимы с данными ЛУИ.

При детальном изучении вариаций длин базовых линий на площадке ALMALY по данным непрерывных GPS-наблюдений была выявлена закономерность в периодичности повторения упругих деформаций продолжительностью в 4-5 месяцев и с цикличностью кратной 1 году. Были отмечены повторения через 6 лет событий с повышенными значениями деформационных всплесков.

Комплексные геодезические измерения на БГП позволяют фиксировать упругие деформации 10^{-4} - 10^{-5} (изменение длин до 4 см), при этом в течение многолетних наблюдений выявляются и остаточные деформации 10^{-6} - 10^{-7} /год (до 1-2 мм/год).

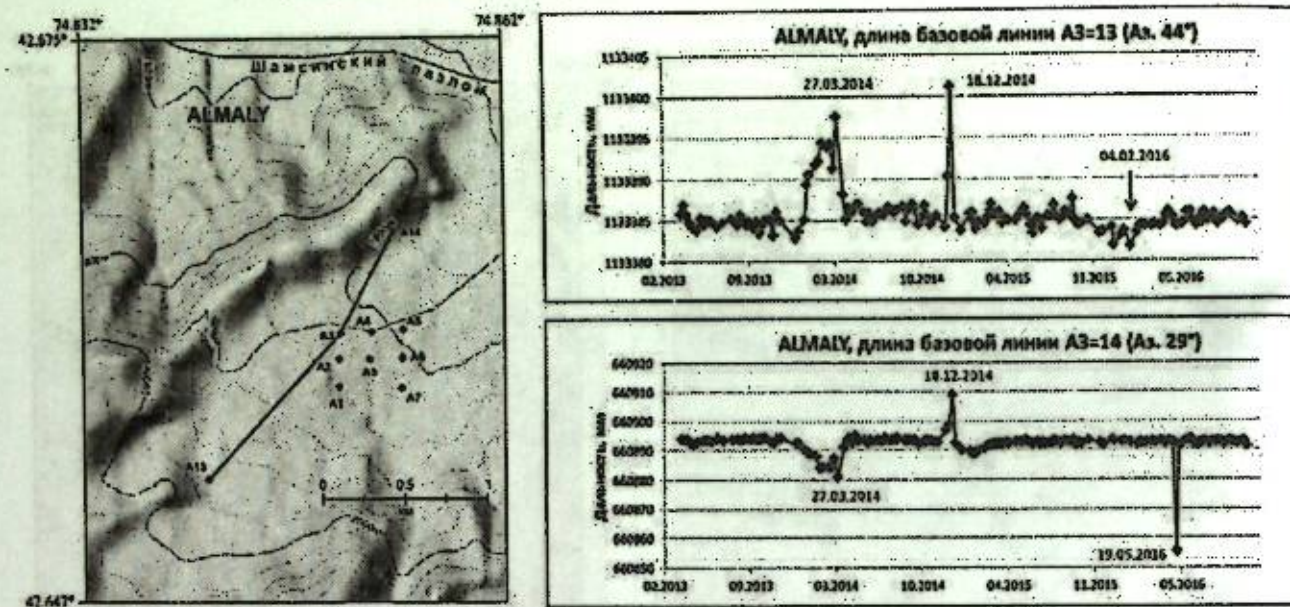


Рисунок 8 – Вариации длин БЛ площадки ALMALY в направлении максимальной дистанции A13-A14 на основе данных ЛУИ

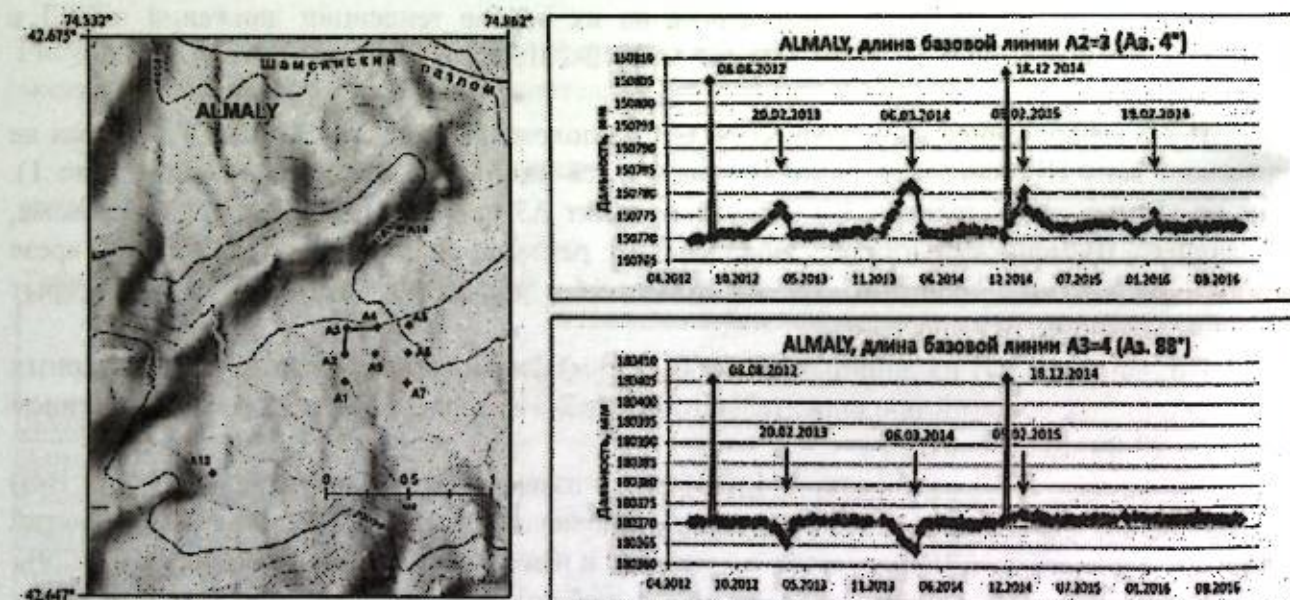


Рисунок 9 – Вариации длин взаимно перпендикулярных (С-Ю и В-З) БЛ площадки ALMALY на основе данных ЛУИ

Упругие деформационные события разделяются как минимум на 4 вида: * краткие (7-10 дней) удлинения всех БЛ всех площадок до 4 см; * на отдельных БЛ в течение 3-5 месяцев происходит анизотропное изменение длин до 2 см, преимущественно удлинение – С-Ю,

укорочение – З-В; * на отдельных БЛ в течение 3-4 месяцев наблюдается “изотропное” удлинение до 1 см в направлении С-Ю и З-В; * на отдельных БЛ в течение 3-4 месяцев проявляются только в одном из направлений с изменением длин до 5 мм.

Максимумы деформационных циклов и событий, выделенных по данным GPS и ЛУИ, имеют достаточно хорошее временное и пространственное совпадение.

Исследования проводились в рамках государственного задания на выполнение Программы фундаментальных научных исследований IX.128. Тема: “Изучение современных движений земной коры Центральной Азии с использованием средств космической геодезии” (№ 0155-2018-0002).

Литература

1. Zubovich A.V., Wang X.-Q., Scherba Y.G. et al. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // *Tectonics*. 2010. Vol. 29. TC6014. DOI: 10.1029/2010TC002772.
2. Ischuk A., Bendick R., Rybin A. et al. Kinematics of the Pamir and Hindu Kush regions from GPS geodesy // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2013. Vol. 118 (5). Pp. 2408–2416. DOI: 10.1002/jgrb.50185.
3. Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети // *Физика Земли*. 2010. № 7. С. 33–51. DOI: 10.1134/s1069351310070037.
4. Кузиков С.И. Методические задачи и проблемы точности GPS наблюдений (на примере Бишкекского геодезического полигона) // *Физика Земли*. 2014. № 6. С. 55–69. DOI: 10.1134/s1069351314060032.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОПРЯЖЕНИЯ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ РЕГИОНА

Мансуров А.Н.

sur@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

В работе представлены результаты расчета распределения значений тензора скорости деформации Памира и окружающих его территорий по данным GPS-наблюдений. Произведен сравнительный анализ особенностей этого распределения с основными геологическими структурами. Выделены: субширотное укорочение на сопряжении Памира и Таджикской депрессии, сдвиговые деформации, ассоциированные с Южно-Гиссарским правым сдвигом, транспрессионные деформации на сопряжении Памира и Тянь-Шаня, субширотное удлинение поперек простирания Конгур-Шанского сброса (Восточный Памир).

Ключевые слова: Памир, геологические структуры, деформации земной коры, GPS-наблюдения, тензор скорости деформации, Конгур-Шанский сброс.

Введение. Памирская и Гиндукуш-Каракорумская горные системы являются северной и южной частями Памир-Пенджабской геотектонической структуры, лежащей к северу от Пенджабского выступа Индостанского континента и сформировавшейся в результате коллизии Индостана с Евразией. Согласно современным представлениям [1], Памир является гигантским аллохтоном, надвинутым с юга на платформу, лежащую между Таримской и Таджикской плитами, и, возможно, представляющую с ними единое целое. К северу от Памира, частично сочленяясь с ним, лежат субширотно вытянутые хребты Южного Тянь-Шаня (рис. 1). Граница между Памиром и Тянь-Шанем проходит по южному борту Алайской долины и далее на запад по долинам рек Кызылсуу, Сухроб и Вахш.

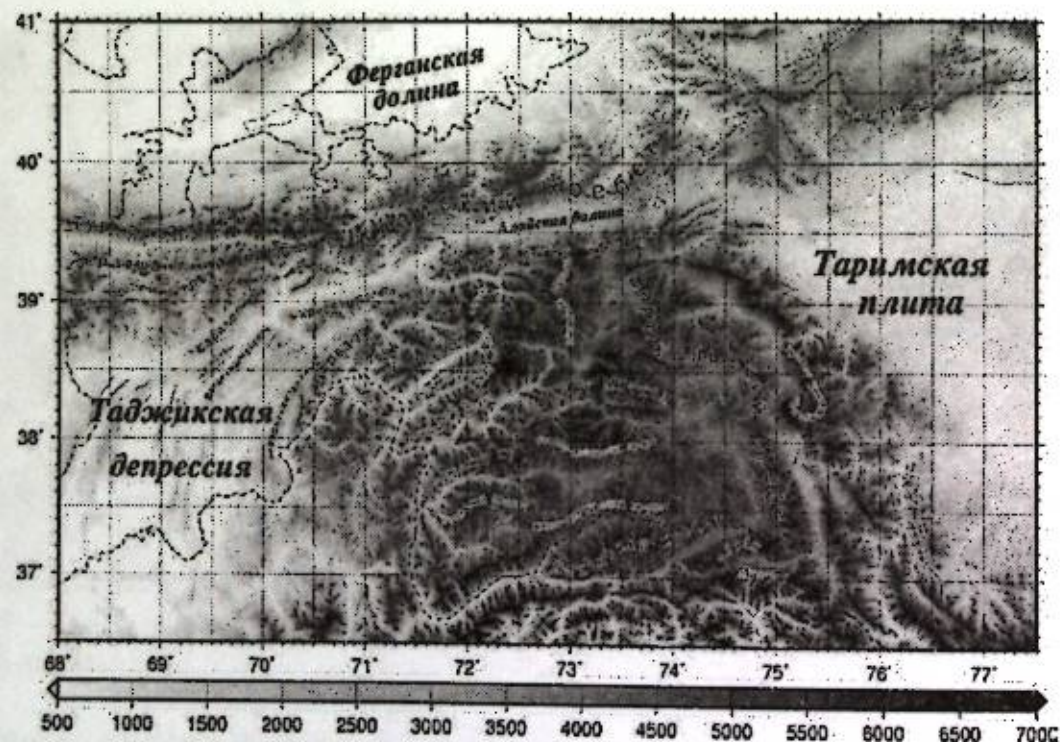


Рисунок 1 – Рельеф и крупнейшие хребты Памира и Южного Тянь-Шаня

Тектоника Памира в целом в настоящее время определяется его коллизией с Тянь-Шанем, гравитационным расширением и стеканием с Индостана, а также возможным притоком вещества от Гималаев с юго-запада [1].

Для более детального изучения современной тектоники Памира с 2007 по 2011 годы на территории Таджикистана проводились высокоточные GPS-наблюдения. Также данные GPS-наблюдений за более долгий период доступны для Китайского Памира и Тарима, а также для Южного и Центрального Тянь-Шаня на территории Кыргызстана.

Целью данной работы является сопоставление детального распределения деформаций земной поверхности Памира, оцененного по GPS-данным, с геологическими структурами региона и представлениями о современной тектонике Памира с точки зрения геологии.

Исходные данные для расчета скорости современной деформации земной коры представляют собой каталог векторов скорости движения точек земной поверхности исследуемого региона, полученный по результатам наблюдений на Центрально-Азиатской GPS-сети ИС РАН, а также на сетях IAS и URUM в Китае за период с 1994 по 2012 годы.

Обработка GPS-данных осуществлялась в ИС РАН с помощью комплекса программ GAMIT/GLOBK Массачусетского технологического института США [2], согласно стандартной процедуре. Для большей автоматизации процесса обработки был использован программный комплекс «SUR_GPS_GLOBK_PROCESSING» [3]. Более детально процесс получения использованного в данной работе каталога описан в [4]. В результате для каждого геодезического репера была определена усредненная за общий интервал наблюдений скорость покомпонентного смещения. Все векторы скоростей вычислены относительно стабильной части Евразийской плиты (система отчета ITRF2008_EURA). Для расчета деформаций земной коры из полученного каталога были выбраны пункты GPS наблюдений, имеющие среднеквадратические отклонения оценок скорости по горизонтальным компонентам – не более 4 мм/год, по вертикальной компоненте – не более 8 мм/год (рис. 2).

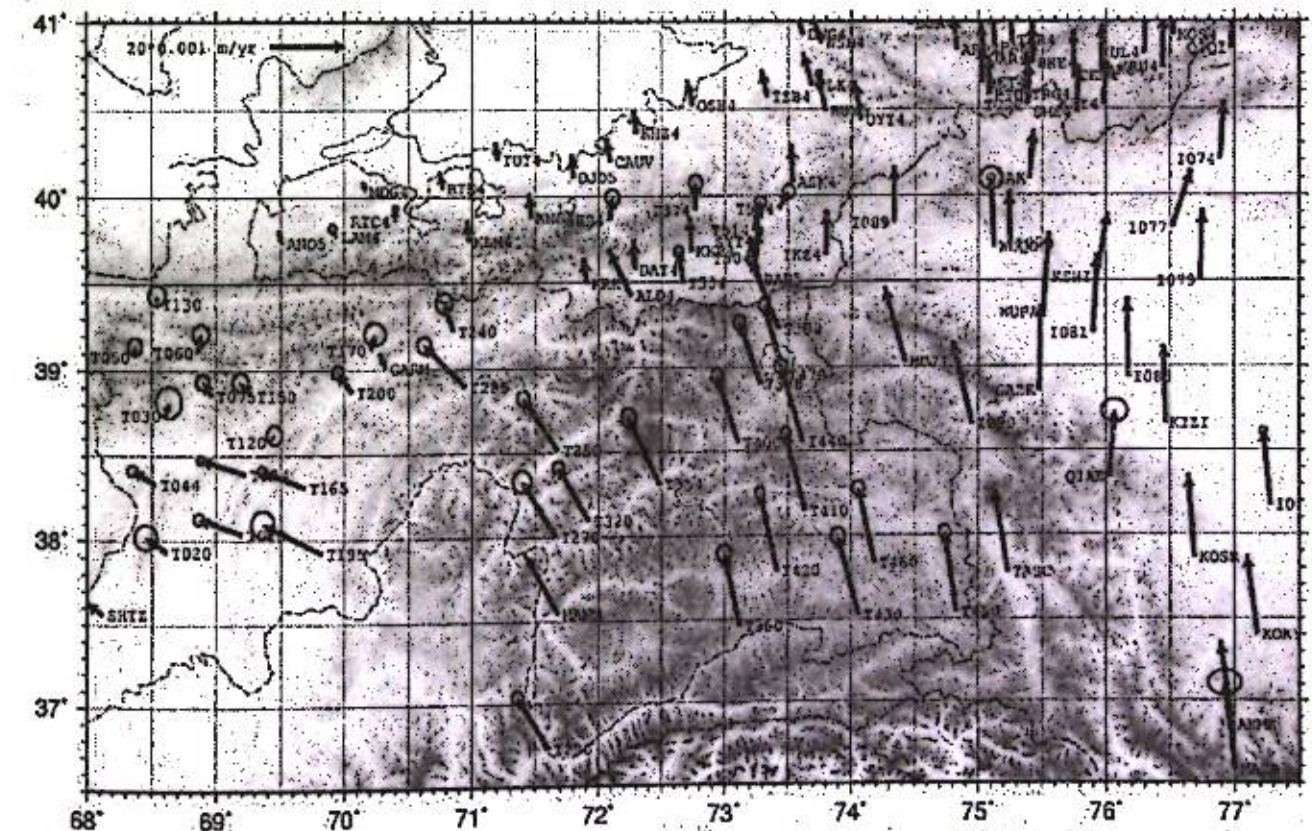


Рисунок 2 – Оцененные скорости GPS-пунктов. Эллипсы показывают 99-процентные доверительные интервалы

Математическая модель и методика расчета поля скорости деформации, использованная в данной работе была впервые предложена в [5] и успешно использовалась

многими исследователями в исследованиях регионов разного масштаба. Подробное описание использованной методики можно найти в [4] или в [6], ниже представлено краткое описание.

Для того чтобы рассчитать тензор скорости деформации земной коры в произвольной точке поверхности, нужно поместить начало отсчета координат в эту точку. Тогда движение произвольной точки среды (а в частности – k -й точки наблюдения) можно описать уравнением, основанным на линейной части разложения Тейлора функции скорости материальной точки среды от радиус-вектора этой точки:

$$U_{(k)} = T + \frac{dU}{dP} \Delta P + E_{(k)} = T + G \Delta P_{(k)} + E_{(k)} \quad \text{или} \quad u_{i(k)} = t_i + \frac{\partial u_i}{\partial p_j} \Delta p_{j(k)} + e_{i(k)} = t_i + g_{ij} \Delta p_{j(k)} + e_{i(k)} \quad (1)$$

где: $U_{(k)}$ – вектор скорости движения среды в k -й точке наблюдения, T – вектор скорости движения среды в начале отсчета, G – тензор градиента скорости в начале отсчета, $\Delta P_{(k)}$ – радиус-вектор k -й точки наблюдения, $E_{(k)}$ – остаточный член разложения Тейлора:

$$U_{(k)} = \begin{bmatrix} u_{x(k)} \\ u_{y(k)} \end{bmatrix}, T = \begin{bmatrix} t_x \\ t_y \end{bmatrix}, G = \begin{bmatrix} g_{xx} & g_{xy} \\ g_{yx} & g_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{\partial u_x}{\partial y} \\ \frac{\partial u_y}{\partial x} & \frac{\partial u_y}{\partial y} \end{bmatrix}, \Delta P_{(k)} = \begin{bmatrix} \Delta p_{x(k)} \\ \Delta p_{y(k)} \end{bmatrix}, E_{(k)} = \begin{bmatrix} e_{x(k)} \\ e_{y(k)} \end{bmatrix}.$$

Теперь рассмотрим все N точек наблюдений и получим переопределенную систему линейных алгебраических уравнений вида (1), где G и T – неизвестные. Ее легко решить методом наименьших квадратов (МНК), приняв остаточные члены разложения Тейлора за невязки. При этом полученные значения неизвестных не будут зависеть от того, в какую точку среды мы поместили начало отсчета, а будут характеризовать осредненный по всему набору точек наблюдений тензор градиента скорости и вектор скорости движения среды.

Чтобы получить значение тензора градиента скорости в некоторой локальной окрестности начала отсчета, а также учесть среднеквадратические отклонения оценок исходных данных, нужно использовать **взвешенный МНК**, в котором неизвестные находятся минимизацией квадратичной формы $J = \bar{e}^T W \bar{e}$, где \bar{e} – вектор-столбец невязок, W – матрица весов невязок. В данном исследовании W – диагональная матрица (ковариации оценок исходных данных не рассматривались), то есть каждая невязка просто берется с определенным весом (главная диагональ матрицы W содержит квадраты этих весов). Одним из сомножителей веса невязки является величина, обратная среднеквадратическому отклонению оценки соответствующей компоненты. Чтобы получить значение тензора градиента скорости в локальной окрестности начала отсчета, в данном исследовании, как и в [5], в качестве второго сомножителя веса невязок используется величина $distW_{(k)}$, экспоненциально убывающая с увеличением расстояния между началом отсчета и точкой наблюдений, невязки компонент скорости которой взвешиваются величиной $distW_{(k)}$:

$$distW_{(k)} = \exp\left(\frac{-d_{(k)}}{d_0}\right), \quad d_{(k)} = \sqrt{\Delta p_{x(k)}^2 + \Delta p_{y(k)}^2}, \quad k = 1 | N,$$

где d_0 – постоянная величина расстояния, условно называемая **радиусом сглаживания** (или константой затухания на расстоянии – distance decay constant).

Чтобы отбросить результаты расчета в точках, где тензор градиента скорости получен с использованием экстраполяции, при расчете используется следующий подход – вводится **критерий достоверности** результата расчета: рассматривается круг с центром в точке расчета тензора деформации и радиусом $k_{signif} \cdot d_0$. Из центра круга в направлении всех точек наблюдений, лежащих в этом круге, проводятся лучи. Затем находится максимальный угол между двумя лучами, внутри которого нет других лучей. Результат расчета признается

«высоко достоверным», если этот угол не превосходит 90° , «средне достоверным», если он не превосходит 180° , и недостоверным, если он больше 180° .

Полученный в результате решения системы уравнений (1) тензор градиента скорости аддитивно разделяется на симметричную и кососимметричную части, отражающие эффекты деформации и вращения соответственно. Диагонализация **тензора скорости деформации** приводит к собственным векторам (направлениям) и собственным значениям. Собственные значения представляют собой **главные значения** тензора скорости деформации. Соответствующие собственным векторам задают **главные направления** тензора скорости деформации. Для земной коры за время наблюдений выполняется условие малости деформаций, поэтому скорость изменения площади рассчитывается как сумма главных значений тензора скорости деформации.

Для расчета распределения значений тензора скорости деформации был использован разработанный в ИС РАН программный комплекс SUR_GPS_STRAINS [7-9].

Был выбран регион расчета от 37° до 40.5° с.ш. и от 68° до 77° в.д. Регион был покрыт равномерной сеткой точек с шагом 22,5 км по направлениям север-юг и восток-запад. Значение радиуса сглаживания d_0 было принято равным 25 км, значение k_{signif} для оценки достоверности результатов – равным 3.5. Распределение главных направлений и главных значений тензора скорости деформации показано на рис. 3. Распределение значений изменения площади представлено на рис. 4. Показаны результаты, отвечающие критериям среднего и высокого уровня достоверности.

Также на рис. 3 приведена первичная интерпретация результатов – жирными серыми линиями выделены наиболее вероятные направления возможных разрывов с наибольшими современными движениями, а стрелками при этих линиях – основные направления движений по этим разрывам.

Северная часть Памира, непосредственно прилегающая к Тянь-Шаню, испытывает сильное укорочение по азимуту от -45° (на западе) до -20° с возможным небольшим правым сдвигом (на востоке), что соответствует описанию [9] и очевидно просматривается в [10] и в [11, рис. 2]. Можно сказать, что вследствие взаимодействия Памира и Тянь-Шаня происходит интенсивное субмеридиональное укорочение Северного Памира.

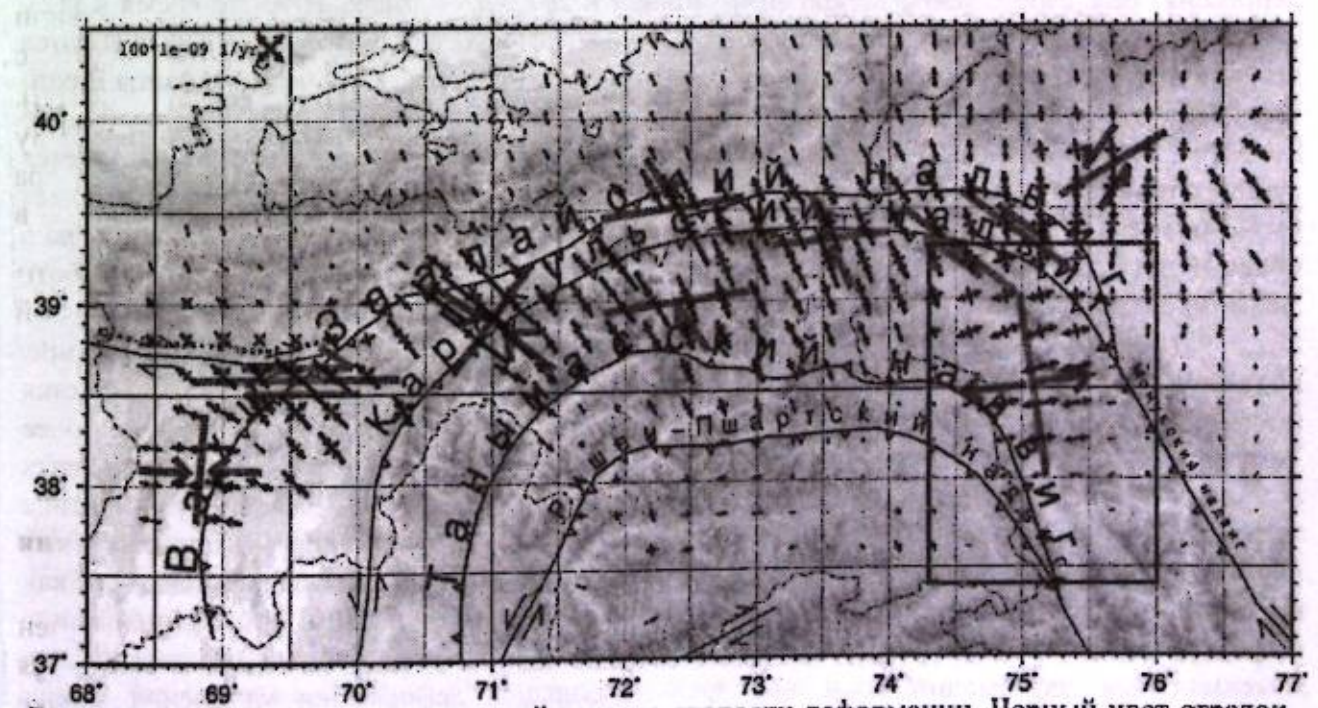


Рисунок 3 – Распределение значений тензора скорости деформации. Черный цвет стрелок – укорочение, серый цвет – удлинение. Жирными серыми линиями и стрелками показаны вероятные доминирующие направления разрывов и движения по ним. Черные линии – структурообразующие разломы Памир-Пенджабского синтаксиса по [1], (рис. 1), треугольные зубцы – надвиги. Рамка – границы области рис. 5

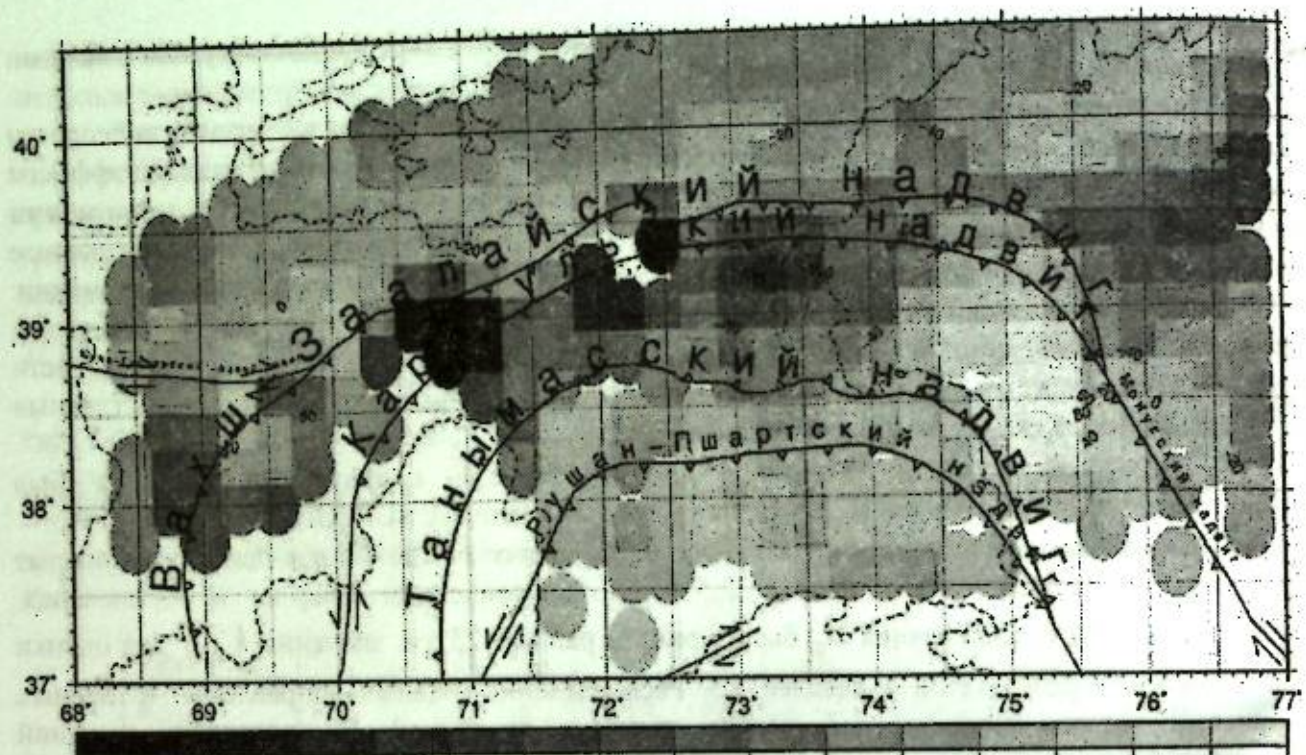


Рисунок 4 – Скорость изменения площади. Масштаб – 10^{-9} в год. Черный цвет – отрицательные значения – уменьшение площади, серый цвет – положительные значения – увеличение

Зона сопряжения Памира и Таджикской Депрессии на северо-востоке испытывает сдвиговые деформации, что можно ассоциировать с активностью Южно-Гиссарского правого сдвига, а на юго-западе – субширотное укорочение (поперек простираения западного конца Вахш-Заалайского надвига). Эти особенности не видны на модели [11] и не отмечаются в [10]. Это несоответствие можно объяснить тем, что каталог скоростей пунктов GPS-наблюдений, расположенных на территории Таджикистана (Памир и Таджикская депрессия) был существенно дополнен и уточнен в 2012-2014 годах. В то же время в [12], (рис. 2), сдвиговые деформации в области Южно-Гиссарского правого сдвига выделяются четко, а деформации субширотного укорочения поперек простираения западного конца Вахш-Заалайского надвига – практически отсутствуют (в [12] этот юго-западный конец вообще не показан – разлом обрывается на 38.5° с.ш.). При этом там же [12], (рис. 2) четко выделяется субширотное укорочение на юго-западном продолжении Каракульского надвига. Это может быть объяснено тем, что в [12] принята априорная ячеистая модель, в которой земная кора в области разломов имеет большие шансы быть деформированной, а в настоящей работе значения деформаций по GPS вычислялись без привлечения геологических данных.

Отдельный интерес вызывает область субширотного удлинения в Восточном Памире, обведенная рамкой на рис. 3 и детально показанная на рис. 5. Эта область не ассоциируется ни с одним из структурообразующих разломов по [1], (рис. 1), поэтому привлечена более детальная карта разломов по [1], [13] (рис. 3). Сбросы соответствуют границам гнейсовых куполов в Восточном Памире [1, 13]. Как видно из рис. 5, наибольшее субширотное удлинение происходит в области Конгуршанского сброса, отделяющего Конгуршанский (Конгурмузтагский) гнейсовый купол на востоке от Сарыкольской долины на западе. Так как в Восточном Памире пункты GPS-наблюдений расположены редко (см. рис. 2), положение максимума деформаций в результатах расчета может не соответствовать фактической зоне максимальных деформаций, а именно зона наибольшей деформации удлинения может лежать значительно восточнее, но не западнее Конгуршанского сброса. Аналогичный результат получен в [12] и прослеживается в [10 и 11]. Можно заключить, что наибольшие деформации гравитационного стекания Памира имеют характер субширотного удлинения и сосредоточены в области Конгуршанского гнейсового купола. В области

Сарезско-Каракульской системы сбросов (грабена), простирающегося от озера Каракуль (39.1° с.ш., 73.4° в.д.) на юго-юго-запад в направлении Сарезкого озера (до 38.4° с.ш., 73.1° в.д.), также наблюдается относительно небольшое субширотное удлинение, как в результатах данной работы, так и в [12]. Сдвиговые деформации в области северо-западного угла рис. 5 можно связать с Муджиским (Кингталским) правым сдвигом.

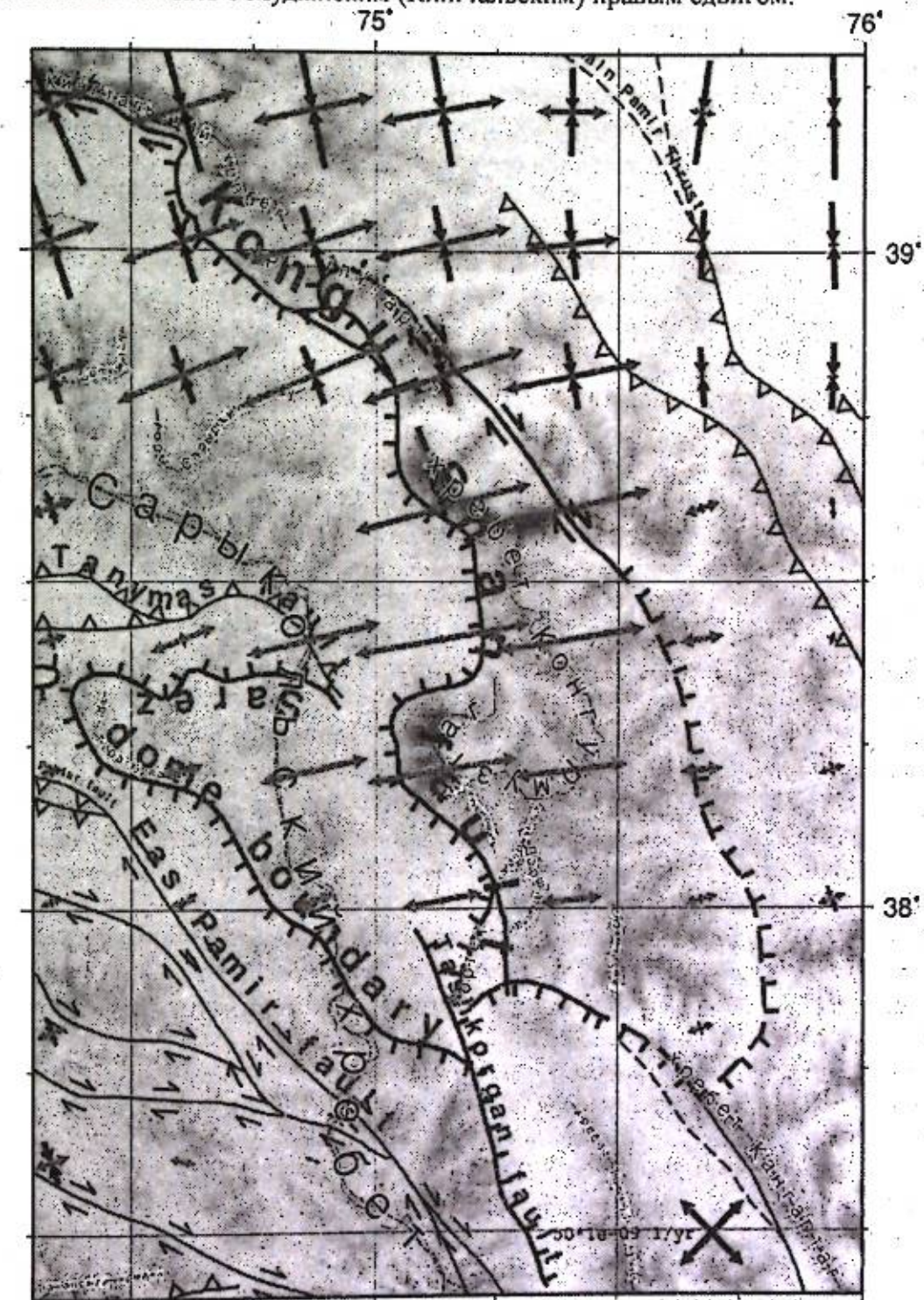


Рисунок 5 – Распределение значений тензора скорости деформаций в Восточном Памире. Черные линии – разломы по [13], треугольные зубцы – надвиги, штриховые зубцы – сбросы, пунктир – разломы, скрытые осадочными породами

Заключение. Исходя из характера деформаций Памира и окружающих областей, можно предположить, что в современную эпоху северная границная зона Памира испытывает сильное укорочение в зоне коллизии с Тянь-Шанем, а сам Памир в целом испытывает субширотное гравитационное расширение, (наибольшее в восточной его части и ассоциируемое со сбросами на границах Конгуршанского гнейсового купола). При этом

восточная граничная зона Памира вместе с Таримской плитой движутся на север (относительно Тянь-Шаня), субмеридионально укорачиваясь в северной своей части; а центральная и западная части Памира движутся на северо-северо-запад и на северо-запад соответственно, за счет чего ориентация оси укорочения северной граничной зоны Памира меняется (с востока на запад) от субмеридиональной до северо-западной. Зона сопряжения Памира и Таджикской депрессии движется на запад относительно Тянь-Шаня вдоль Южно-Гиссарского правого сдвига, испытывая существенное субширотное укорочение.

Работа выполнена в рамках государственного задания на выполнение Программы фундаментальных научных исследований IX.128. Тема: «Изучение современных движений земной коры Центральной Азии с использованием средств космической геодезии» (№0155-2018-0002).

Литература

1. Буртман В.С. Геодинамика Памир-Пенджабского синтаксиса // Геотектоника. 2013. № 1. С. 36-58.
2. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. Introduction to GAMIT/GLOBK, Release 10.35, Mass. Inst. of Technol., Cambridge. 2009.
3. Программа для автоматизации обработки данных высокоточных GPS-наблюдений ИС РАН в программном комплексе GLOBK «SUR_GPS_GLOBK_PROCESSING»: программа для ЭВМ. А. с. № 2017663654 / Мансуров А.Н. (RU); правообладатель ФГБУН Научная станция РАН в г. Бишкеке (ИС РАН) (KG). Заявка № 2017660372; заявл. 17.10.2017; зарегистрир. 08.12.2017; опубл. 08.12.2017, Бюл. № 12 (20.12.2017), (Ч. 1.). 150 Кб.
4. Мансуров А.Н. Непрерывная модель распределения современных деформаций Памиро-Тяньшаньского региона по данным GPS-наблюдений // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 7. С. 986-1005.
5. Shen Z.-K., Jackson D.D., Ge B.X. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements // J. Geophys. Res. 1996. 101. P. 27957-27980.
6. Мансуров А.Н. Поле скорости современной деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня по данным наблюдений ЦА-GPS сети // Вестник КРСУ. 2016. Т. 16. № 1. С. 157-160.
7. Мансуров А.Н. Структурное проектирование автоматизированной системы расчета поля скорости деформации земной коры по данным GPS наблюдений // Проблемы автоматизации и управления. Бишкек. 2012. № 2. С. 120-127.
8. Мансуров А.Н. Развитие программного комплекса для расчета деформаций земной коры по данным GPS-наблюдений // Современные техника и технологии в научных исследованиях. Материалы докл. 6-й Междунар. конф. молодых ученых и студентов, г. Бишкек, 26-27 марта 2014 г. Бишкек. 2014. С. 112-118.
9. Программа для расчета деформаций земной коры по данным GPS-наблюдений SUR_GPS_STRAINS: программа для ЭВМ. А. с. № 2016610153 / Мансуров А.Н. (KG); правообладатель ФГБУН Научная станция РАН в г. Бишкеке (ИС РАН) (KG). заявка № 2015661945; заявл. 12.11.2015; опубл. 20.02.2016, Бюл. № 2(112), (Ч. 1.). 212 Кб.
10. Zubovich A.V., Wang X., Scherba Y.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigber C., Mosienko O.I., Molnar P., Michajljow W., Makarov V.I., Li J., Kuzikov S.I., Herring T.A., Hamburger M.W., Hager B.H., Dang Y., Bragin V.D., Beisenbaev R.T. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // Tectonics, vol. 29, TC6014, doi:10.1029/2010TC002772, 2010.
11. Kreemer C., Blewitt G., Klein E. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2014. № 15. P. 3849-3889.
12. Jay C.N., Flesch L.M., Bendick R.O. Kinematics and dynamics of the Pamir, Central Asia: Quantifying surface deformation and force balance in an intracontinental subduction zone // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2017. Vol. 122. P. 4741-4762.
13. Robinson A.C., Yin A., Manning C.E., Harrison T.M., Zhang S., Wang X. Cenozoic evolution of the eastern Pamir: implication for strain accommodation mechanisms at the western end of the Himalayan Tibetan orogen // Bull. Geo. Soc. Am. 2007. Vol. 119. P. 882-896.

УДК 551.243

СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОЧКОРСКОЙ ВПАДИНЫ (ТЯНЬ-ШАНЬ) С УЧЕТОМ НОВЫХ ДАННЫХ МТЗ

Пржиалговский Е.С.¹, Баталева Е.А.², Лаврушина Е.В.¹, Леонов М.Г.¹, Рыбин А.К.²
prz4@yandex.ru

¹ Геологический институт Российской академии наук, г. Москва, Россия

² Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

На разрезах южного борта Кочкорской впадины, построенных на основании проведенных детальных структурно-геологических исследований с учетом новых данных по двум геоэлектрическим профилям с применением методики магнитотеллурического зондирования (МТЗ), продемонстрированы складчатые и протрузивные деформации кровли палеозойского фундамента и парагенез разрывных и складчатых структур в вышележащем осадочном чехле. Установлено, что образование приповерхностных складчато-надвиговых структур и детачментов в осадочном чехле обусловлено, в частности, катакластическим течением и перераспределением объемов дезинтегрированного гранитного фундамента.

Ключевые слова: поверхность фундамента, детачмент, магнитотеллурическое зондирование, палеотектонические реконструкции, Кочкорская впадина, Тянь-Шань.

Несмотря на длительность и разносторонность геолого-геофизического изучения Кочкорской впадины, до сих пор актуальными и дискуссионными остаются вопросы о механизмах формирования структур осадочного чехла, стиле деформаций ее ложа, в частности, о преваливании блоковых или складчатых деформаций поверхности фундамента, о крутизне разломных зон и соотношении вертикальных и горизонтальных перемещений масс пород. Целью комплексных проведенных нами геолого-геофизических исследований было детально описать и продемонстрировать на ключевых разрезах парагенез структур зоны деформаций южного борта Кочкорской впадины, сформировавшихся в кайнозойском чехле и палеозойском фундаменте, проанализировать характер связи приповерхностных структур с деформациями пород фундамента, определить фазы и возможные механизмы деформаций, амплитуды и направления тектонических смещений. Эти задачи решались на основе детального структурно-геологического картирования территории бортовой зоны впадины и построения серии разрезов вкост простирания структур с использованием имеющихся геофизических материалов и новых данных профильных работ МТЗ высокого разрешения.

Кочкорская внутригорная впадина располагается в Северном Тянь-Шане к западу от Иссык-Кульской и представляет собой прогиб (50×30 км), вытянутый в широтном направлении и заполненный осадочными отложениями палеогена-неогена (рис. 1). В рельефе она образует обширную межгорную котловину на высоте около 2000 м над уровнем моря, имеющую ромбовидную форму. Северным ограничением депрессии является Киргизский хребет, на склоне которого местами сохранилась поверхность пенеппена [1], полого погружающаяся на юг под кайнозойские отложения. По геофизическим данным наибольший прогиб палеозойского основания смещен к южному крутому борту впадины, где ложе опущено на глубину 2–3 км от поверхности [1-3] и осложнено локальными прогибами и поднятиями. В южном борту фундамент представлен преимущественно средне-крупнокристаллическими двуполевошпатовыми порфиридовидными гранитами и лейкогранитами позднеордовикского возраста, реже – рифейскими мраморизованными известняками и гранодиоритами [4].

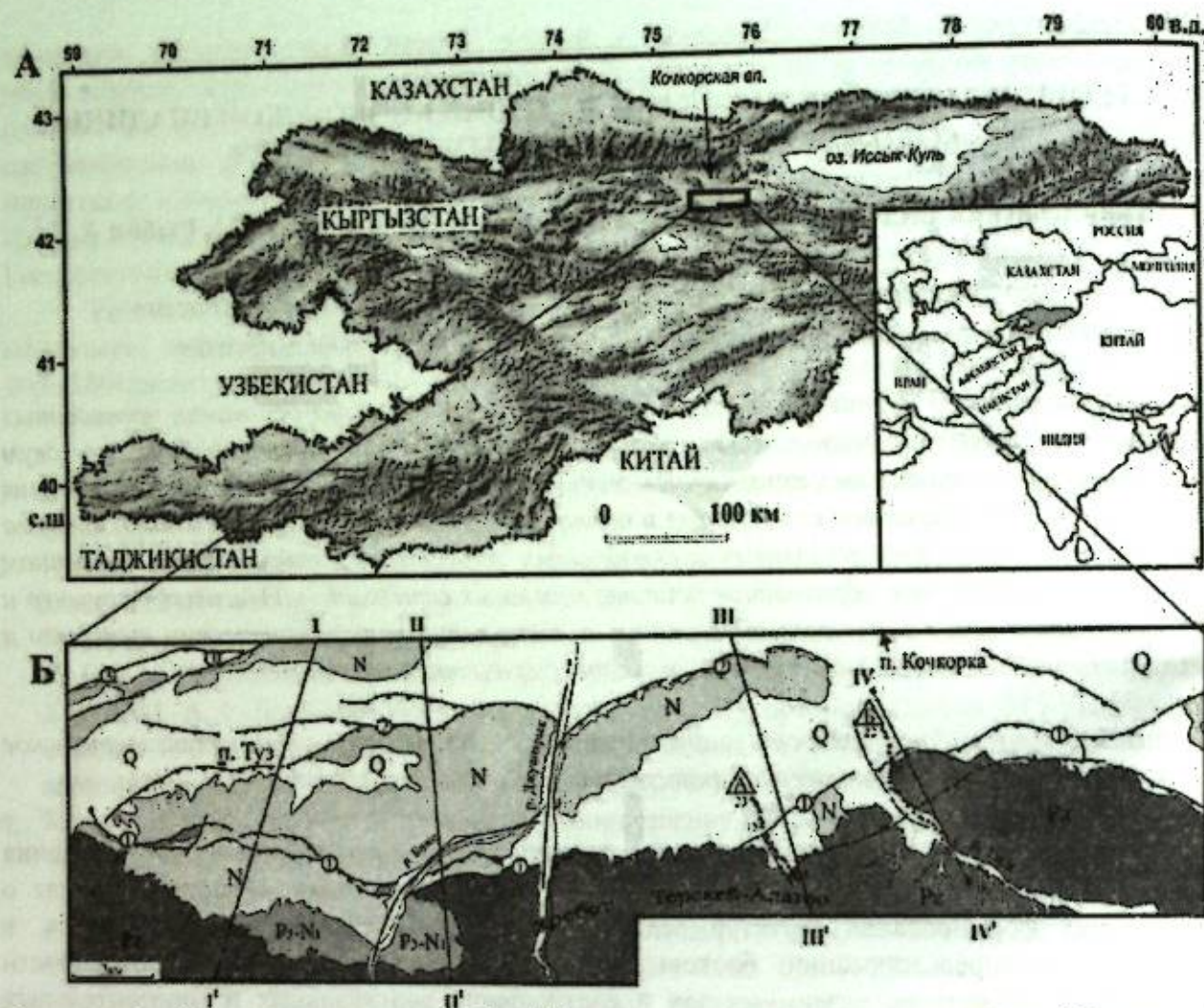


Рисунок 1 – Положение участка работ (А) и структурная схема южного борта Кочкорской впадины (Б). Жирными линиями показаны главные разломы (штрихами помечены взбросы и надвиги), номера в кружках – разломы: 1 – Южно-Кочкорский, 2 – Акчопский, 3 – Айгырджалский. Треугольниками помечены профили МТЗ: А – Курчак-Укок, Б – Укок.

Дочетвертичный кайнозойский чехол обнажается в южной части впадины в широкой полосе холмистых предгорий хр. Терсей-Алатоо. В основании разреза на пенепленизированной к началу палеогена поверхности палеозойского складчатого основания обычно залегают красноцветные песчаники, галечные конгломераты, суглинки и глины киргизской серии мощностью до 250 – 300 м. Возраст этих отложений определяется как поздний олигоцен – ранний миоцен [4, 5]. Верхняя, наиболее мощная часть разреза – отложения кочкорской свиты, коррелируется с неогеновыми отложениями других впадин и относится к тяньшаньскому комплексу. По остаткам фауны позвоночных, моллюсков и остракод средняя часть разреза относится к отложениям миоценового возраста, а верхи разреза – к плиоцену [5, 6]. По данным сейсморазведки и [2, 3] мощность палеоген-неогеновых отложений, залегающих на пенепленизированной поверхности фундамента, максимальна в южной части впадины, где превышает 2 км, а к северу мощности чехла уменьшаются, и поверхность пенеплена трассируется в виде отдельных останцов на южном склоне Киргизского хребта. В районе крутого южного борта впадины кайнозойские осадочные толщи деформированы в крутые складки и смещаются разломами. Главные из них – субширотные Южно-Кочкорский и Акчопский разломы – протягиваются параллельно границе впадины и расположенного южнее антиклинория Терсей-Алатоо.

Полевые структурно-геологические исследования, проведенные нами на участке 40 x 15 км, которые в восточном, наименее обнаженном, сегменте бортовой зоны впадины дополнялись данными по двум новым геоэлектрическим профилям, построенным с использованием метода детального МТЗ (рис. 1 Б), позволили описать парагенез

взаимосвязанных новейших структур в кайнозойском чехле и породах палеозойского фундамента, выявить различия строения отдельных сегментов зоны деформаций, отразившихся на построенных геологических разрезах. Геоэлектрические исследования выполнялись с применением новой аппаратной базы и программного обеспечения [7] в диапазоне периодов 0.001–1600 с. Пункты зондирования были заложены в восточной части бортовой зоны на двух параллельных профилях длиной 4 км (Курчак -Укок) и 4,5 км (Укок) с расстояниями между пунктами зондирования около 200 м и расстоянием между профилями около 4 км.

Было установлено, что Южно-Кочкорский разлом (ЮКР) представлен системой субпараллельных взбросов, осложняющих крутой уступ борта впадины. В центральном сегменте бортовой зоны ЮКР приурочен к контакту фундамента/чехол, а восточнее и западнее отделяет от основного прогиба ступени кровли фундамента, с маломощными отложениями чехла, который на этих ступенях стратиграфически залегает на поверхности выравнивания складчатого основания. К северу от бортового уступа и ЮКР осадочный чехол смят в изоклиналильные складки с субвертикальными осевыми плоскостями, слои стоят на головах или запрокинуты на север. В зоне тектонического контакта с палеозойским основанием отложения неогена меланжированы, а в гранитах отмечается широкая полоса дробления, обожривания и интенсивной трещиноватости мощностью 100 – 250 м с постепенным переходом к менее дезинтегрированным породам во внутренних частях массива Биже. Вблизи контакта породы представлены рыхлой бесструктурной массой, которая состоит из матрикса, сложенного зернами «гранитных» минералов и фрагментов катаклазированного гранита дресвяной размерности.

В районе широтного участка р. Биже в ядре одной из приразломных антиклиналей также обнажаются граниты. Граниты интенсивно тектонизированы, разбиты системами крутых трещин и разрывов субширотного, меридионального и СВ простираний. Трещины разбивают массив на линзовидные блоки размером до 10 – 25 м, по границам которых отмечаются многочисленные зоны брекчирования и катаклаза, фиксируются свдиговые смещения аплитовых даек. Все это свидетельствует о высокой тектонической объемной подвижности дезинтегрированных гранитов. Валообразная форма массива, его интенсивная дезинтеграция и тектонические контакты с вмещающими более молодыми отложениями указывают на протрузивный характер его внедрения вдоль разломной зоны. Изучение шлифов гранитов показало, что дезинтеграция широко проявляется на микроуровне. Типичны катаклазовые структуры и микробрекчии с жильным кальцитовым цементом, в котором разобщены фрагменты пород с более ранними зонами микрокластитов, сформировавшимися в результате динамической рекристаллизации. Подобные микроструктуры типичны для массивов гранитоидов, претерпевших постумную тектонизацию, и описаны в разных регионах [8, 9]. Основным механизмом деформации дезинтегрированных гранитоидов является тектоническое течение, проявляющееся по-разному на разных масштабных уровнях.

На удалении от борта складки становятся открытыми; вся полоса складчатых и разрывных деформаций – так называемая Южно-Кочкорская зона концентрированной деформации [8] – имеет ширину около 6 км и ограничивается на севере Акчопским надвигом (АЧР) и моноклиналию неогеновых отложений в его висячем крыле. АЧР маркирует выход на поверхность пологого внутриформационного detachmenta, новейшие тектонические подвижки по которому проявляются в вертикальных смещениях уровней четвертичных аллювиальных террас над его изломами-рампами, что было описано в долине р. Джуанарык [10]. АЧР и ЮКР структурно связаны между собой и являются типичными парными элементами зон деформаций в крутых бортах внутригорных прогибов [10-12]. Однако, традиционные представления о механизме развития подобных detachmentов, как результата тектонического надвигания пород фундамента на осадочные отложения чехла, требуют определенной коррекции.

Структуры кайнозойского чехла, поверхности фундамента и их соотношения наглядно демонстрируют геологические разрезы, поперечные бортовой зоне. При построении геологических разрезов западного и центрального сегментов южного борта в условиях хорошей обнаженности в полной мере использовались полученные нами структурно-геологические данные. В разрезах восточного сегмента неocenium вклад данных по двум новым профилям МТЗ. Благодаря применению современных методик удалось детализировать геоэлектрическую структуру корового слоя мощностью 5-10 км и определить положение главной границы – кровли палеозойского фундамента. Особенности структур электропроводности, характерные для осадочного чехла и гранитоидного фундамента, проявились на обоих профилях МТЗ, что с одной стороны является критерием надежности выводов, а с другой – свидетельствует о двумерности деформационной структуры в этом сегменте тектонической зоны (рис. 2). В целом осадочный чехол (за исключением пачки грубообломочных отложений) характеризуется мало контрастной геоэлектрической структурой и более высокой электропроводностью, тогда как для гранитоидов фундамента на этом участке характерны контрастные по электропроводности крутопадающие плоскостные элементы. Низкоомные плоскостные объекты, выходящие к поверхности, совпадают с установленными в обнажениях и на ландшафтных снимках зонами повышенной трещиноватости в гранитах, более проницаемыми для поверхностных вод и ювенильных растворов. Детально методика и результаты интерпретации данных МТЗ изложены в [7, 13, 14].

Несмотря на заметные различия разрезов, на всех наблюдается классический парагенез структур крутых бортов впадин, возникающий в условиях сокращения поперечного размера осадочных бассейнов: складчато-блоковые структуры фундамента с конформно залегающими на них отложениями нижних пачек чехла тектонически отделены пологим межслоевым детачментом или листрическими надвигами от вышележащих аллохтонных пластин, внутри которых в отложениях чехла типичными структурами являются тектонические чешуи и бескорневые складки. Надвиговые структуры возникли в основном на завершающих стадиях седиментации: незначительное структурное несогласие отмечается в основании самой верхней 10-ой пачки палеоген-неогенового разреза. Конседиментационные деформации кровли фундамента в течение олигоцена и всего неогена отразились только в вариативности мощностей и фаций осадочных пород чехла и, кое-где – в трансгрессивных залеганиях плиоценовых пачек. Сложная приповерхностная структура сформировалась в результате давления и горизонтального перемещения масс пород крутого борта впадины, тектонических срывов и коробления верхних пачек чехла и оказывается слабо связана со структурой дна впадины. Последняя, несомненно, усложненная в постседиментационный период, в значительной степени отражает эволюцию бассейна на стадии накопления осадочного чехла.

Можно отметить зависимость мощности аллохтонных пластин и их морфологии от строения ложа впадины. В частности, положение узкой зоны интенсивных деформаций с крутыми и опрокинутыми залеганиями неогеновых толщ (пачек 4 – 8) севернее п. Туз (рис. 3, разрез II) контролируется резким уступом поверхности фундамента, который несомненно являлся упором при перемещении на север масс пород растущего антиклинория Терсей-Алатоо. Благодаря этому, расположенный перед уступом глубокий прогиб впадины выражен инверсионным поднятием и зоной смятия слоев верхней части разреза чехла, а в современном рельефе эта зона проявляется всхолмленным плато Чатыркуль.

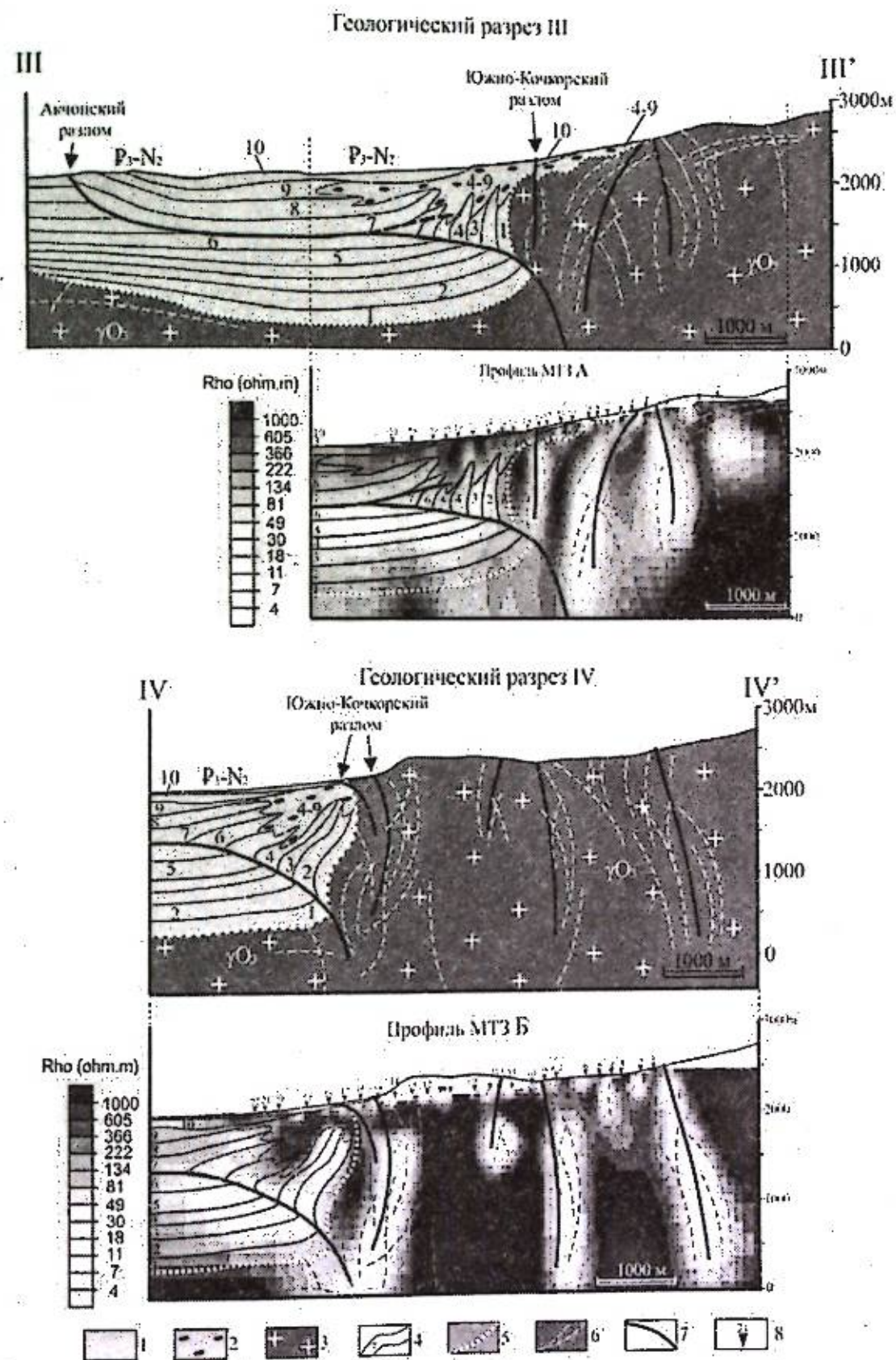


Рисунок 2 – Геологические разрезы по линиям III-III' и IV-IV' и геологическая интерпретация геоэлектрических данных по профилям МТЗ А и Б. Значения удельных электрических сопротивлений (Ом.м) и тоновая градация на шкалах слева. Линии профилей на рис. 1. 1 – 3 – основные комплексы пород на геологических разрезах: 1 – терригенно-карбонатные пачки осадочного чехла; 2 – нерасчлененная грубообломочная толща осадочного чехла; 3 – позднеордовикские гранитоиды фундамента; 4 – границы пачек в чехле; 5 – кровля палеозойского фундамента; 6 – зоны трещиноватости в фундаменте; 7 – разломы; 8 – пикеты на профилях МТЗ.

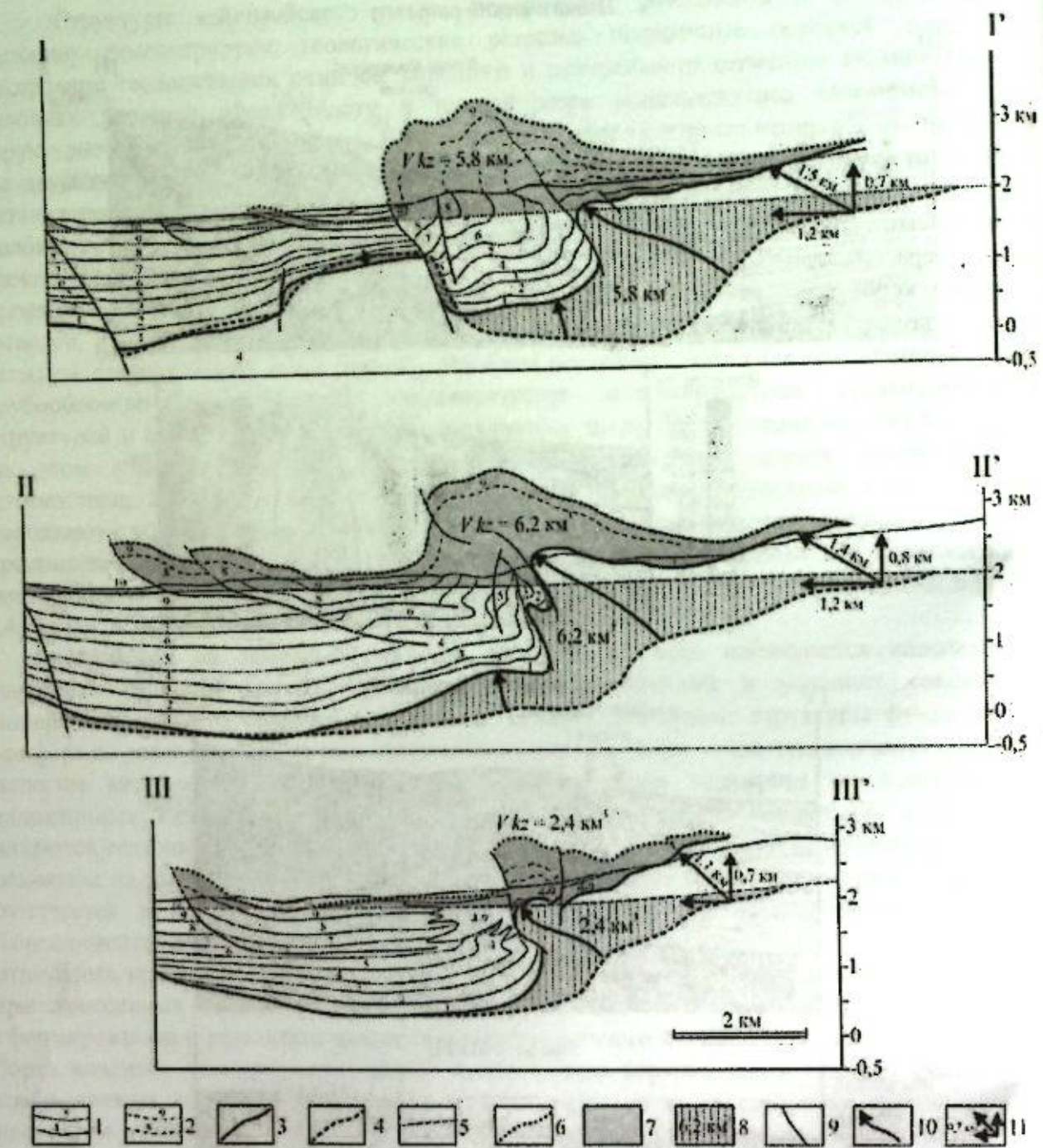


Рисунок 3 – Реконструкции строения палеобассейна и положения кровли фундамента до главной стадии деформаций (поздний плиоцен). 1 – границы и номера пачек кайнозойского чехла в современной структуре; 2 – то же – в денудированной части профилей; 3 – современное положение кровли палеозойского фундамента; 4 – реконструкция положения кровли фундамента к концу плиоцена; 5 – реконструкция кровли отложений чехла (высотные отметки условные, привязаны к современному положению кровли плиоцена в центре Кочкорской впадины); 6 – современное положение кровли плиоценовых отложений (денудированная часть отложений реконструирована); 7 – отложения чехла, поднятые выше уровня седиментационного бассейна в результате деформации (с учетом денудированной части; цифрами указаны удельные объемы); 8 – части седиментационного бассейна, занятые в настоящий момент палеозойскими породами; 9 – разломы; 10 – траектории перемещения кровли фундамента при деформации; 11 – векторы перемещения кровли фундамента в краевой части палеобассейна.

В упрощенных моделях амплитуды смещения по detachment геометрически согласуются с величинами хрупкого смещения коровых блоков по крутым надвигам или взбросам [11, 15]. Однако установленные смещения по ЮКР (как суммы смещений по главным и оперяющим разломам) составляют 500 – 700 м, что заметно меньше суммарных смещений по надвигам АЧР, достигающим 1,8 км. Можно видеть, что разломы лишь дополняют крупную запрокинутую складку или флексуру поверхности кровли фундамента в борту впадины. Такая складка-флексура указывает на пластичность деформации пород палеозойского фундамента, представленных в основном гранитами. Можно предполагать, что перераспределение масс фундамента являлось основной причиной формирования структур коробления, detachmentов и надвигов в чехле, значительно превосходящих по амплитудам перекрытие фундаментом осадочных толщ.

Применяемые в практике тектонических реконструкций методики расчета горизонтального сближения бортов впадин путем суммирования горизонтальных амплитуд смещений по надвигам в чехле (при постулируемом хрупком разрушении фундамента) или «распрямления» слоев осадочного чехла могут приводить к существенной ошибке определения величин реальных относительных смещений коровых реперов. Неизменным критерием корректности тектонических реконструкций, не зависящим от стиля деформаций, остается постоянство объема деформируемых осадочных пород. В пределах отдельных сегментов Южно-Кочкорской тектонической зоны деформацию можно рассматривать как двумерную [7], то есть пренебречь эффектом перемещения масс пород вдоль бортовой зоны. В этом случае соблюдается правило постоянства удельных объемов (или площади) комплексов пород на поперечных разрезах, естественно с учетом денудированных толщ (рис. 3). Объем всех кайнозойских пород (с учетом денудированной части) должен быть равен объему седиментационного бассейна (его уровень седиментации на рисунке 3 условно приведен к современным отметкам поверхности в центре Кочкорской котловины). Для наглядности общие объемы отложений чехла до и после деформации показаны без заливки.

На представленных реконструкциях, построенных с учетом изменчивости мощностей отложений, можно отметить различия деформационных структур на разных участках борта Кочкорской впадины, в частности, затухание горизонтальной компоненты на востоке (см. рис. 3, разрез III). Предполагаемые траектории перемещений реперов кровли фундамента относительно северного борта впадины свидетельствуют о пластичном перераспределении масс пород палеозойского фундамента на постседиментационной стадии. Можно видеть, что максимальные амплитуды устанавливаются в зоне наибольшей дезинтеграции пород основания – в пределах зоны ЮКР, а не на периферии бассейна, как постулируется в моделях с хрупкими смещениями по надвигам. Горизонтальное сближение бортов впадины на пике тектонической активности в конце плиоцена не превосходило 1,2 км, тогда как горизонтальная составляющая перемещений в зоне ЮКР (также относительно северного борта) в западном и центральном сегментах составляет 2 – 2,3 км. Перекрытие кайнозойских осадочных толщ породами фундамента под лежащей складкой не превышает при этом 0,5 км, что также в несколько раз меньше предполагаемого ранее надвигания палеозойских пород [16].

Работа выполнена в соответствии с планами и при финансовой поддержке Гранта РФФИ № 16-17-10059 в ФГБУН ИС РАН в г. Бишкеке. Палеотектонические построения сделаны по планам и при поддержке госзадания № 0135-2016-0012 и Проекта РФФИ № 16-05-00357.

Литература

1. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 313 с.
2. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. Труды ГИН АН СССР. Вып. 307. М.: Наука, 1977. 172 с.

3. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.
4. Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1972. 280 с.
5. Тарасов С.А. К вопросу о стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины // Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970. С. 52-68.
6. Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 140 с.
7. Баталева Е.А., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Новые данные о глубинном строении Южно-Кочкорской зоны концентрированной деформации // ДАН. 2017. Т. 475. № 5. С. 571-575.
8. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К. Постмагматическая тектоника гранитов фундамента и ее роль в формировании современной морфоструктуры Северного Тянь-Шаня // Литосфера. 2016. № 6. С. 5-29.
9. Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50-77.
10. Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdrakhmatov K., Molnar P. and Berger G.W. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia // Journal of Geoph. Res., 2002. V. 107 (7), pp. 1-32.
11. Cobbold P.R., Sadybakasov E., and Thomas J.C. Cenozoic transpression and basin development, Kyrgyz Tien Shan, Central Asia, in Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins, International Symposium, edited by N. E. F. Roure, V. S. Shein, and I. Skvortsov, Technip, Paris. 1994. pp. 181-202.
12. Suppe J. Geometry and kinematics of fault-bend folding. Am. Journal of Sc. 1983. V. 283 (7), pp. 684-721.
13. Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К. Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 4. С. 417-436.
14. Рыбин А.К., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Брагин В.Д., Морозов Ю.А., Щелочков Г.Г. Природа верхнекоровых электропроводящих горизонтов и инфраструктура гранитов Центрального Тянь-Шаня // ДАН. 2016. Т. 470. № 2. С. 215-218.
15. Molnar P., Chen W.P. Evidence for large Cenozoic crustal shortening of Asia // Nature, 1978, v. 273, pp. 218-220.
16. Park S.K., Thompson S.C., Rybin A., Batalev V., Bielinski R. Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic // Tectonics. 2003. V. 22 (2), pp. 1-13.

УДК 551.24

МЕХАНИЗМ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ТИБЕТА И ОРОГЕНОВ ВЫСОКОЙ АЗИИ

Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С., Маринин А.В.

reb@ifz.ru

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, г. Москва, Россия

В работе представлены результаты реконструкции современных напряжений в коре Средней и Юго-Восточной Азии при использовании метода катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого. Результаты реконструкции напряжений показали наличие обширных областей горизонтального растяжения в коре Тибета, которые с юга ограничены областями горизонтального сжатия коры Гималаев, а с севера и северо-востока – областями горизонтального сдвига коры Восточного Куьнлуна. Расчеты второго этапа метода катакластического анализа показали, что в центральной части коры Тибета наблюдается интенсивное эффективное давление и латеральное сжатие, которое ослабевает в областях его окружения. Юго-восточная часть коры Памира также испытывает состояние горизонтального растяжения и сдвига. Северная и западная части коры Памира находятся в состоянии горизонтального сжатия.

Выявленные закономерности поля современных напряжений Тибета находят свое объяснение в явлении тектонического «растекания» этих областей под собственным весом на восток и юго-восток в долины рек Брахмапутра, Хуанхе, Янцзы и Меконг. Вероятно, интенсивная эрозия Восточного Тибета, выражающаяся в мощном выносе эродированного материала крупнейшими азиатскими реками, является отражением этого растекания. Наблюдаемое резкое изменение интенсивности деформаций субмеридионального сжатия в Тибете сразу после перехода на северный борт рек Брахмапутры и Инда также можно связать с мощным сносом этими реками эродированного материала. Таким образом, механизм современного напряженного состояния коры Тибета, Памира и Гималаев не связан с давлением Индийской плиты, а вызван быстрым всплыванием за последние 5-6 млн. лет Тибета.

В работе дается эволюционная модель формирования структур Высокой Азии, основанная на пододвигании океанической части Индийской плиты на север под Азиатскую плиту на 1500 – 2000 км за последние 60-70 млн. лет. Влияние воды, выделяющейся из этой плиты, на процессы плавления в литосфере и в астеносфере создали целый комплекс процессов, определивших особенности эволюции литосферы Высокой Азии.

Ключевые слова: метод катакластического анализа разрывных смещений, мегарегион, Высокая Азия.

В работе будут представлены результаты реконструкции напряжений, выполненные для континентальной коры мегарегиона Высокой Азии, в который входят Памир, Гиндукуш, Тянь-Шань, Гималаи, плато Тибета и окружающие его горные хребты Куьнлуна, Алтынтаг (рис. 1).

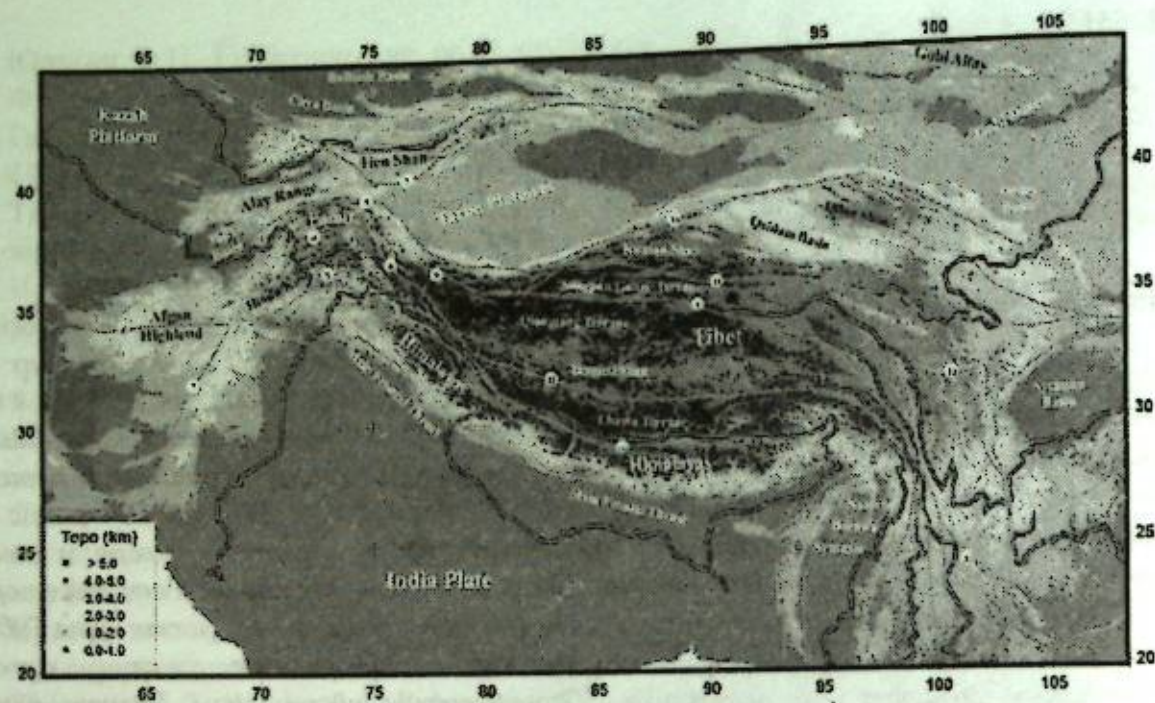


Рисунок 1 – Тектоническая карта-схема региона Высокой Азии

Для реконструкции напряжений за основу принимался каталог механизмов очагов землетрясений, использованный в работе (2095 событий) [1] и дополненный новыми данными (938 событий) из глобального каталога Global Project CMT (<http://www.globalcmt.org/>) за период 1995-2016 гг. Предварительный анализ объединенного каталога показал, что основной глубинный диапазон землетрясений заключен в интервале от 10 до 35 км. Наиболее представительным является диапазон магнитуд от 5.0 до 6.0. Сопоставление объединенного каталога механизмов очагов землетрясений с каталогом, использованным в работе [1], позволяет говорить о большей плотности покрытия землетрясениями исследуемого региона для нового объединенного каталога. Реконструкция напряжений осуществлялась для латерального шага сетки 0.25 град при глубинном диапазоне 0-50 км. При реконструкции использовались механизмы от 4.5 до 6.5 (исключено 50 событий с $M_b > 6.5$). Пострасчетный анализ однородных выборок данных о механизмах очагов землетрясений показал, что масштаб осреднения напряжений составлял 50-70 км. Расчеты выполнены для 576 квазиоднородных доменов при минимальном числе землетрясений в однородной выборке 6 (рис. 2).

Различия в результатах предыдущей реконструкции [1] наблюдаются в юго-восточной части Памира и для отдельных участков Центрального и Восточного Тибета, где в новой реконструкции наблюдается большое число мест с субвертикальной ориентацией осей максимального сжатия (в предыдущей таких мест здесь было мало). Эти горные области имеют важную отличительную особенность – высокогорные плоскогорья – плато. Здесь имеет место геодинамический режим горизонтального растяжения.

Данные об ориентации двух главных осей σ_3 и σ_1 . Позволяют произвести районирование коры исследуемого региона по геодинамическому типу напряженного состояния. Установлено, что кора Памира разбита на несколько крупных сегментов с разным типом геодинамического режима. В коре юго-восточной части Памира оси σ_1 субгоризонтальны, что вместе с субвертикальной ориентацией осей σ_3 определяет геодинамический тип напряженного состояния коры как горизонтальное растяжение. К западу и к северу эта область соседствует с сопоставимыми по площади участками коры с режимом горизонтального сдвига (σ_3 и σ_1 - субгоризонтальны).

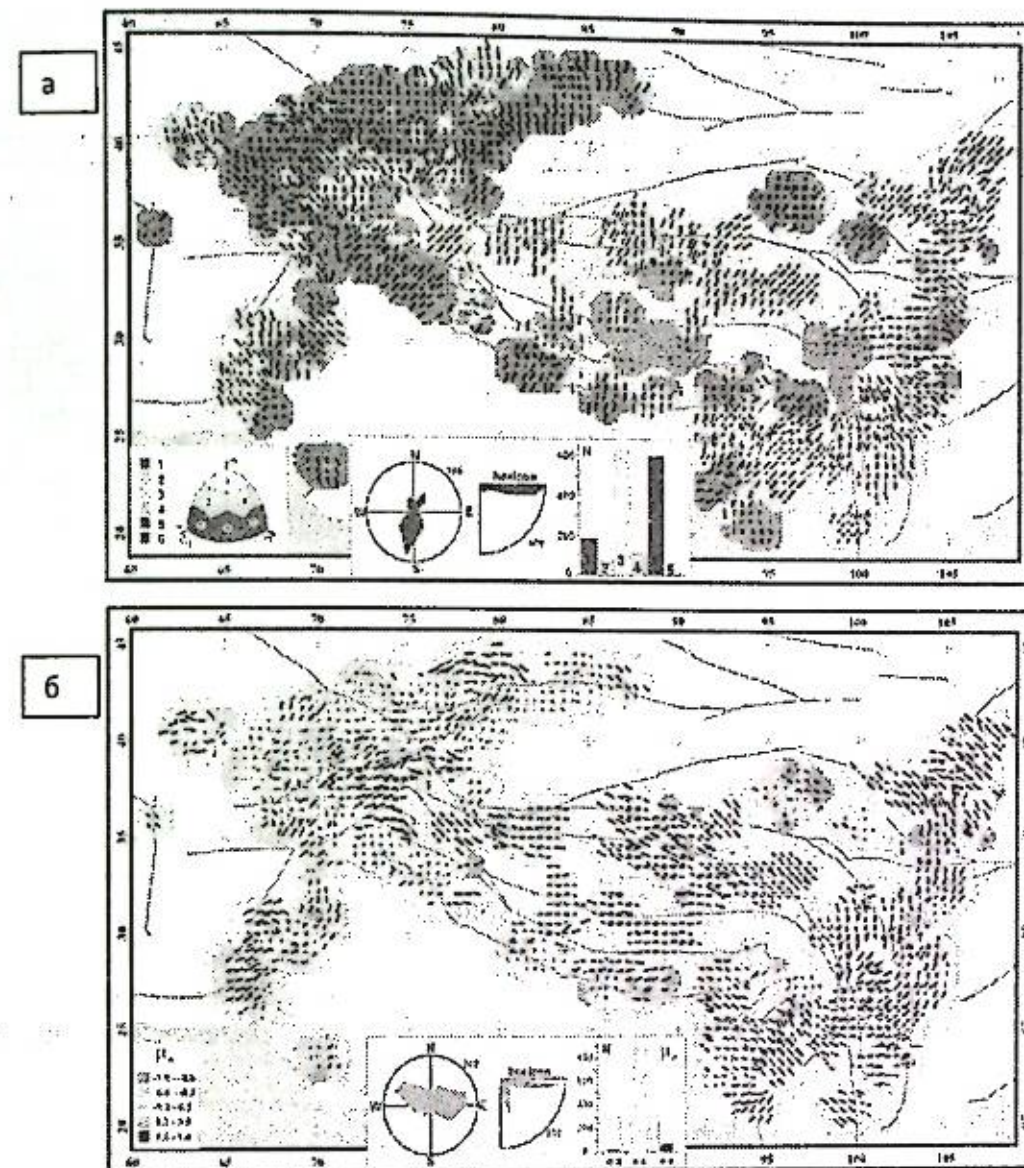


Рисунок 2 – Ориентация осей главных напряжений максимального сжатия σ_3 (а) и растяжения σ_1 . (б). Показаны проекции осей на горизонтальную плоскость, построенные в направлении погружения. Геодинамический тип напряженного состояния (а) и вид тензора напряжений – значение коэффициента Лоде – Надаи (б)

Эта часть Памира с трех сторон (север, запад и юг) ориентация главных осей отвечает режиму горизонтального сжатия. В коре Тибета к востоку от Памира практически везде имеет место сочетание геодинамического режима горизонтального растяжения и горизонтального сдвига. Исключение составляет северо-восточная его часть – Qilian Shan, где наблюдается режим горизонтального сжатия. Все эти области горизонтального растяжения и сдвига Тибета подпираются с юга вытянувшейся зоной горизонтального сжатия в коре Гималаев. Современные данные GPS наблюдений [2] показывают перемещение поверхности Центрального Тибета на восток. Здесь в коре Восточного Тибета и Сычуньской впадины имеет место режим горизонтального сдвига.

Важную роль в анализе напряженного состояния играют данные о направлениях касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормалью к центру Земли (рис. 3).

Эти напряжения отражают направления, в котором имеет место максимальный вертикальный градиент скорости течения. Для зон субдукции направления этих напряжений крайне устойчивые [3, 4] и их вполне можно объяснить мантийными потоками в астеносфере, направленными со стороны океанической плиты под континент или островную дугу. Поскольку образование крупнейшего горного поднятия Азии связывают с движением

Индийской плиты под воздействием мантийной конвекции [5], то на ориентациях таких касательных напряжений это должно отражаться.

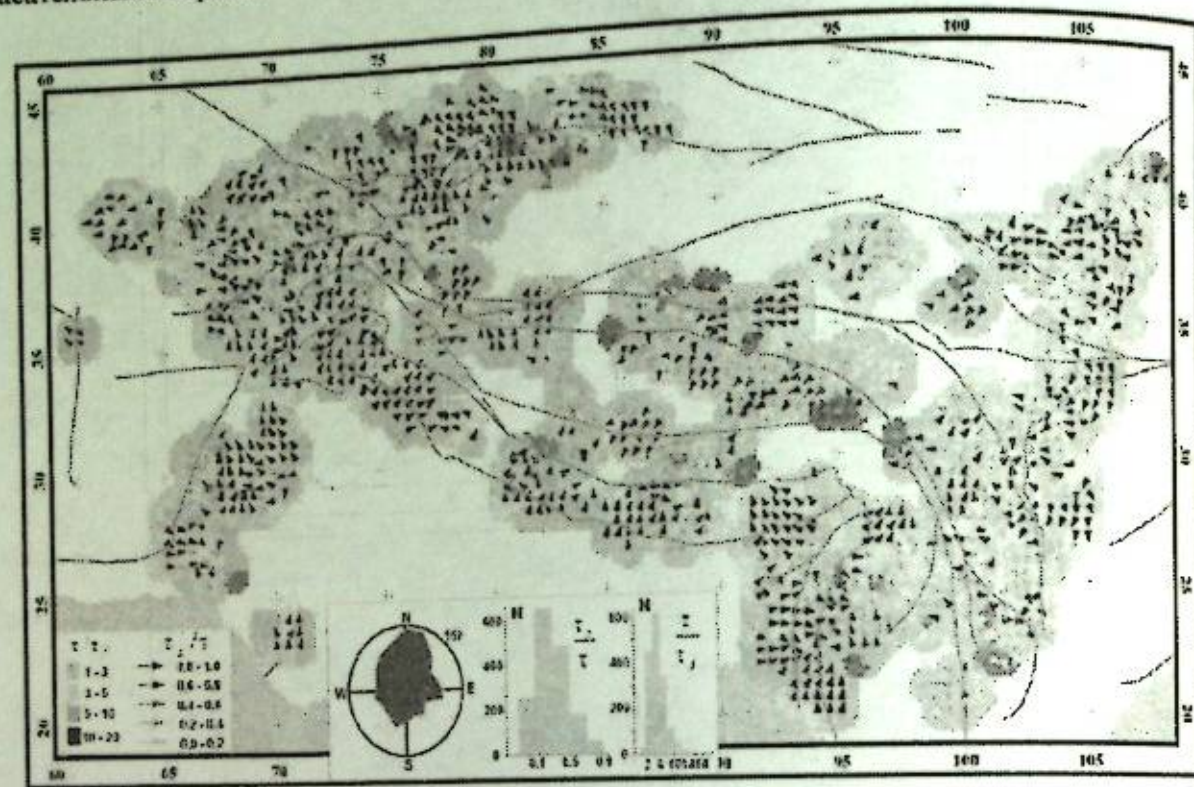


Рисунок 3 — Направления поддвиговых касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормальми вниз, и их относительные величины (нормировка на максимальное касательное напряжение). Показано также распределение максимальных касательных напряжений, нормированных на прочность сцепления

Выделим в южной части исследуемого региона полосу коры, включающей в себя с запада на восток Гиндукуша и Гималаи. Здесь практически повсеместно (исключение несколько определений в центральной части Гималаев) вектора напряжений τ , направлены от Индийской плиты на ССВ. Такое направление поддвиговых касательных напряжений характеризует вертикальный градиент субгоризонтального течения в литосфере. При этом возможны два варианта интерпретации такого градиента. В первом случае источником такого направления касательных напряжений является ССВ течение в мантии. Во втором, ЮЮЗ скольжение коры относительно мантии, например из-за давления Сибирской плиты. Далее мы еще вернемся к вопросу интерпретации этих данных.

На рис. 4 в коре исследуемого региона показаны результаты расчета относительных значений эффективного всестороннего давления $p^* = p - p_f$ (всестороннее тектоническое давление минус флюидное давление), нормированных на величину неизвестного внутреннего сцепления горных пород (T_f). Согласно данным рис. 4 наиболее обширные области повышенного эффективного давления выделяются в коре Тибетского плато, там, где существует геодинамический режим горизонтального растяжения и горизонтального сдвига. Заметим, что области горизонтального растяжения расположены ближе к Индийскому индентору и лишь в восточной и северной части коры Тибета режим горизонтального сдвига представлен повсеместно.

Таким образом, кора центральной части Тибетского плато и, возможно, Гималаев характеризуется наибольшим уровнем девиаторных напряжений при существенно разных действующих здесь геодинамических режимах. Этот факт сложно объяснить с позиции активного источника горообразования в виде давления Индийской плиты.

На рис. 4 показана ориентация осей напряжений максимального сжатия, действующих в горизонтальном направлении. Направления осей этих напряжений легко получить, построив горизонтальное сечение эллипсоида напряжений. Относительные величины этих напряжений (нормировка на T_f) получены в результате применения алгоритма второго этапа МКА. Наибольшие величины латерального сжатия испытывает кора Тянь-Шаня и северо-восточного Тибета. Для большинства этих областей имеет место геодинамический тип напряженного состояния горизонтального растяжения, т.е. здесь максимальное сжатие ориентировано субвертикально.



Рисунок 4 — Ориентация осей максимального горизонтального сжатия (толщина векторов определяет относительные значения напряжений) и распределение значений в коре нормированного эффективного давления. Нормировка производится на прочность сцепления массива

В коре южного Тибета, ближе к Гималаям, уровень латерального сжатия ниже, чем в указанных областях. Наиболее низкий уровень латерального сжатия, занимающий достаточно большие площади, наблюдается в коре Памира, северо-западного обрамления Таримской плиты и северо-восточной части коры Тибета. Промежуточный уровень этих напряжений действует в коре Афганского поднятия и Намче Барва синтаксисе.

Обсуждение. Результаты реконструкции напряжений в коре Высокой Азии дали возможность выявить ряд его особенностей, которые не позволяют трактовать механизм их генерации однозначно с позиции горизонтального сокращения, вызываемого движениями литосферных плит. При решении проблемы генезиса горообразования Высокой Азии надо учитывать тот факт, что за период в 60-70 млн. лет поднятие формировалось несколькими актами [6, 7], которым, вероятно, могли отвечать различные причины. Поскольку в настоящей работе анализируется современное поле тектонических напряжений, то его следует связывать с самым последним этапом горообразования. Его период разные авторы определяют в 2-8 млн. лет [8]. Именно этому этапу отвечают субмеридиональные грабены Тибета. За такое время невозможно формирование горного поднятия в 4 км и тем более минимум полуторократного утолщения коры (с 40 до 70 км). В таком диапазоне времен требуемые скорости горизонтального сокращения для всего Тибета должны быть порядка $2 \cdot 10^{-7}$ год⁻¹.

До сих пор в картине распределения напряжений в коре орогенов Высокой Азии всегда уделяли первое место ориентации осей максимального сжатия, которая, по мнению многих авторов, подтверждает концепцию формирования поднятия за счет горизонтального сокращения [5]. При этом авторов таких подходов не смущал тот фактор, что в коре Тибета и Восточного Памира преимущественно имеет место режим горизонтального субширотного растяжения, а данные GPS деформаций показывают, что в Восточном Тибете большие площади имеют деформации горизонтального растяжения больше, чем деформации горизонтального сжатия [2]. Обращает внимание тот факт, что скорости субмеридионального горизонтального сжатия в коре Гималаев ($3-6 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$) в несколько раз выше подобных сокращений в коре блока Лхасы ($1.5-2 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$). Эти данные подтверждают результаты нашей реконструкции напряжений, которые определяют в качестве активных деформирующих усилий в коре Тибета и Восточного Памира максимальные сжимающие напряжения, действующие в вертикальном направлении.

В контексте объяснения механизм формирования субширотного растяжения в коре Памира и восточной части Тибета важным является также учет реакции геосреды на вынос эродированного вещества далеко за пределы горных поднятий, т.е. из межгорных впадин и передовых прогибов в удаленные осадочные бассейны. Объемы подобным образом вынесенных пород огромны. Так, в работе [9] говорится о 5 миллионах кубических километров, вынесенных с Гималаев и Южного Тибета в дельты рек Ганг и Брахмапутры. Эти объемы соответствуют нескольким объемам (5-7) современных горных поднятий Гималаев. Если из данных Лисицына оценить скорость денудации Гималаев, приняв в качестве основного периода их формирования 8 млн. лет и считая, что 80% снесенного объема отвечают Гималаям, то получим очень высокие скорости 1-1.5 мм/год. Эти сверх высокие скорости денудации горного рельефа вполне сопоставимы с данными для Альп в 0.1-1.0 мм/год, полученными в работах [10]. Если теперь полученные оценки скорости удаления вещества из полосы зоны сочленения Тибета и Индии перевести в компенсирующую их деформацию горизонтального сокращения пространства, распределив удаляемый объем по все мощности коры Гималаев (50 км), то получим значения, вполне сопоставимые с минимальными значениями деформации, которые дают данные GPS — $2-3 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$. Если временной период современного этапа горообразования определить в 4 млн. лет, так, как это определено в [11], то эти цифры увеличиваются вдвое и эродированные объемы Гималаев полностью компенсируют субмеридиональное его сокращение. В наблюдаемое широтное растяжение Тибета определяющую роль могут вкладывать экзогенные процессы. Громадные объемы пород, выносимые восточными реками (Меконг, Янцзы, Хуанхэ), вполне способны объяснить механизм субширотного растяжения Восточного Тибета. Тот же самый экзогенный механизм, связанный с реками Ганг, Инд и Брахмапутра, может быть определяющим в компенсации субмеридионального сокращения Тибета, максимум которых приходится на кору Гималаев.

Наши реконструкции природных напряжений, выполненные в зонах активных континентальных окраин, где происходит сближение океанической литосферной плиты и континентальной (субконтинентальной, островной дуги) [4, 12, 13], показал, что уровень напряжений горизонтального сжатия не высок. Эти напряжения для разных регионов имеют приблизительно один и тот же порядок и всего на 50-100 бар превосходят вертикальные напряжения, обусловленные силой тяжести. Поскольку эти напряжения вызываются горизонтальными движениями литосферных плит, то можно считать, что именно такой уровень напряжений имел место в момент начала столкновения и активной субдукции океанической части Индийской плиты под Евразию. Нет объективных причин полагать, что уровень этих напряжений может возрасти в момент начала жесткой коллизии Евразийской и Индийской плит, т.к. причина движения литосферных плит находится вне столкновения плит. Результаты нашего анализа говорят в пользу вертикальных сил, ответственных за поднятие Тибета, этого последнего этапа горообразования. Генезис этих сил можно связывать с утолщением коры Тибета, формирующимся за счет мантийных выделок

базальтов и гранитов в условиях повышенного содержания воды. Увеличение объемов воды в нижней части литосферы Тибета обусловлено процессами десерпентинизации в субдуцированной океанической литосфере Индийской плиты.

Итак, два важных вывода из обсуждения: 1) Уровня горизонтального сжатия, связанного с движением литосферных плит недостаточно для того, чтобы вдвое сжать кору Тибета. Тектоника Тибета последних 10 млн. лет связана с вертикальным его «всплыванием», происходящим за счет выделок базальтов и гранитов и дифференциации литосферы; 2) Деформации субмеридионального сокращения Тибета и Гималаев имеют разную интенсивность и генезис. Для Тибета в качестве активного выявлен режим широтного растяжения, а для Гималаев — субмеридионального сокращения. Реализация обоих режимов связана с мощными эрозионно-денудационными процессами соответственно в Восточном Тибете и в Гималаях.

В рамках проведенных исследований была предложена модель эволюции коры Тибета, связанная с пододвиганием океанической литосферы Индийской плиты (субдукция) под литосферу Тибета, начало которой произошло 60-70 млн. лет назад.

1) Считается, что большую часть времени (30-40 млн. лет) субдуцирующий слэб примыкал и двигался вдоль подошвы литосферы Тибета. При этом в слэбе происходило отделение излишков воды, которые после перехода в литосферу Тибета провоцировали там плавление пород. В результате произошедших выделок базальтов (ниже глубин 60 км) и гранитов (ниже глубин 35-40 км) в литосфере Тибета произошла дифференциация, сформировалась более толстая кора и утоненная мантийная часть литосферы. При этом в низах литосферы появились утяжеленные породы (эклогиты). Поскольку в процессе дифференциации происходили преобразования пород литосферы, то при почти неизменной массе ее объем увеличился. Оценки показывают, что это увеличение объема способно создать подъем кровли коры на 0.7-1 км. Процессы изменения литосферы Тибета происходили постепенно с юга на север и, возможно, были периоды приостановки субмеридионального движения слэба. Это могло приводить к формированию субширотных локальных зон высокоинтенсивных эрозионных процессов в зонах резкого перепада рельефа.

2) Вероятно, 20-25 млн. лет назад океанический слэб достаточно сильно утяжелелся, отдав большую часть воды и частично испытав метаморфические преобразования, сопровождавшиеся уменьшением объема. В результате этого он отслоился от подошвы литосферы Тибета и начал погружаться. Это привело к тому, что в область между тонущим слэбом и подошвой литосферы Тибета с севера стала поступать астеносферная мантия, создавая структуры, похожие на субдукцию литосферы со стороны Сибирской плиты. Поскольку при этом из слэба в мантию продолжала поступать вода, то астеносферная мантия испытала частичное плавление, что привело к формированию в ней мелкомасштабной конвекции. В результате воздействия астеносферного течения на подошву литосферы в ней начала формироваться вынужденная конвекция [14]. Все это привело к возникновению горного рельефа Тибета, схожего по амплитудам с Алтаем (средний на 10-30 км перепад высот 1.0-1.5 км). Процессы внутрилитосферного течения еще более ускорили формирование в ее низах тяжелой фракции пород.

3) По мере увеличения толщины астеносферного слоя, заполняющего пространство между слэбом и подошвой литосферы Тибета, происходило изменение параметров астеносферной тепловой конвекции, ширина ее ячеек все более увеличивалась. При этом практически нивелировался и затем стал отрицательным перепад плотностей между низами литосферы и аномально подплавленной астеносферой. Вероятно (5-10 млн лет назад), сначала медленно, а затем (2-5 млн лет назад) все быстрее тяжелые фракции пород литосферы начали от нее отделяться и тонуть в астеносфере. Став более легкой, литосфера Тибета начала резко всплывать, создавая высочайшее в мире плато. Границы этого плато, взаимодействуя с соседствующими структурами, начали формировать переходные зоны. Возникли мощные субширотные супервысокие хребты Гималаев, отделявшие Тибет от стабильной Индийской платформы, хребты Куньлуня, сопрягающие Тибет с приподнятыми

плитам Тарима и Гоби, а также множество более мелких хребтов Восточного Тибета вместе с мощной речной системой эрозии. Длительное во времени сохранение высот Гималаев и других горных хребтов связано с процессами, происходящими в средней коре, а также с продолжающейся тепловой астеносферной конвекцией.

Выводы. Определяющим механизмом горообразования завершающего этапа являются вертикальные силы, действующие со стороны мантии на кору Тибета и Памира. Экзогенные процессы, приводящие к разрушению и выносу пород за пределы горных сооружений, являются важнейшим внешним фактором, определяющим особенности деформационного процесса Гималаев, Тибета и Памира. При этом горные сооружения не уменьшают свои размеры, а восстанавливаются.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 17-05-01193а, 16-05-01115а, а также в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Rosanova G.V., Fursova E.V. II. Stress-monitoring: The modern field of regional stresses in South-East Asia and Oceania. Principles of quasiplastic deforming of fractured media // Journal of earthquake prediction research. Beijing, China. 1997. Vol. 6, No 1. P. 11-36.
2. Gan W., Zhang P., Shen Z.-K., Niu Z., Wang M., Wan Y., Zhou D., Cheng J. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112 (B08416), doi:10.1029/2005JB004120
3. Rebetsky Y.L., Tatevossian R.E. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bull. Soc. Geol. Fr. 2013. Vol. 184, No 4-5. P. 335-346.
4. 4 Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K. The state of stress in the Earth's crust along the northwestern flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011 // Tectonophysics. 2016. Vol. 685. P. 60-76. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.07.016>
5. Molnar P., Tapponnier P. Active tectonics Tibet // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83, No B1. P. 5361-5375.
6. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision. Science. 1975. Vol. 189. P. 419-426.
7. Molnar, P., England, P., Martinod, J., 1993. Mantle dynamic, uplift of the Tibetan and the Indian monsoon. Rev. Geophys. 31 (No 4), 357-396.
8. Артюшков Е.В. Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 738-760.
9. Lisitsyn, A.P. Avalanche sedimentation and breaks in sediment accumulation in the seas and oceans. Moscow. 1988. Nauka. 309 P. Russian
10. Clark S.P., Jager E. Denudate rate in the Alps from geochronologic and heat flow date // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267. P. 1143-1160.
11. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС. 2002. 224 с.
12. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 // Доклады РАН. 2006. Т. 407. № 1. С. 106-109.
13. Ребецкий Ю.Л. Оценка величин напряжений в методе катакластического анализа разрывов // Доклады РАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 397-402.
14. Мягков С.Д., Ребецкий Ю.Л. Эволюция структуры течения и рельефа коры эпиплатформенных орогенов под воздействием мелкомасштабной астеносферной конвекции // Вестник КРАУНЦ. 2016. Вып. 29. № 1. С. 89-100.

УДК 550.372

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРИБОРТОВЫХ ЗОН МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А.
bataleva@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

Представлены результаты детального исследования глубинной структуры прибортовых зон системы межгорных впадин Северного Тянь-Шаня. Для построения комплексной геолого-геофизической модели построены геоэлектрические модели на основе магнитотеллурических данных для Кочкорской, Иссык-Кульской, Байтикской и Чуйской впадин. В полученных разрезах отчетливо проявляется взаимосвязь поверхностных и глубинных геоэлектрических структур в литосфере Северо-Тянь-Шанской системы межгорных впадин. В глубинном строении южных бортов рассмотренных впадин отмечены некоторые общие особенности, наблюдаемые в геоэлектрических моделях – краевой разлом и аномальные тела в верхней части разреза, которые могут быть обусловлены катаклизмом гранитов.

Ключевые слова: геодинамика, геофизика, магнитотеллурическое зондирование, глубинное строение, межгорные впадины, вектора Визе, геоэлектрическая модель, Северный Тянь-Шань.

В настоящее время идея о наращивании толщины земной коры через систему надвигов и шарьяжей является, вероятно, наиболее правдоподобной и популярной. Для подтверждения ее права на существование приводятся различные геолого-геофизические построения, основанные на экспериментальном наблюдаемом материале. Примером таких исследований, показывающих, что глубинные надвиги, секущие верхнюю кору, действительно существуют, являются работы, выполненные Научной станцией РАН при изучении глубинного строения зон сочленения Тарима и Тянь-Шаня [1-5] и Киргизского хребта и межгорных впадин Северного Тянь-Шаня – Иссык-Кульской, Кочкорской и Чуйской [6-8]. Основной целью данной работы является изучение природы электропроводности прибортовых зон межгорных впадин, их связи с тектоникой и выявлении общих черт в геоэлектрическом строении рассматриваемых структур.

В результате выполнения магнитотеллурических зондирований (МТЗ) по локальным профилям через прибортовые зоны Кочкорской, Иссык-Кульской, Чуйской и Байтикской впадин получены детальные МТ-данные, свидетельствующие о значительном сходстве строения этих объектов. Наиболее наглядными и иллюстрирующими точность наблюдений являются магнитовариационные (МВ) данные. Как известно, они не подвержены влиянию эффектов статического смещения и не требуют дополнительных действий по нормализации кривых. На участке Укок в Кочкорской впадине (рис. 1) зондирования выполнены по двум профилям (А-Б и В-Г), МВ-данные представлены в конвенции Визе в виде реальных векторов направленных от избыточных токов для периодов 1с и 10с, что позволяет рассматривать геоэлектрические тела с характерными размерами около десяти км. Для более эффективной работы с МТ-данными был создан интерактивный программный инструмент, обеспечивающий хранение и углубленную обработку материалов полевых электромагнитных наблюдений методом магнитотеллурического зондирования, представленных в международном формате-EDI. В нем реализованы процедуры: 1) расчета компонент тензора импеданса и фазового тензора в зависимости от угла поворота системы координат относительно исходной ориентации компонент электромагнитного поля на разных периодах; 2) построения полярных диаграмм тензора импеданса и фазового тензора и

визуализации электромагнитных параметров, например, векторов Визе [9, 10]. С помощью этого программного продукта были построены рисунки 1-4.

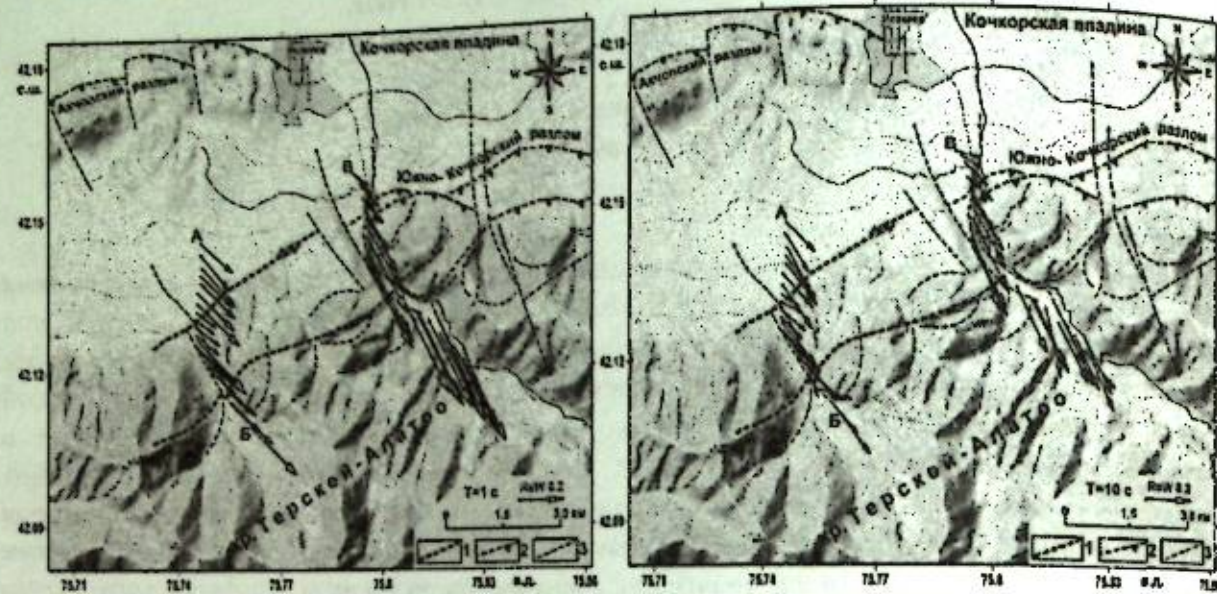


Рисунок 1 – Расположение магнитотеллурических профилей на схеме рельефа Кочкорской впадины и хребта Терской-Алатао в Центральном Тянь-Шане (участок Укок). Разрывные нарушения: 1- сдвиги, 2- надвиги, 3- зоны трещиноватости в гранитах и второстепенные разломы. Стрелками показаны реальные индукционные векторы Визе (ReW) для периода T=1с (слева) и 10 с (справа), масштаб индукционных векторов в легенде

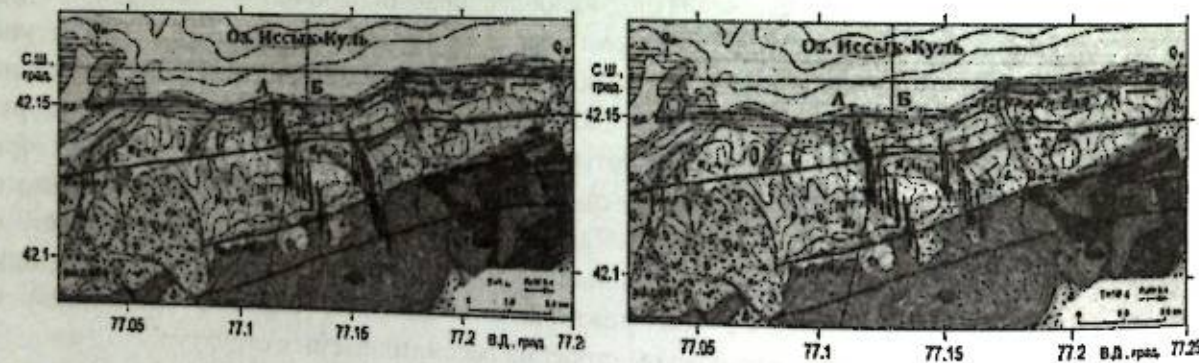


Рисунок 2 – Расположение магнитотеллурических профилей на схеме рельефа Иссык-Кульской впадины и хребта Терской-Алатао в Центральном Тянь-Шане (участок Каджисай). Стрелками показаны реальные индукционные векторы Визе (ReW) для периода T=1с (слева) и 10 с (справа), масштаб индукционных векторов в легенде

Обращает на себя внимание поведение векторов Визе, которое схоже для магнитотеллурических профилей, выполненных в Кочкорской и Иссык-Кульской впадине, как по величине индукционных стрелок, так и по закономерности их распределения (упорядоченности). Однако для Байтикской и Чуйской впадины характер поведения векторов Визе на тех же периодах совершенно другой, что может быть обусловлено наличием мощной проводящей структуры севернее Байтикской впадины, где и находится Предкиргизский прогиб. С увеличением периода, индукционные стрелки во всех пунктах зондирования, расположенных как во впадине, так и на ее борту, слаженно направлены от проводящего тела и становятся одинаковыми по величине. Возможно, что кроме Чуйской впадины, на периодах больше 10 с на поведение стрелок также оказывает влияние коровый проводник, расположенный на глубинах около 30 - 35 км, что объясняет уменьшение размера стрелок вдоль всего профиля.

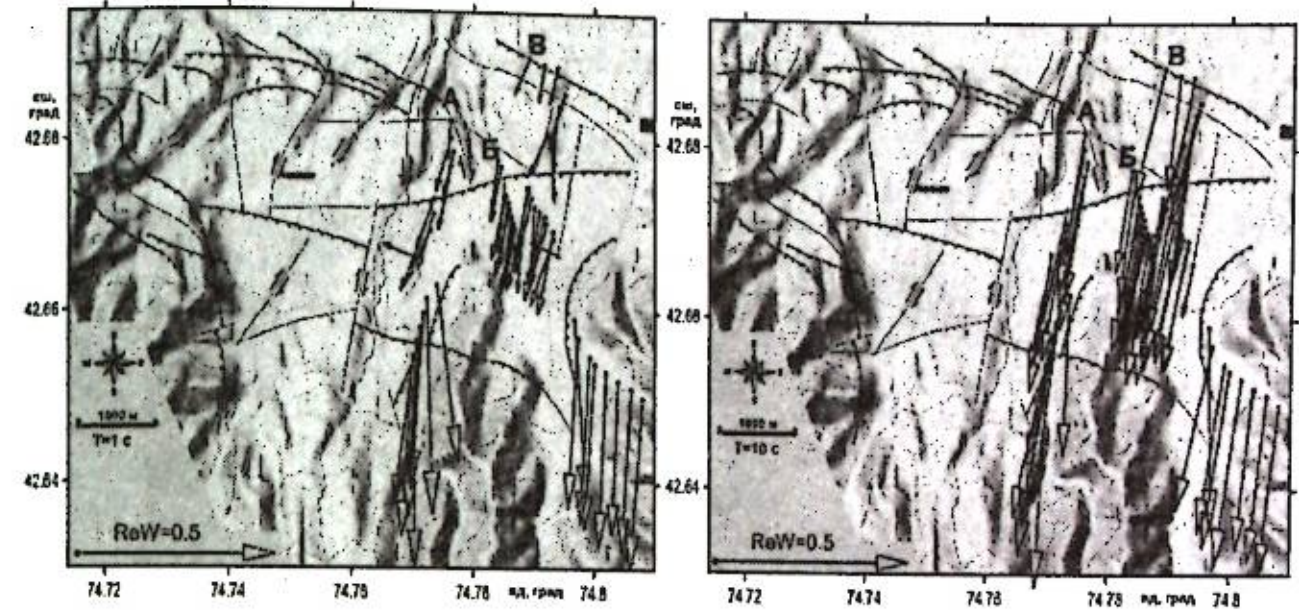


Рисунок 3 – Расположение магнитотеллурических профилей на схеме рельефа Байтикской впадины и Киргизского хребта в Центральном Тянь-Шане (участок Кентор). Стрелками показаны реальные индукционные векторы Визе (ReW) для периода T=1с (слева) и 10 с (справа), масштаб индукционных векторов в легенде

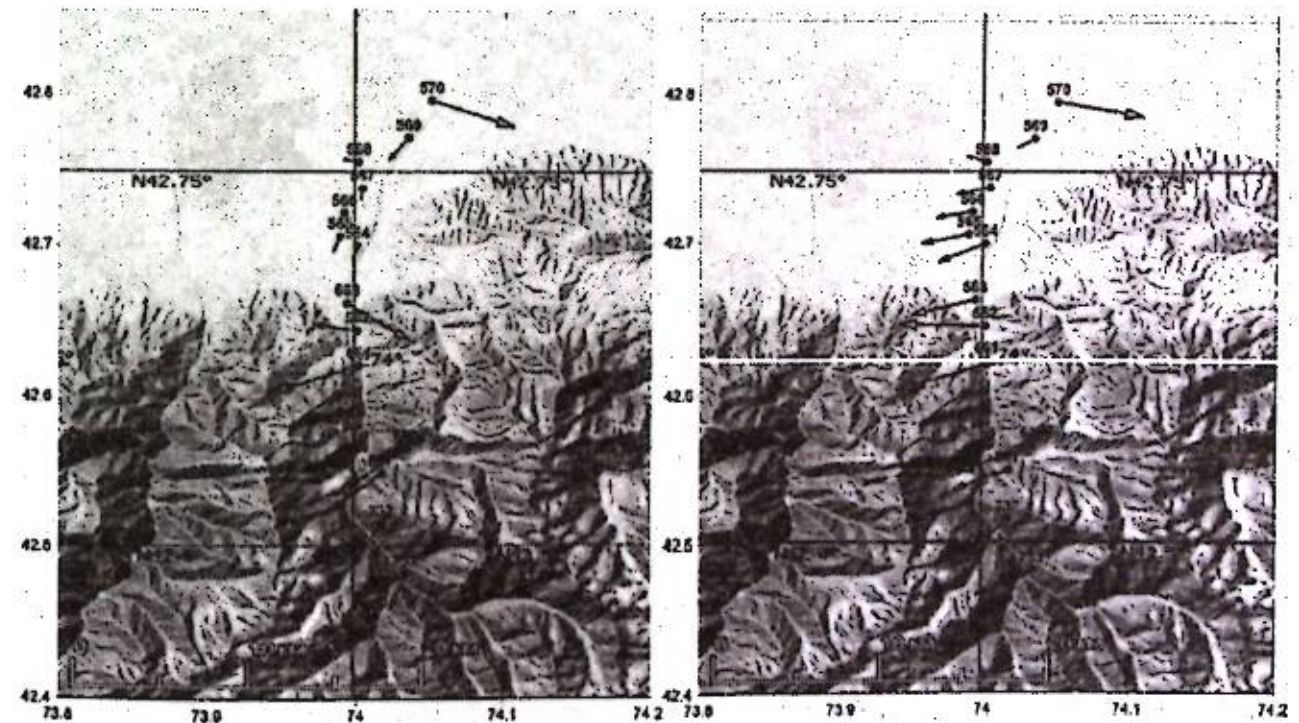


Рисунок 4 – Расположение магнитотеллурических профилей на схеме рельефа Чуйской впадины и Киргизского хребта в Центральном Тянь-Шане (участок Ак-Суу). Стрелками показаны реальные индукционные векторы Визе (ReW) для периода T=1с (слева) и 10 с (справа), масштаб индукционных векторов в легенде

В условиях субмеридионального тангенциального сжатия литосферы Северного Тянь-Шаня, обусловленного коллизией Евразийской и Индостанской литосферных плит, сеть разломов проявляется как система сдвигов, взбросов, взбросо-надвигов и сбросов. При этом активные разломы, отражающие динамику новейших тектонических движений в

геоэлектрических моделях, выделяются как зоны повышенной проницаемости и электропроводности [11-13]. В верхней части коры разломные зоны выражены серией взбросо-надвигов, такая тектоническая позиция определяет высокую степень сейсмической активности региона.

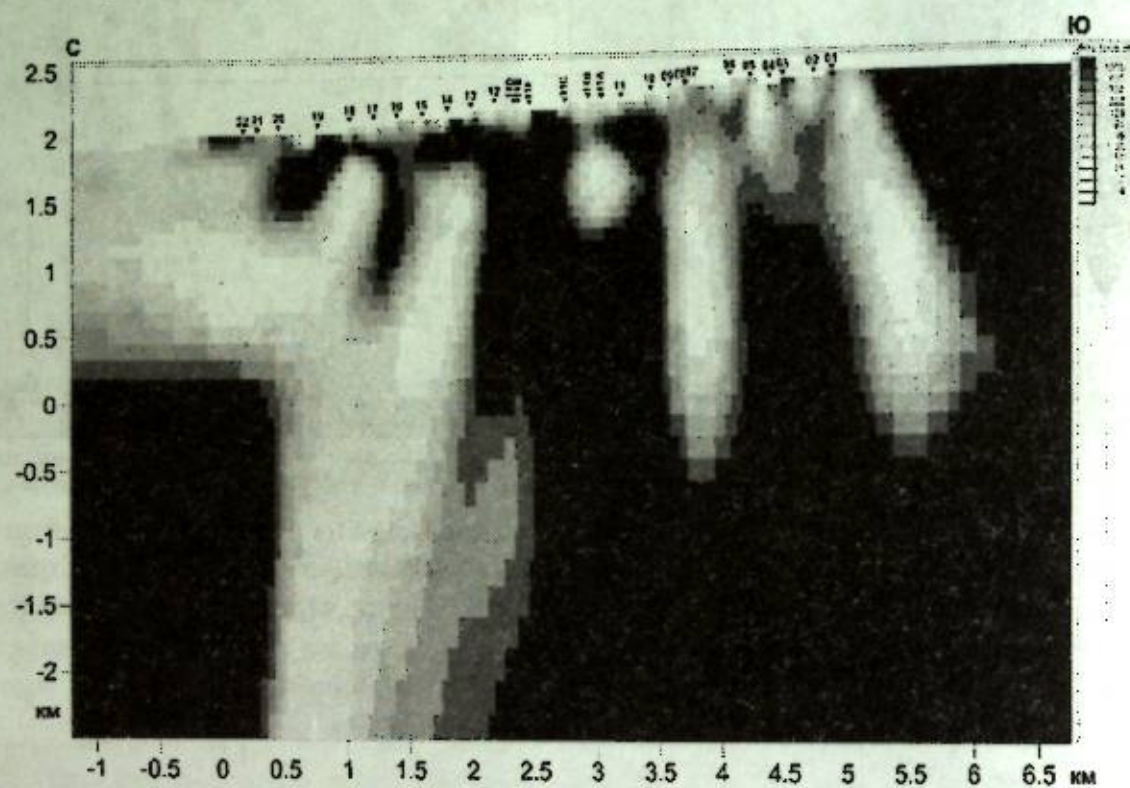


Рисунок 5 – Двумерная геоэлектрическая модель южного борта Кочкорской впадины по профилю Укок (В-Г, рис. 1). Здесь и далее тоновая градация от черного к белому соответствует понижению сопротивления пород (шкала удельных сопротивлений – справа)

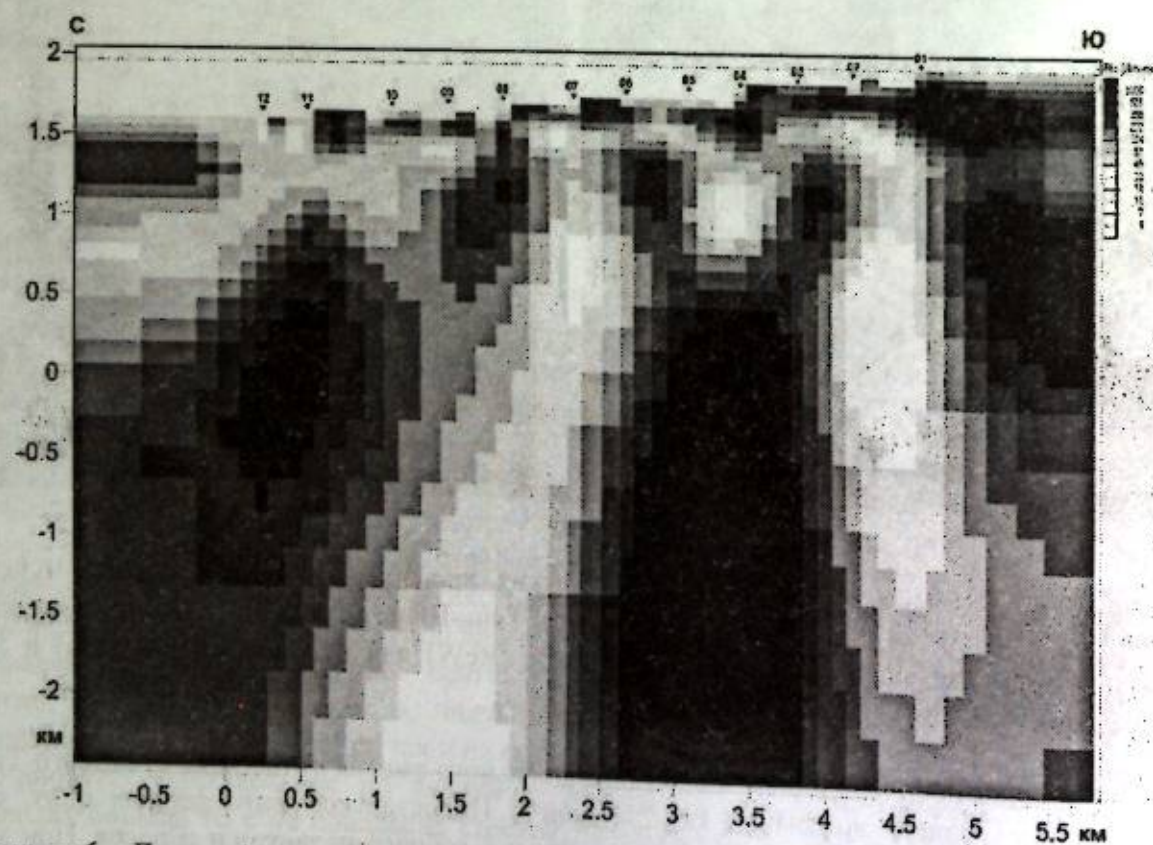


Рисунок 6 – Двумерная геоэлектрическая модель южного борта Иссык-Кульской впадины по профилю (А, рис. 2). Шкала удельных сопротивлений – справа

Вдоль зоны сочленения Терской системы поднятий с Кочкорской впадиной развит широтный Южно-Кочкорский краевой разлом со значительной амплитудой надвигания, которая по магнитотеллурическим данным составляет не более 400 м. Та часть аномалии, которая приурочена непосредственно к краевому разлому простирается на глубину более 5 км. Более мелкие аномальные тела, расположенные южнее (на хребте), могут быть связаны с катаклазом гранитов [14].

Аналогичная картина наблюдается при рассмотрении геоэлектрической модели, построенной для южного борта Иссык-Кульской впадины – ярко выражен краевой разлом, имеющий глубинное заложение и тела с аномальной проводимостью в верхней части разреза, расположенные в южной части модели, что соответствует предгорьям хребта Терской. Северная аномальная структура приурочена к Иссык-Кульской впадине и озеру Иссык-Куль. Минимальный уровень электросопротивления в моделях составляет 10 Ом·м.

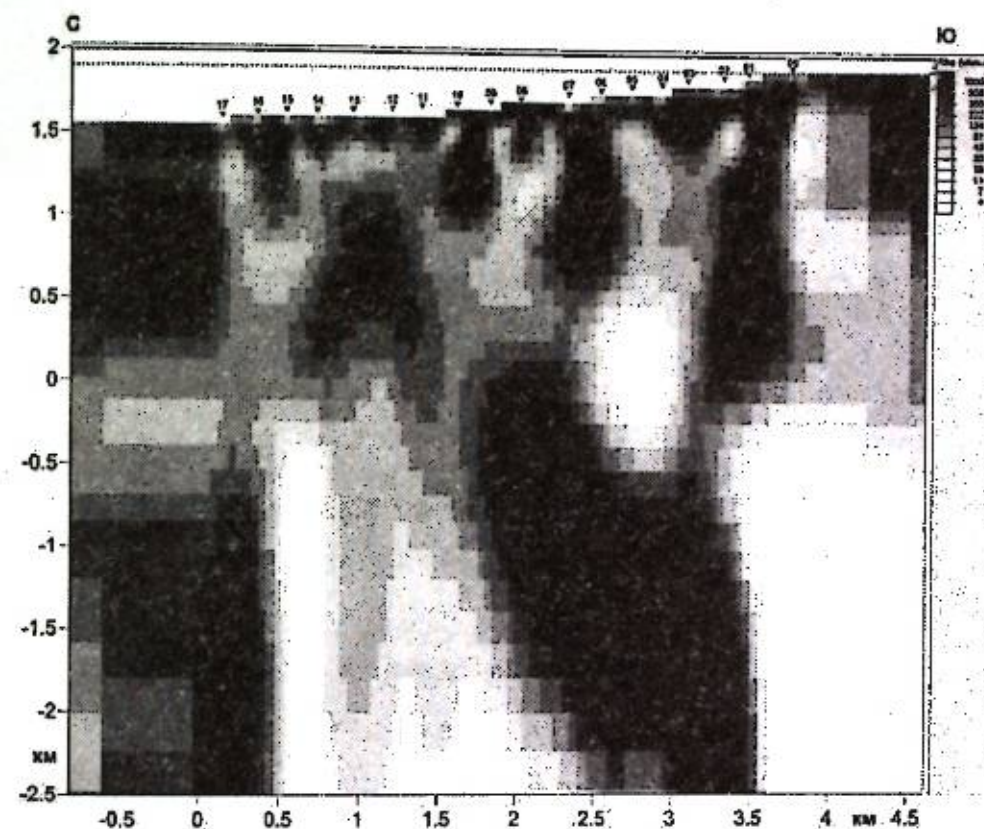


Рисунок 7 – Двумерная геоэлектрическая модель южного борта Байтикской впадины по профилю (А, рис. 3). Шкала удельных сопротивлений – справа

Байтикская впадина расположена в предгорьях Киргизского хребта, в непосредственной близости от Чуйской впадины. На территории этой впадины расположен миниполигон Кентор, где осуществляется комплексный геофизический мониторинг, в том числе и профильный магнитотеллурический. В геоэлектрической модели, представленной на рисунке 7, также присутствует проводящая структура, соответствующая краевому разлому и более мелкие аномальные тела в верхней части разреза, которые могут быть связаны с катаклазом гранитов [14]. В этом отношении показательны результаты совместных исследований сотрудников ГИН РАН [15,16].

На рисунке 8 показана геоэлектрическая модель вдоль профиля Ак-Суу. Выявленные в геоэлектрических моделях (рис.7, 8) проводящие зоны, пространственно приуроченные к выходу на поверхность Шамси-Тюндюкского разлома, по-видимому, представляют собой механически ослабленные области повышенной трещиноватости, заполненные флюидом. По этой причине различия в величинах и распределении сопротивлений этих проводящих зон в рассматриваемых разрезах могут отражать различный уровень концентрации флюида или разную степень связности порово-трещинного пространства.

Профиль 2 (Ак-Суу)

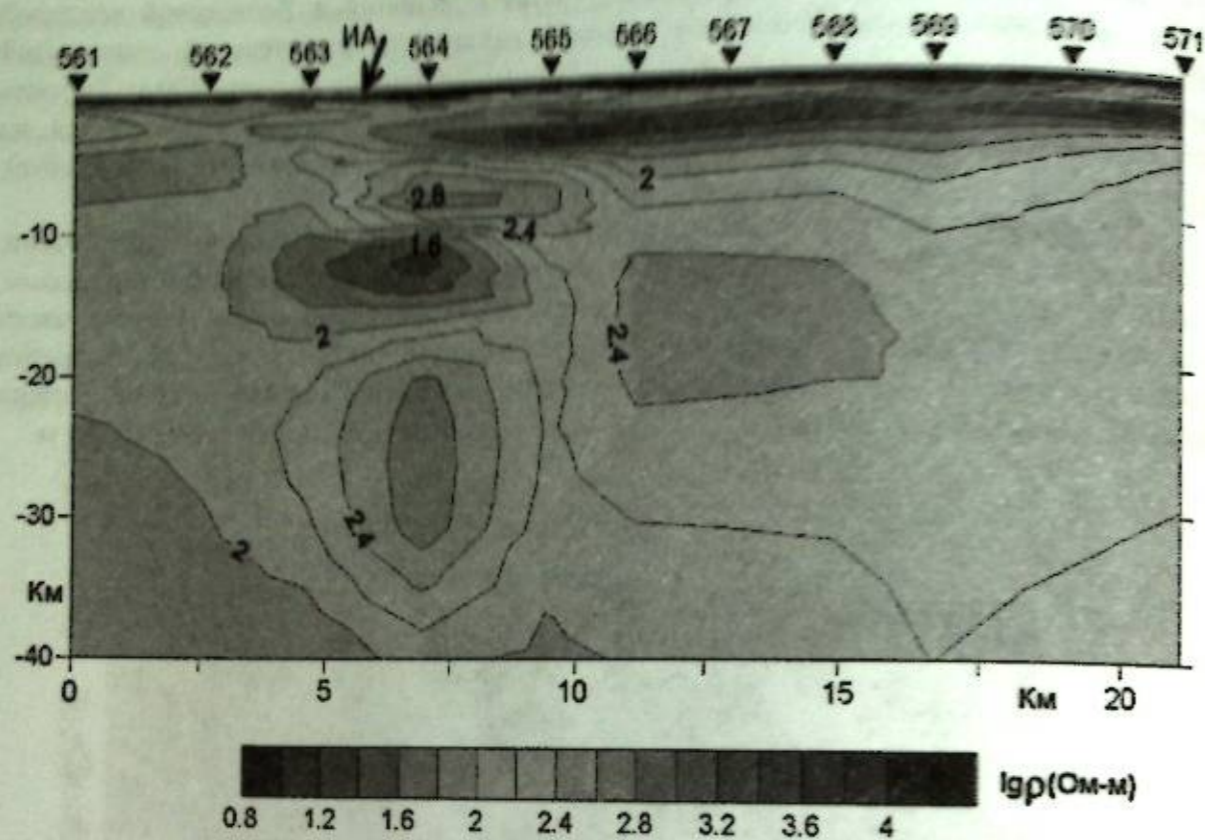


Рисунок 8 – Двумерная геоэлектрическая модель южного борта Чуйской впадины по профилю Ак-Суу (рис. 4). изолинии указывают десятичный логарифм удельного сопротивления в Ом·м. Треугольники – пункты зондирования, ИА – местоположение Иссык-Атинского разлома, ШТ – местоположение Шамси-Тундукского разлома. Шкала удельных сопротивлений – снизу

Таким образом, в глубинном строении южных бортов рассмотренных впадин можно отметить некоторые общие особенности, наблюдаемые в геоэлектрических моделях – краевой разлом и аномальные тела в верхней части разреза, которые могут быть обусловлены катаклазом гранитов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10059) в ФГБУН Научной станции РАН в г. Бишкеке.

Литература

1. Bielinski, Robert A., Park, Stephen K., Rybin, Anatoly, Batalev, Vlad, Jun, Shen, Sears, Clayton. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // *Geophys. Res. Lett.* Vol. 30. № 15. 180610.1029/2003 GL017455 08 August 2003.
2. Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Кларр J.H., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Roesker S.W., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Подвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар – Сонкель) // *Геотектоника.* 2010. № 2. С. 23-42.
3. Бердичевский М.Н., Соколова Е.Ю., Варенцов И.М., Рыбин А.К., Баглаенко Н.В., Баталев В.Ю., Голубцова Н.С., Матюков В.Е., Пушкарев П.Ю. Геоэлектрический разрез Центрального Тянь-Шаня: анализ магнитотеллурических и магнитовариационных откликов вдоль геотраверса Нарын // *Физика Земли.* 2010. № 8. С. 36-53.

4. Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов // *Геология и геофизика.* 2011. № 12. С. 2022-2031.
5. Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Состояние литосферы зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня по результатам петрологической интерпретации магнитотеллурических данных // *Физика Земли.* 2013. № 3. С. 87-94.
6. Рыбин А.К., Спичак В.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е. Площадные магнитотеллурические зондирования в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня // *Геология и геофизика.* 2008. № 5. С. 445-460.
7. Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Макаров В.И., Сафронов И.В. Структура земной коры по данным магнитотеллурических зондирований // *Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия).* М.: Научный мир. 2005. С. 79-96.
8. Park, Stephen K., Thompson, Stephen C., Rybin, Anatoly, Batalev, Vlad, Bielinski, Robert. Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic // *Tectonics.* 2003. V. 22. № 2. 10.1029/2001TC001318 15
9. Баталева Е.А., Забиякова О.Б., Баталев В.Ю. Разработка программного обеспечения для мониторинга электромагнитных параметров Бишкекского геодинамического прогностического полигона // *Вестник КРСУ.* 2017. Т. 17. № 8. С. 144-149.
10. Баталева Е.А., Забиякова О.Б., Баталев В.Ю. Разработка программного обеспечения для профильного магнитотеллурического мониторинга миниполигона Кентор // *Вестник КРСУ.* 2017. Т. 17. № 8. С. 150-153.
11. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. К вопросу о зонах динамического влияния разломных структур // *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы Четвертой тектонофизической конференции, г. Москва, 3-8 октября 2016 г. М.: ИФЗ РАН.* 2016. С. 350-354.
12. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Проявление разломных структур в электромагнитных параметрах (для территории Центрального Тянь-Шаня) // *Вестник КРСУ.* 2015. Т. 15. № 9. С. 160-164.
13. Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К., Матюков В.Е. Геодинамика и разломная тектоника Центрального Тянь-Шаня // *Разломобразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. Материалы Всероссийского совещания, 18-21 августа 2009 г. Иркутск.* 2009. С. 15-17.
14. Рыбин А.К., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Брагин В.Д., Морозов Ю.А., Щелочков Г.Г. Природа верхнекоровых электропроводящих горизонтов и инфраструктура гранитов Центрального Тянь-Шаня // *Докл. АН.* 2016. Т. 470. № 2. С. 215-218.
15. Баталева Е.А., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Новые данные о глубинном строении Южнокочкорской зоны концентрированной деформации // *Доклады Академии наук.* 2017. Т. 475. № 5. С. 571-575.
16. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Баталев В.Ю., Матюков В.Е., Забиякова О.Б., Нелин В.О. Особенности глубинного строения системы «Нарынская впадина – хребет Байбичетоо – Ат-Башинская впадина» по комплексу геолого-геофизических данных // *Доклады Академии наук.* 2018. Т. 479. № 5. С. 565-568.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ГЕЛИЯ $^3\text{He}/^4\text{He}$ В ГАЗЕ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А.
bataleva@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

В работе дана характеристика взаимодействия геодинамических процессов и мантийных флюидов. Рассмотрены результаты проб газо-водяной смеси из источника Достук. Полученный результат недостаточен для заключения о типичном изотопном составе гелия в подземных флюидах всего Тянь-Шаня, и необходимо продолжить такое опробование его минеральных источников с учетом более тщательного и представительного отбора проб для проведения разностороннего лабораторного исследования и объективной интерпретации результатов.

Ключевые слова: изотопы гелия, подземные флюиды, минеральные источники, тепловой поток, тектонические структуры, проницаемость коровых структур, геодинамическая активность.

Исследование изотопного состава гелия в газах термоминеральных источников Тянь-Шаня вызвано поставленной задачей возможного выявления в его геологической структуре трещиноватых проницаемых зон, служащих каналами для восходящей миграции глубинных флюидов и трассируемых выходами газов, содержащих мантийный гелий, обогащенный легким изотопом ^3He по сравнению с радиогенным, образующимся в породах и содержащимся в атмосфере.

Характер взаимодействия геодинамических процессов и мантийных флюидов является одной из важнейших фундаментальных проблем современной геодинамики Центрального Тянь-Шаня. Отражение глубинных процессов проявляется в геохимических особенностях флюидов минеральных источников, что позволяет оценить отношение изотопов гелия - легкого ^3He и тяжелого ^4He , легкий гелий поступает в земную кору только из мантии, которая при взаимодействии с литосферой Земли, обогащает ее мантийным гелием (Рис 1). Он смешивается с тяжелым гелием горных пород, их отношение называется изотопным отношением гелия - $^3\text{He}/^4\text{He} = R$ и эта величина является важной характеристикой проницаемости тектонических структур.

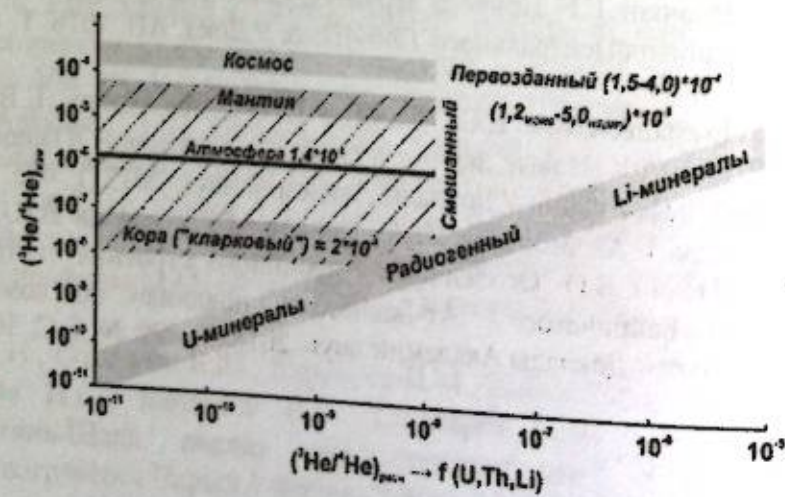


Рисунок 1 – Типы и резервуары гелия в природе (по [1] и др.)

Вариации параметра R в геологических объектах меняются в исключительно широком диапазоне (Рис. 1). Это связано с тем, что в гелий может быть, как радиогенным, т.е. образующимся в результате распада урана и тория, по содержанию которых можно вычислить равновесное им значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$. В том случае, если это значение полностью совпадает с измеренным, то в рассматриваемом объекте присутствует только радиогенный гелий [1-3]. Когда же измеренное в пробе соотношение R больше равновесного, это можно говорить о присутствии в нем не только радиогенного, но и гелия другого происхождения. Речь идет о так называемом первичном гелии ($R \sim 10^{-4}$), который образовался при возникновении Вселенной и присутствует в космическом веществе. В результате аккреции Земли он был захвачен ею, при этом соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ составляло порядка $1.5 \cdot 10^{-4}$. Первородный гелий до сих пор существует в виде мантийного гелия, в объектах, которые связаны с дегазацией и дифференциацией мантии (океанических базальтах, ультраосновных ксенолитах, флюидах). Таким образом, в литосферных флюидах существуют 3 генетические составляющие гелия — радиогенный, первозданный и атмосферный гелий, а пробы термоминеральных источников могут содержать гелий, включающий три компонента — коровую, мантийную и атмосферную, что делает их благоприятным объектом для региональных исследований.

Начало исследований геохимического состава минеральных источников и величины отношения изотопов гелия ($^3\text{He}/^4\text{He} = R$) в мантии Центрального Тянь-Шаня было положено группой ученых (Поляк Б.Г., Матыченков В.Е., Иманкулов Б.И., Каменский И.Л., Султанходжаев А.А. и др.) в 60 – 70 годах прошлого века. При общем количестве ранее изученных на территории Центрального Тянь-Шаня крупных минеральных и термальных источников более 110, проанализировано на изотопы гелия всего 33 пробы пластовых и термоминеральных вод по общепринятой методике [2-5]. На предгорьях и северных склонах Заилийского Алатау в газах подземных вод были зафиксированы значения R от 2 до $7 \cdot 10^{-7}$ [3], в других районах Северного Тянь-Шаня наблюдались значения R на порядок ниже. На восточном склоне Ферганского хребта и в южных предгорьях хр. Ат - Башки (Рис. 2) высокие значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в опробованных источниках указывают на значительную примесь мантийного гелия [3]. Причем высокие значения $R > (0.6-0.5) \cdot 10^{-5}$, определенные в источниках на восточном склоне Ферганского хребта, характерны для районов активного вулканизма и редко встречаются за их пределами [6]. Поэтому обнаружение таких высоких значений R в зоне сочленения Тарима и Тянь-Шаня с юга и сочленения Казахской плиты с Тянь-Шанем с севера имеет большое значение, дополняя наши представления о взаимодействии коры и мантии в рассматриваемых активных зонах.

Стоит также принимать во внимание, что проницаемость и трещиноватость горных пород выше и ниже поверхности МОХО резко отличаются. Это приводит к образованию зон пониженных скоростей и повышенной электропроводности (волноводы и коровые проводники) [7], а полная аннигиляция системы трещин ниже МОХО приводит к скачку значений сейсмических скоростей величиной около одного км/с [8]. При этом глубинные разломы и сутурные (шовные) зоны [9-13], секущие раздел МОХО остаются проницаемыми и обеспечивают перемещение мантийных флюидов из мантии в кору. Отношение содержания изотопов гелия R ($R = ^3\text{He}/^4\text{He}$) является самым чувствительным индикатором для выявления зон проникновения мантийных флюидов в верхнюю часть земной коры и в зависимости от различных факторов значения R для флюидов земной коры может меняться в очень широких пределах - от 10^{-8} до 10^{-5} . С целью выявления среди тектонических структур Центрального Тянь-Шаня глубинных проницаемых зон, служащих каналами для миграции мантийных флюидов и детектируемых по эманациям мантийного гелия, при выполнении настоящей работы производился отбор проб спонтанно выделяющегося газа для определения изотопного состава гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ [14].

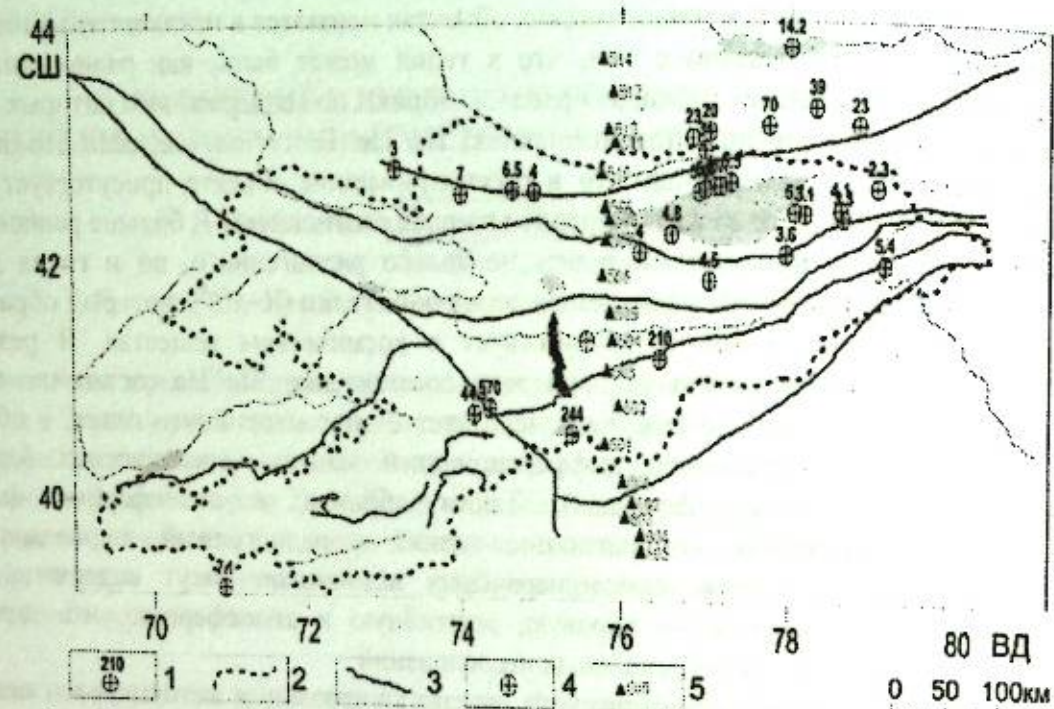


Рисунок 2 – Схема апробирования территории Тянь-Шаня по отношению изотопов гелия $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в подземных источниках (1); контуры государственной границы Киргизстана (2); региональные разломы (3); термоминеральный источник в котором взяты пробы газа по проекту РНФ (4)

В настоящей работе исследуется морфология тектонических нарушений и предполагается оценить глубину заложения разломных структур, ограничивающих хребты Байбиче-Тоо и Кара-Тоо (Рис. 3), разделяющих Нарынскую и Атбашинскую впадины используя комплекс методов, включающий магнитотеллурические зондирования (МТЗ) и исследование отношения $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в спонтанно выделяющемся газе минеральных и термальных источников. На сегодняшний день на территории Нарынской и Атбашинской впадины (пункты 503-505 Рис. 3) данные по изотопии гелия отсутствуют.

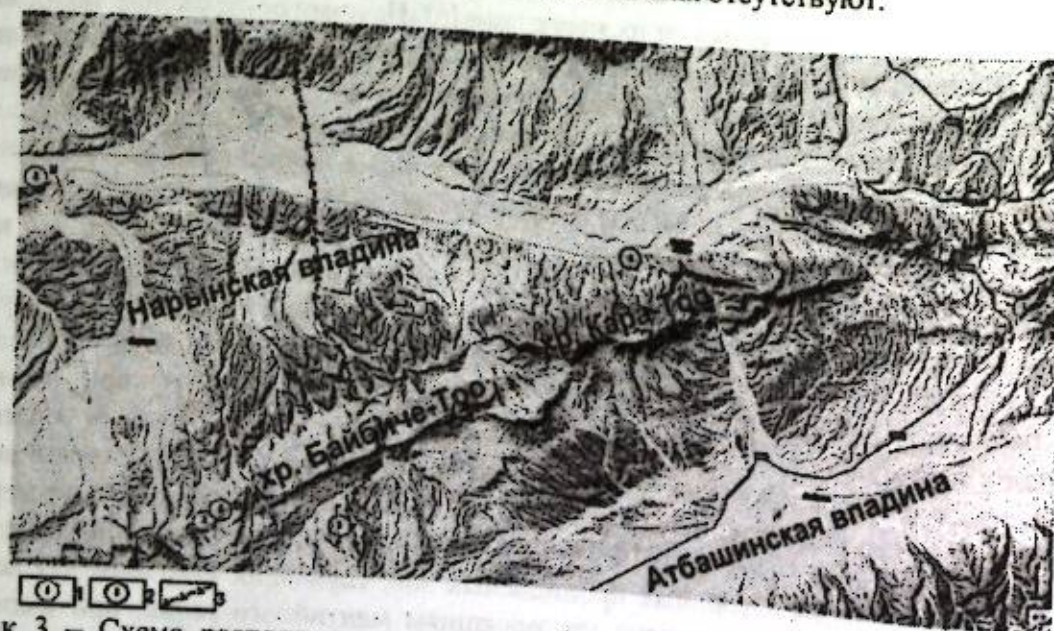


Рисунок 3 – Схема расположения минеральных источников Нарынской и Атбашинской впадин для опробования на изотопы гелия $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в подземных источниках (родниках: 1 – осмотренные источники: а) перспективные для отбора проб термальные воды Угут; б), в) и г) безнапорные нисходящие родники вблизи озера Торпо и урочища Минбулак; 2 – источник Достук, опробованный на изотопы гелия; 3 – линия профиля магнитотеллурических зондирований

При рассмотрении схематического распределения значений R в проекции на геоэлектрический разрез по профилю МТЗ 76° в.д., [11-14], отмечается, что для пунктов 505 - 509 профиля соответствующих границам Иссик-Кульского микроконтинента, значения R составляют первые единицы R (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cdot 10^{-8}$), а на хребтах Атбашинском и Заилийском десятки и сотни (Рис. 4).

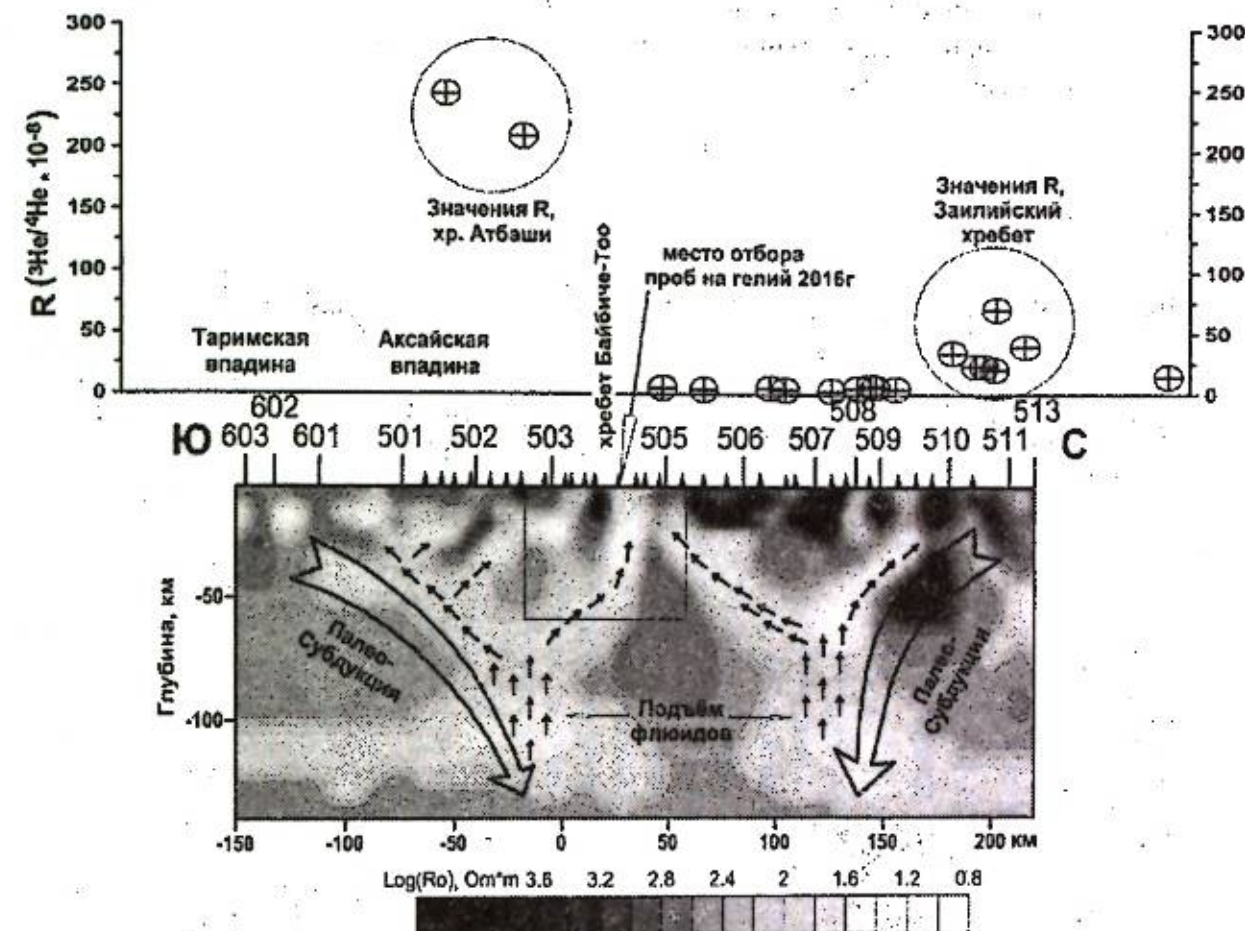


Рисунок 4 – Схематическое распределение значений R (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cdot 10^{-8}$) [3] в проекции на геоэлектрический разрез по профилю МТЗ 76° в.д. [11]. Стрелками показано предполагаемое опускание океанической коры палео-океанов в зонах субдукции и подъем глубинных флюидов по проницаемым зонам. Числами над моделью показаны номера пунктов ГМТЗ, прямоугольником показана область разреза, соответствующая разрезу по профилю МТЗ Карабук (Рис. 5)

Данные о пространственно-временных вариациях отношения содержания изотопов гелия (параметр $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$) в флюидах вблизи очаговых зон сильных землетрясений, а Ферганский, Атбаш-Иныльчекский и Памиро-Гималайского, можно найти в работах [2-4]. В них отмечено, что во многих случаях наблюдается закономерное уменьшение величины параметра R по мере удаления от зон крупных разломных структур. Выявленная закономерность хорошо согласуется с выводами о подъеме флюидов из верхней мантии в очаговую зону землетрясения, сделанными в работе [15] при исследовании землетрясения 1995 г. (Чили, $M=8.0$) на основании анализа вариаций скоростей P - и S - волн. Результаты исследования вариаций поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня, выполненные Ю.Ф. Колпичевым и И.Н. Соколовой [16,17], также свидетельствуют о подъеме мантийных флюидов в земную кору после сильных землетрясений, по разломным зонам, характеризующихся сверхвысокой проницаемостью, и дальнейшей контаминации их в горизонтальном направлении. Все это хорошо согласуется с электромагнитными данными (метод магнитотеллурического зондирования), согласно которым, в геоэлектрическом разрезе земной коры и верхней мантии Центрального Тянь-

Шаня проявляются зоны повышенной проводимости, проникающие до глубин порядка 100 км [10,11,18]. Дополнительное подтверждение наличия вертикальных и наклонных зон вещественной и структурной дифференциации было получено при проведении сейсмического профилирования по системе МОВ-ОГТ Центрального Тянь-Шаня [10]. В настоящем проекте, продолжающем исследования, проводится дополнительная проверка существования проницаемых зон путем анализа изотопного состава гелия в минеральных источниках Центрального Тянь-Шаня, в первую очередь, вблизи от крупных разломных зон и зон концентрированной деформации [19].

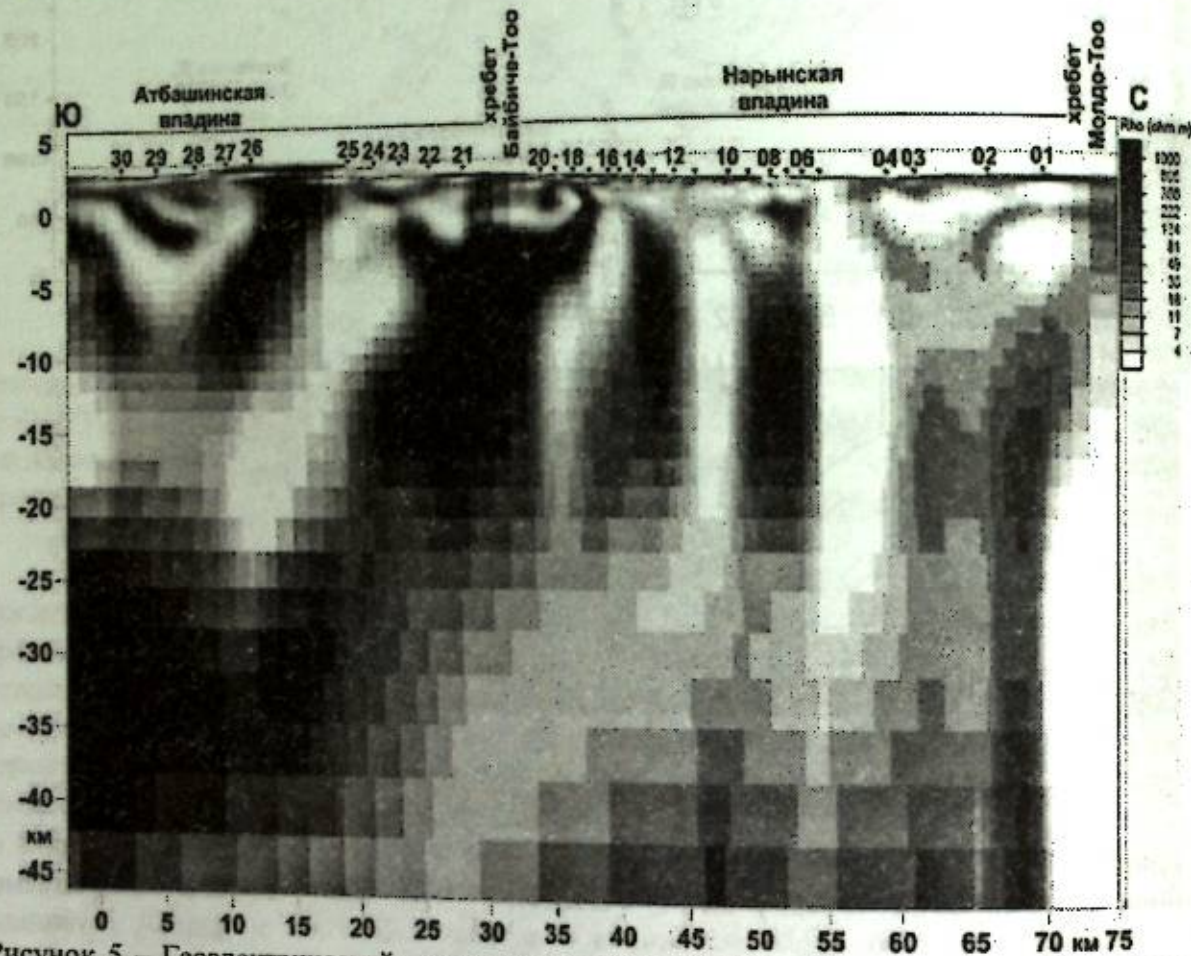


Рисунок 5 – Геоэлектрический разрез по профилю МТЗ Карабук, секущему Нарынскую и Атбашинскую впадины. Положение на карте см. рис. 2

В то же время конфигурация глубинных электропроводящих (проницаемых) структур в моделях на рисунках 3, 4 позволяют предположить высокий уровень R на северных склонах структуры Байбиче-Тоо. В полевой сезон 2016 г. в районе профиля МТЗ Карабук нами произведено обследование родников с большим дебетом и известных термоминеральных источников, с использованием стандартной методики отбора проб газа [5].

Пробы спонтанного газа из источника Достук, расположенного в 6 км западнее пос. Достук (рис. 2, 3), были отобраны 24 июня 2016 г. Координаты 41.36386667 с.ш., 75.57416667 в.д., температура воды в источнике 17.8°C. В зависимости от величины значения R, определенного в результате анализов, может быть установлена проницаемость электропроводящих тел в разрезе, глубинность коровых тектонических структур Байбиче-Тоо и их связь с мантийными. Эти пробы были направлены в лабораторию геохронологии и геохимии изотопов Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) для анализа изотопного состава гелия с использованием масс-спектрометра МИ 1201 № 22-78. В результате получены оценки отношения изотопов $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ около 70×10^{-8} , указывающие на присутствие в пробах атмосферного и образующегося в породах радиогенного гелия без

ощутимой примеси мантийного компонента. Низкие величины измеренных отношений ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ не позволили надежно оценить степень контаминации проб атмосферным воздухом.

Таблица 1. Результаты определения изотопного состава гелия ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в газе термоминерального источника Байбиче-Тоо Тянь-Шаня

Лабораторные дубли	содержание He+Ne, ppm	${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$	He, ppm	Ne, ppm	${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cdot 10^{-8}$
1-й	26	0.48	8.0	18.0	75 ± 7
2-й	26	0.50	8.1	17.9	73 ± 6

Полученный результат недостаточен для заключения о типичном изотопном составе гелия в подземных флюидах всего Тянь-Шаня, и необходимо продолжить такое опробование его минеральных источников с учетом более тщательного и представительного отбора проб для проведения разностороннего лабораторного исследования и объективной интерпретации результатов. При этом нужно провести анализ изотопного состава аргона. Избыток в отобранных пробах изотопа ${}^{40}\text{Ar}$ отмаркирует участки наиболее активного проявления геодинамических процессов (высокой сейсмической активности, развития надвиговых зон, повышенных скоростей вертикальных движений и т.п.). Эта же активность молодых складчатых областей приводит к вторжению в литосферу мантийных магматических очагов, что проявляется в повышении значений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в коровых флюидах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10059) в ФГБУН Научной станции РАН в г. Бишкеке.

Литература

1. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.
2. Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. и др. Изотопный состав гелия, неона и аргона в подземных флюидах Тянь-Шаня // Геохимия. 1989. № 1. С. 87-98.
3. Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Султанходжаев А.А. и др. Субмантийный гелий во флюидах юго-восточного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 3. С. 721-725.
4. Матыченков В.Е., Иманкулов Б.И. Минеральные воды Киргизии. Фрунзе: Илим, 1987. 251 с.
5. Методическое пособие по отбору и анализу проб природных газов / Под ред. З.Н. Несмеловой. Л.: Недра, 1969. 160 с.
6. Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К. Геотермальная характеристика разломной зоны Таласо-Ферганского разлома // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докл. Пятого междунар. симп., г. Бишкек, 19-24 июня 2011 г. Т. 2. Москва-Бишкек. 2012. С. 17-22.
7. Николаевский В.Н. Трещиноватость земной коры как ее генетический признак // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 646-656.
8. Гарагаш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е. Осадочные бассейны, связанные с трансформированной консолидированной корой: особенности современной структуры и механизм образования // Геотектоника. 2005. № 6. С. 32-41.
9. Bielinski R., Park S., Rybin A., Batalev V., Jun Sh., Sears C. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophys. Res. Lett. V. 30. No. 15. 180610.1029/2003 GL017455
10. Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Кпарр Ж.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Roescher S.W., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар – Сонкель) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23-42.

11. Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов // Геология и геофизика. 2011. № 12. С. 2022-2031.
12. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Проявление докембрийского Иссyk-Кульского микроконтинента в геофизических полях // Материалы XLIV Тектонического совещания «Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения». Т. 1. М.: ГЕОС. 2014. С. 9-13.
13. Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Проявление структуры древних микроконтинентов Тянь-Шаня в геофизических полях // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докл. Шестого междунар. симп., г. Бишкек, 23-29 июня 2014 г. Москва-Бишкек: ИС РАН. 2015. С. 132-138.
14. Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Мантийный гелий в минеральных источниках Центрального Тянь-Шаня // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. Седьмого междунар. симп. (19-24 июня 2017 г., г. Бишкек). Бишкек: ИС РАН. 2017. С. 134-137.
15. Husen S., Kissling E. Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile // Geology. 2001. V. 29. № 9. P. 847-850.
16. Копничев Ю. Ф., Соколова И.Ю. Подъем мантийных флюидов в районах очагов сильных землетрясений и крупных разломных зон: геохимические свидетельства // Вестник НЯЦ РК. 2005. № 2. С. 147-155.
17. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Ю. Пространственно-временные вариации макросейсмических эффектов сильных коровых землетрясений в районах Тянь-Шаня и Памира: свидетельства миграции ювенильных коровых флюидов // Вестник НЯЦ РК. 2006. № 4. С. 94-103.
18. Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е. Магнитотеллурические свидетельства глубинных геодинамических условий в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима // Записки Горного института. 2009. Т. 183. С. 272-276.
19. Баталева Е.А., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Новые данные о глубинном строении Южнокочкорской зоны концентрированной деформации // Доклады Академии наук. 2017. Т. 475. № 5. С. 571-575.

УДК 551.240+531.1

МЕТОДИКА ВЫЯВЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ ПО GPS НАБЛЮДЕНИЯМ НА ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ПЛОЩАДКЕ

Саламатина Ю.М., Кузиков С.И.

salam@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

Для анализа данных непрерывных GPS наблюдений на геодезической площадке применена методика, позволяющая исследовать вариации длин нескольких базовых линий. В основе данного подхода лежит параметр, учитывающий коэффициент корреляции и суммарную амплитуду модуля приращения длин 2-х базовых линий для скользящего временного интервала, что дает возможность статистически более обосновано выделять синхронные изотропные и анизотропные деформационные события, как для отдельных пар линий, так и для всей площадки выделить циклы деформационных событий.

Ключевые слова: GPS данные, базовые линии, приращение длин, временной интервал, корреляции, деформационное событие.

Данные исследования в пространственном плане сосредоточены на отдельной комплексной геодезической площадке ALMALLY, расположенной в пределах Бишкекского геодинамического полигона. Географически площадка расположена на Тянь-Шане, в предгорьях северного склона Киргизского хребта. Размерность площадки определяется 6-ю базовыми линиями длиной от 300 до 1400 м, расположенными между 4-мя фундаментальными геодезическими реперами, на которых проводились на постоянной основе круглосуточные GPS измерения за 2006-2014 гг. с редкими техническими перерывами. Также на площадке ALMALLY в обозначенный интервал времени проводились еженедельные линейно-угловые измерения с более сложной конфигурацией базовых линий (БЛ), но для целей этой работы такие данные привлекались опосредованно только для подтверждения деформационных событий.

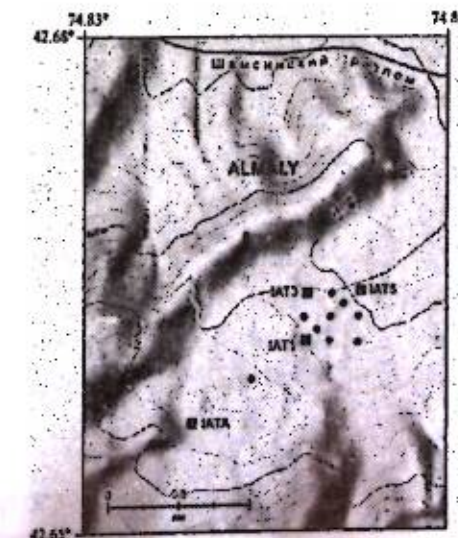


Рисунок 1 – Площадка ALMALLY с расположенными на ней многоцелевыми геодезическими реперами с фундаментальным основанием. Квадратные маркеры – пункты постоянных GPS наблюдений. Линия – положение активного Шамсинского разлома

Эта работа является одним из последовательных шагов, направленных на выявление закономерностей в проявлении деформаций на локальном участке земной коры для решения геодинамических вопросов более широкого круга. На предыдущих этапах по анализу

временных рядов GPS координат 3 геодезических реперов площадки ALMALY были исследованы длины 2-х БЛ, ориентированных в меридиональном и широтном направлениях. При этом было установлено наличие здесь 6-и значительных анизотропных относительно сторон света упругих деформаций (изменение длин до 22 мм) длительностью 4-5 месяцев и с периодичностью ~370 дней [1]. На следующем этапе нами были разработаны алгоритмы анализа, которые позволили, помимо описанных выше событий, выявить наличие здесь же изотропных упругих деформаций. При этом методе анализа в проявлении деформационных событий отсутствует очевидная закономерность в их повторении. Однако было установлено, что средние максимальные амплитуды изменения длин БЛ при изотропных деформационных событиях в ~1.5 раза меньше чем при анизотропных деформациях [2]. Данная работа является логическим продолжением вышеописанных этапов и заключается в парном сопоставлении всех БЛ между перманентными GPS реперами площадки ALMALY.

В качестве исходных данных послужили временные ряды центрированных длин 6 БЛ, рассчитанных из геоцентрических картезианских координат XYZ для 4 геодезических реперов IAT1, IAT3, IAT5, IATA. Координаты получены в результате работы программы GAMIT/GLOBK за интервал наблюдений 2006-2014 гг. в системе отсчета EURA-2008. Как и на предыдущих этапах анализа в качестве основного инструмента нами был использован мультипликативный параметр (MP), учитывающий влияние коэффициента корреляции (KK), и амплитуды изменения длин 2-х базовых БЛ на заданных временных интервалах TIK и с заданным шагом смещения этого интервала STIK [2]. При этом мультипликативный параметр будет иметь интересующие нас экстремальные значения, если суммарные амплитуды и модуль коэффициента корреляции для временного интервала TIK имеют сравнительно высокие значения.

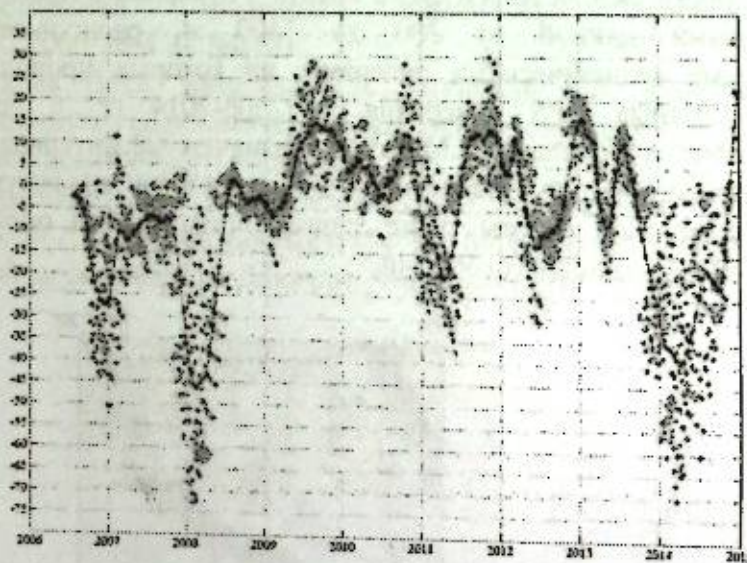


Рисунок 2 – Значения мультипликативного параметра (MP, мм) для пары БЛ (серые крестики), учитывающего (TIK=30,60,90,120,150,180 дней). Среднее параметра MP на интервале в 30 дней и с шагом сдвига по временной шкале STIK=15 дней показано черным цветом [2]

На данном рисунке можно отчетливо выделить изотропные и анизотропные в плане деформационные события. Также можно составить набор количественных характеристик для этих событий, а именно время начала и окончания деформационного события, максимальное значение мультипликативного параметра, характеризующее данное событие. В результате чего по характеру распределения облака точек были выделены временные интервалы синхронных деформационных событий (в фазе и противофазе) для каждой из 15-и сравниваемых пар БЛ.

Далее временные интервалы всех выделенных деформационных событий (анизотропных и изотропных по 15 парам БЛ) были нанесены на график с учетом знака

коэффициента корреляции (KK) и максимального размаха суммарного изменения длин 2 БЛ (рис. 3).

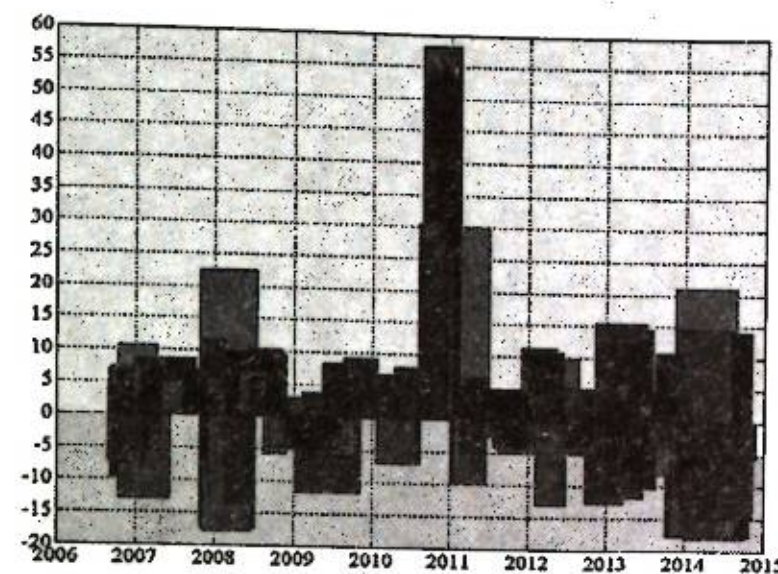


Рисунок 3 – Соотношение деформационных событий для всех пар БЛ. Выше нуля – изотропные события (KK > 0), ниже нуля – анизотропные события (KK < 0)

При построении графика тех же временных интервалов выделенных деформационных событий без учета знака коэффициента корреляции статистически можно выделить 3 экстремальных цикла с упругим изменением длин БЛ (рис. 4).

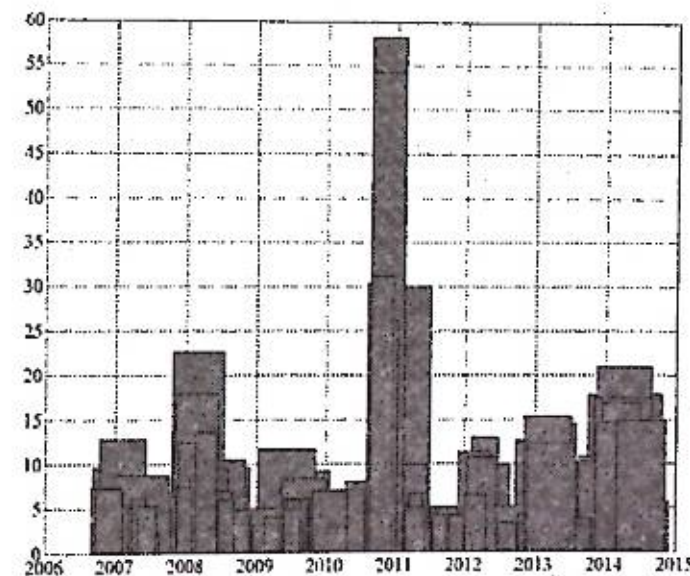


Рисунок 4 – Соотношение деформационных событий для всех пар БЛ без учета знака коэффициента корреляции

Продолжительность мегациклов составляет 1,3–2,8 года. При этом наибольшие деформации приходятся на временной интервал с середины 2010 по середину 2011 годов, при этом отмечаются упругое удлинение почти всех БЛ до 45-55 мм. Не меньший исследовательский интерес представляют 2 других деформационных цикла, максимумы которых приходятся на начала 2008 и 2014 годов. Таким образом, и при обобщенных статистических данных выделяется такой же 6-летний период повторения, как и при анализе отдельных разноориентированных БЛ [1]. Здесь же фиксируются как анизотропные, так и изотропные деформации по отношению к сторонам света при изменении длин БЛ от -18 до +22 мм за цикл.

Рассчитав линейную деформацию и построив ее распределение, на рис. 5 можно выделить 7 менее продолжительных циклов длительностью ~345 дней, входящих в 3 выделенные ранее мегацикла (рис. 5).

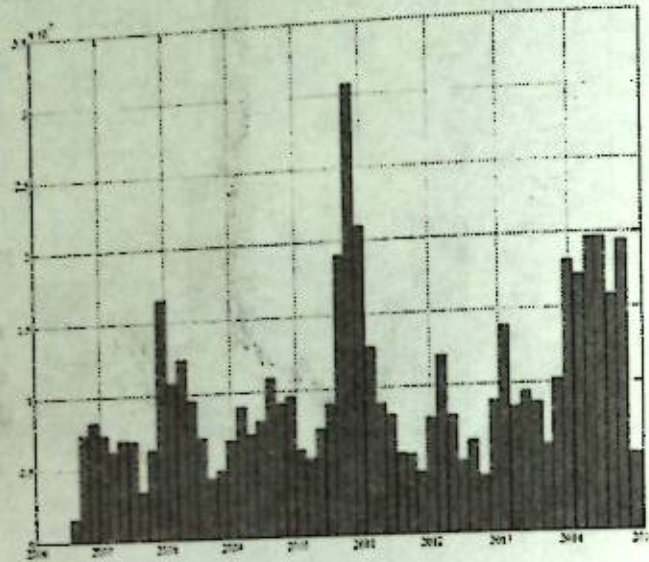


Рисунок 5 – Гистограмма распределения линейной деформации с заданным шагом осреднения в 55 дней

Таблица 1 – Количественные характеристики для 7 деформационных циклов

№	Начало		Максимум		Окончание	
	Дата	$\epsilon_a, 10^{-5}$	Дата	$\epsilon_a, 10^{-5}$	Дата	$\epsilon_a, 10^{-5}$
1	02.09.06	9,36	19.12.06	11,75	14.07.07	8,53
2	05.10.07	11,91	21.10.07	25,57	06.09.08	9,24
3	30.12.08	9,32	16.09.09	18,96	20.01.10	8,83
4	14.04.10	12,4	12.01.11	37,08	06.08.11	10,5
5	27.11.11	9,17	30.12.11	14,86	24.06.12	9,01
6	06.11.12	11,01	27.02.13	16,25	03.08.13	12,6
7	02.10.13	14,8	20.01.14	24,68	11.11.14	14,7

Значения линейной деформации, приходящиеся на окончания циклов (за исключением 6-го), в среднем на 1,025 меньше, чем значения, приходящиеся на начала циклов. Периодичность выделенных циклов в среднем составила 435 дней, а максимальный уровень деформации достигает $n \cdot 10^{-4}$. Максимальная интенсивность линейной деформации наблюдается в осенне-зимний период.

Литература

1. Саламатина Ю.М., Кузиков С.И. Особенности проявления деформационных процессов на площадке Almaу по данным GPS наблюдений // Современные техника и технологии в научных исследованиях. Материалы докл. VIII Междунар. конф. молодых ученых и студентов, г. Бишкек, 24-25 марта 2016 г. Бишкек: ИС РАН, 2016. С. 222-227.
2. Саламатина Ю.М., Кузиков С.И. Разработка методов исследования локальных деформационных процессов земной коры по GPS данным // Современные техника и технологии в научных исследованиях. Сб. материалов. IX Междунар. конф. молодых ученых и студентов, г. Бишкек, 27-28 марта 2017 г. Бишкек: ИС РАН, 2017. С. 153-160.

УДК 551.24(235.216)

ПОЛОЖЕНИЕ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Скрипник Л.И.

lisgeo@inbox.ru

Институт геологических наук, г. Алматы, Казахстан

Северный Тянь-Шань расположен между Джалаир-Найманской и Терской палеоокеаническими сутурами, завершившими развитие в раннем-среднем ордовике. В кембрийский период этот район развивался по типу пассивной континентальной окраины, прилегающей к задуговому бассейну. В ордовике шло его заполнение все более мелководными осадками и в небольшом объеме островодужными вулканитами. В силуре произошла консолидация его структур с джунгарскими и дальнейшее развитие как жесткой Илийской плиты с окраинно-континентальным магматизмом с девона до раннего триаса. Последующие тангенциальные дислокации привели к формированию складок, надвигов, зон выжимания, задавливания и пакетов тектонических пластин. В настоящее время это часть Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Ключевые слова: сутуры, палеоокеаны, пассивная и активная окраины, магматизм, надвиги, тектонические пакеты, гранитоиды.

Северный Тянь-Шань представляет структуру каледонской консолидации, фрагмент докембрийского Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента, переработанный тектоно-магматическими процессами и ограниченными деструктивными структурами с базальтовой корой: с севера Палеоазиатского (Джалаир-Найманской и Илийской сутурами), с юга – Терской палеоокеанического бассейна [1, 2]. Он включает хр. Кендыктас, южную половину Илийской впадины и все хребты Северного Тянь-Шаня: Заилийский, Кунгей, Терской, Кетмень, Копыл.

Наиболее древние в районе отложения представлены кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами и мраморами. В кембрии и раннем ордовике на юге Северного Тянь-Шаня сформировалась вулканическая дуга энсиматического типа, вдоль северной границы располагалась океаническая Джалаир-Найманская спрединговая зона с выступами мантии и офиолитовым магматизмом [3,4].

Территорию Северного Тянь-Шаня характеризуют ранне-среднекембрийские карбонатные и терригенные литофации пассивной континентальной окраины. Сутура Терской палеоокеана включает зоны офиолитового меланжа, фрагменты океанических разрезов, пакеты тектонических пластин с участием базальтов и эклогитов [2, 4]. После закрытия океанического бассейна в тремадоке, дальнейшее развитие района привело к формированию описанного В.Е. Буртманом Иссык-кульского террейна, каждый из склонов которого (Терской и Илийской) развивался автономно, отвечая по составу отложений режиму мелеющего морского бассейна [1, 4]. На уровне лландейло и лланвирна среди морских отложений в Заилийском Алатау и хр. Кунгей появляются косослоистые и красноцветные песчаники, следы усыхания [1, 3]. Завершился каледонский этап становлением крупных гранитоидных плутонов дифференцированной серии с субдукционными I-гранитами ранних фаз и коллизионными S-типа гранитами более поздних. Возраст их по циркону 465-435 млн. лет [1]. Гранитоиды I-типа образуют два субширотных пояса: Заилийский, параллельный одноименному хребту и вероятному продолжению Джалаир-Найманской зоны, и Терской, параллельный сутуре Терской палеоокеана В.С. Буртман связывает северный пояс с субдукцией со стороны Илийского (Джунгаро-Балхашского) палеоокеана, а формирование южного – с влиянием Терской океанического бассейна. Возраст гранитов S-типа 433-437 млн лет [1, 5].

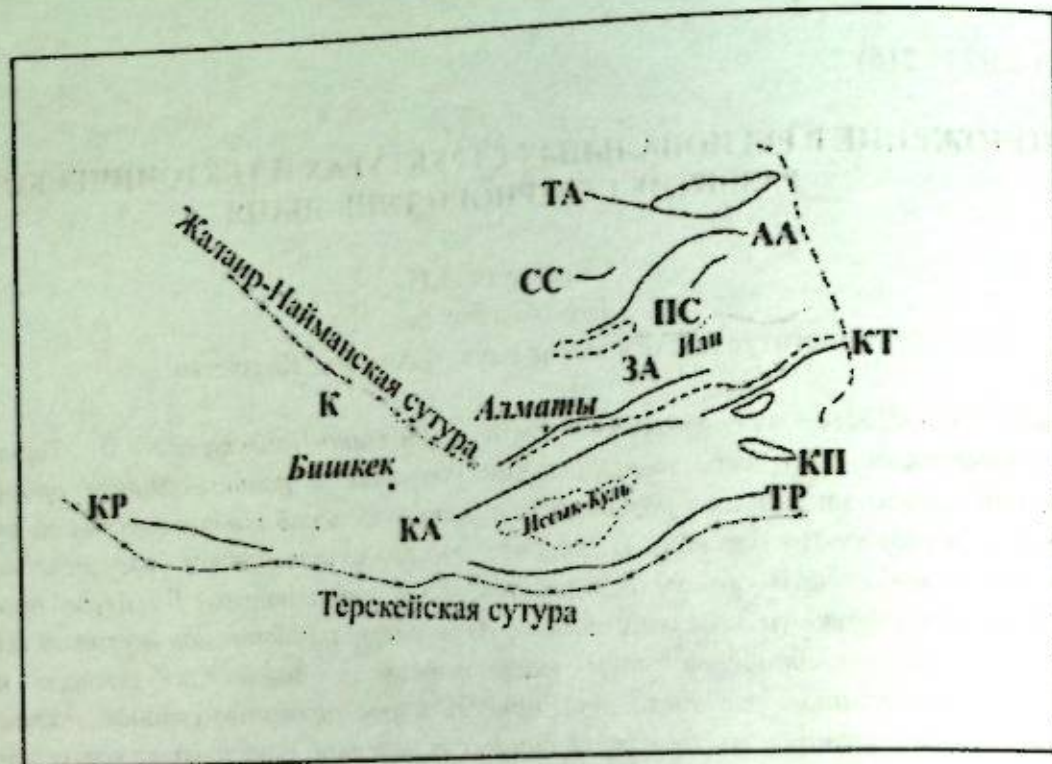


Рисунок 1 — Схема расположения основных структур Северного Тянь-Шаня. Антиклинории: ТА-Текелийский, АА-Алтынэмельский, ЗА-Зайлийский, КТ-Кетменский, К-Кендыктасский, КА-Кунгейский, КР-Киргизский, ТР-Терсейский. Синклинории: СС-Сарыозекский, ПС-Панфиловский, КП-Копыльский. Контуры с усиками — аллохтоны, пунктиром показана предполагаемая под чехлом верхнего палеозоя Илийская сutura.

Силурийские образования Юго-Восточного Казахстана характеризуют его как активную окраину Джунгаро-Балхашского бассейна с островной дугой, протягивающейся из Северо-Западного Прибалхашья в Южно-Кетменский район (джамбасская свита). Для тяньшанской части вулканической дуги характерна дифференцированная вулканическая серия с преобладанием андезитов и андезибазальтов, в Сарышаганском районе это — контрастная, вероятно, тыловодужная риолит-базальтовая ассоциация [4]. Во второй половине силура вулканическая деятельность прекратилась, расширился ареал развития пестроцветных накоплений. В хр. Кетмень — буроцветная флишонидная чушанайская свита, в южной части Джунгарского Алатау — пестроцветная аркалыкская свита. Интрузивный чушанайский комплекс Кетменского хребта представлен диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами, галька которых встречается в вышележащих конгломератах токрауского горизонта.

В Северо-Западном Прибалхашье и в хр. Кетмень преимущественное распространение приобрели рифовые известняки (акканская свита, сумбинская толща). В конце силура произошел мощный подъем, размыв и накопление конгломератов. Коллизионные процессы соединили Северный Тянь-Шань и южную половину Джунгарского Алатау в единую Илийскую плиту, активную окраину Джунгаро-Балхашского бассейна.

Начало девонского этапа осадконакопления связано с локально развитой красноцветной терригенной седиментацией лохковского века, которая сменилась накоплением мощных кремнекислых и базальтовых толщ, продолжавшимся с перерывами до конца пермского периода [6-9]. Широкое развитие приобрел чередующийся с вулканизмом гранитоидный магматизм [5,10]. На Северном Тянь-Шане известны три девонских гранитовых комплекса: жельтауский, богутинский и талгарский. Первый широко распространен севернее, в Чу-Илийском районе, за Жалаир-Найманской зоной и только один массив известен в хр. Кендыктас. Второй, богутинский комплекс образует линейные массивы в Зайлийском и Терсейском Алатау, а субщелочные граниты и кварцевые сиениты талгарского комплекса слагают крупные пояса как на Северном Тянь-Шане, так и в хр.

Южный Джунгарский, где они с размывом и конгломератами перекрываются нижнекарбонными отложениями [10].

В Живетском веке наблюдается проявление деструктивных процессов, сопровождавшихся рифтообразованием. В тыловой части девонского вулканического пояса в живете сформировались цепи параллельных ему грабенов с оливин-базальтовым вулканизмом (сугандинская свита в хребтах Кендыктас и Кастекском, кургакшолокская свита в Чу-Илийском районе). Формирование рифтовых впадин сопровождалось накоплением грубообломочных терригенных отложений. Вдоль южной границы Илийского террейна на раннепалеозойские структуры Северного Тянь-Шаня в живете произошла трансгрессия Туркестанского палеоокеана. Следы ее начального этапа явилось накопление терригенной толькубашской свиты. С фаменского века территория, включающая хр. Каратау и хр. Терсей превратилась в бассейн карбонатакопления.

В карбоне вулканизм возобновился. Широкое развитие получили андезиты и дациты. На завершающем этапе эволюции, в перми, вновь появились контрастные, но уже более щелочные вулканы, характерные преимущественно для Северного Тянь-Шаня: кулуктауская, кыртасская, бозмойнакская, есекартканская свиты [4].

В дальнейшем район вовлекался в мощные складчатые и блоковые деформации, при этом преобладающими были альпийские тангенциальные напряжения, сформировавшие главные пликативные структуры: антиклинории и синклинории.

Северная часть описываемого района является южным крылом Илийского мегасинклинория — крупной унаследованной конседиментационной структуры с размахом крыльев около 100 км, охватывающей южную часть Джунгарского Алатау и северные отроги Тянь-Шаня [11]. Он имеет протяженность более 400 км. На востоке продолжается на территорию Синьцзяна, на западе плавно воздымается, сменяясь более пологими структурами Чу-Илийского района. Его наиболее погруженная часть совпадает с осевой зоной Илийской кайнозойской впадины, и возможно, с Илийской сутурой. Параллельный план и профиль деформаций верхнепалеозойских и кайнозойских образований с крутым (порой опрокинутым) залеганием у бортов и пологими брахиформными структурами в осевой части свидетельствует о преимущественно кайнозойском возрасте деформационных процессов.

Илийский мегасинклинорий состоит из Сарыозекского и Панфиловского брахисинклинориев, разделенных Алтынэмельским антиклинорием [11]. В осевой части последнего выходят силурийские и девонские отложения, на значительном протяжении перекрытые наносами Конуроленской впадины. Крылья Алтынэмельского антиклинория сложены вулканогенными толщами каменноугольного возраста, смятыми в серию субширотных и северо-восточных линейных складок с размахом крыльев от 200 м. Антиклинорий наискось пересечен Конуроленским сдвигом с мощной зоной расланцевания. Протяженность Алтынэмельского антиклинория около 270 км, максимальная ширина 20 км.

В отличие от него Сарыозекский брахисинклинорий представляет субширотную овальную структуру, внутренние части которой сложены пермо-триасовыми вулканическими накоплениями, а крылья — образованиями среднего и верхнего карбона [10]. Многочисленные вулканические постройки и мелкие интрузивы характеризуют район как вулканическое нагорье позднего палеозоя. Брахиморфные и мягкие линейные складки обычны для его внутренних частей, крылья имеют среднюю крутизну до 40-50°. Надвижки единичны и малоамплитудны.

Панфиловский синклинорий в большей степени перекрыт наносами в осевой части, на его крыльях, в горах Катутау, Калканы, Бола-Богуты, вдоль северного подножья хр. Кетмень выходят карбонные и пермские вулканы, образующие изометричные вулканоструктуры и моноклинали [11].

Геомассы расположенного южнее Зайлийского антиклинория дислоцированы намного интенсивнее. Его осевая часть, сложенная останцами нижнепалеозойских островодужных и преддуговых накоплений, прорвана плутонами гранитов (от абиссальных рифейских до

приповерхностных позднепермских). Крылья Заилийского антиклинория образуют преимущественно вулканические накопления девонского и каменноугольного возраста. Наиболее крупными позднепалеозойскими вулканогенными структурами Заилийского антиклинория являются, Майтобинская, Тургенская, Сюгатинская Восточно-Торайгырская брахисинклинали. Их протяженность до 60 км, ширина 20–40 км, наклон крыльев обычно 20–40°, увеличивающийся вблизи разломов. Все перечисленные структуры приурочены к крыльям и погружению Заилийского антиклинория.

Структурный рисунок внутренней части антиклинория образован линейными поясами гранитных массивов и секущей их системой северо-восточных и широтных сдвигов и надвигов. Цепочка мелких тел гипербазитов пересекает антиклинорий вдоль осевой линии, трассируя разорванный на фрагменты тектонический шов Илийской сутуры. Выходы офиолитовых базальтов и гипербазитов образуют ее фрагменты как в Заилийском Алатау, так и в хр. Кетмень.

Кетменский антиклинорий объединяет серию крупных полого лежащих тектонических пластин, сложенных преимущественно нижнекаменноугольными отложениями различных фациальных зон. Верхние пластины образованы известняками Южно-Тяньшанского бассейна, перемещенными на 20–40 км к северу, средние – прибрежно-морскими вулканогенно-осадочными образованиями тылового Северо-Тяньшанского бассейна, нижние – ордовикскими и силурийскими отложениями, также в аллохтонном залегании. Преобладает северная вергентность перемещения пластин. В подошве аллохтона залегают габбро и гипербазиты, образующие вместе с блоками кембрийских базальтов мегамеланж, доступный наблюдению по р. Темирлик, и представляющие фрагмент Илийской сутуры (вероятно, смещенного продолжения Джалаир-Найманской зоны). Весь тектонический пакет Кетменского аллохтона смят в субширотные складки с размахом крыльев до 0,5 км. В складчатости участвуют не только нижнепалеозойские, но и пермские, триасовые и даже неогеновые отложения. Вдоль широтных разломов нередки структуры выжимания с трансформацией по вертикали антиклинальных складок в синклинали. Примером такой структуры выжимания является, в частности, линейный выход ордовикских отложений в осевой части хребта Кетмень, где они местами тектонически залегают на карбоновых и пермских отложениях.

В.Г. Севастьяновым в западной части хр. Кетмень был выделен ранне-карбонный рифт. Имеющиеся геологические данные подтверждают правомерность выделения палеорифтовой структуры: смена наземных накоплений второй половины визейского яруса (алтынэмельской серии) морскими отложениями (кулуктауской и кыртасской свит) вдоль разлома, обилие базальтов в краевых зонах морского вулканизма, с одной стороны, и конгломератов утесной фации – с другой, сгущение субпараллельных разломов и поясов даек, являющихся признаками прибортовых зон палеорифта, который реконструируется в виде субширотной линии вдоль южного подножья хр. Торайгыр, южный его борт пересекает в субширотном направлении реки Улькен-Кокпак и Туяк-Кокпак. Ширина его более 10 км. К осевой части Кетменского палеорифта приурочены Коктас-Карасайская, Туякская и Комирчинская рудные зоны, перспективы которых требуют оценки [12].

Кунгейский синклиний расположен к юго-западу от Кетменского антиклинория. Его протяженность 420 км, ширина 18 км, ось на востоке частично совпадает с современной Шалкудусуйской впадиной, в средней части по надвигу северной вергентности гранитоиды позднего ордовика перекрывают морские отложения нижнего карбона. Вместе с соседними с юга хребтами Копыл и части Терской Алатау хр. Кунгей образует крупный аллохтон мощностью 0,5 до 1,5 км. Нижние пластины сложены терригенными и вулканическими породами каменноугольного возраста, верхние – ордовикскими интрузивными образованиями. Поверхности надвигов, разделяющих пластины, наклонены к югу под углом 10–40°. Минимальная замеренная амплитуда шарьирования более 10 км. Структура аллохтона нарушена сдвигами северо-западной ориентировки.

Расположенная юго-восточнее Копыльская синклираль образована каменноугольными морскими терригенными и карбонатными отложениями тылового бассейна. Размах ее крыльев около 10 км, простирается субширотное. В ее ядре залегают соле- и гипсоносные сероцветы башкирского яруса и нерасчлененные средне-верхнекарбонные красноцветные отложения текесской свиты. С северо-востока к ней прилегает Баянкольская антиклиналь, ядро которой сложено раннепалеозойскими и девонскими образованиями. Обе структуры нарушены правосторонними сдвигами и надвигами северной вергентности. С юга по линии Николаева с ними контактирует Восточно-Терская зона смятия.

Приведенная характеристика основных структур показывает широкое участие складчатых деформаций и надвигов в создании современного облика Северного Тянь-Шаня и характеризуют его как часть мощного Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Работа выполнена при поддержке комитета науки МОН РК за счет средств договора № 189 от 15.03.2018 г. «Научное обеспечение выполнения и расширения минерально-сырьевых ресурсов РК».

Литература

1. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. (Труды Геологического ин-та. Вып. 570). М.: ГЕОС. 2006. 214 с.
2. Буртман В.С. Тектоника и геодинамика Тянь-Шаня в среднем и позднем палеозое // Геотектоника. 2015. № 4. С. 67-85
3. Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Никитина О.И. Офиолиты, островодужные и внутриконтинентальные рифтогенные комплексы в системе тектонических покровов Чу-Илийского района Казахстана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. Вып. 4. В 2-х т. Т. 2. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН. 2006. С. 104-108.
4. Скринник Л.И. К палеогеодинамике Юго-Восточного Казахстана // Известия НАН РК. Сер. геологии и технических наук. 2016. № 5. С. 50-61.
5. Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Известия Национальной академии наук Кыргызской Республики. 1999. С. 33-42.
6. Alexeiev D.V., Cook H.E., Djenchuraeva A.V., Mikolaichuk A.V. The stratigraphic, sedimentological and structural evolution of the southern margin of the Kazakhstan continent in the Tien Shan Range during the Devonian to Permian // Gondwana Research. journal home page by guest on July 16, 2015.
7. Скринник Л.И., Сенкевич М.А. Формации и зональность девонского вулканического пояса Казахстана // Геология Казахстана. 1996. № 4. С. 23-43.
8. Скринник Л.И., Гришина Т.С., Радченко М.И. Стратиграфия и палеогеография карбона Юго-Восточного Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1998. № 4. С. 9-16.
9. Скринник Л.И., Гришина Т.С. К стратиграфии пермских отложений Илийского мегасинклиория // Геология и разведка недр Казахстана. 1997. № 5-6, № 3. С. 8-12.
10. Скринник Л.И., Гадеев Р.Р., Умарбекова З.Т., Перевозов С.В. Вопросы расчленения интрузивных образований Северного Тянь-Шаня // Известия НАН РК. Сер. Геологии и технических наук. 2015. № 1. С. 29-41.
11. Афоничев Н.А., Байкенов Ш.А., Казанин Ю.А. и др. Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука КазССР. 1966. 271 с.
12. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука. 2000. 260 с.

**КОМПЛЕКСНЫЙ МОНИТОРИНГ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ
ВОПРОСЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЕОСФЕР, ВКЛЮЧАЯ ВЛИЯНИЕ
ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ**

ПРОЯВЛЕНИЯ ВАРИАЦИЙ ПАРАМЕТРА рН НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД В РАЙОНЕ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Каримов Ф.Х.^{1,2}, Саломов Н.Г.¹, Ниязов Дж.Б.^{2,3}, Усупов Ш.Н.¹, Худжаев Х.Ш.¹
seismtadj@rambler.ru

¹Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Республики Таджикистан, г. Душанбе, Таджикистан

²Геологический факультет Таджикского Национального Университета, г. Душанбе, Таджикистан

³Институт водных проблем, энергетики и экологии Академии наук Республики Таджикистан, г. Душанбе, Таджикистан

В настоящем докладе рассматриваются регулярные, фоновые динамические характеристики вариаций параметра рН и случаи проявления аномалий в этих вариациях, совпавших по времени с сейсмотектоническими циклами ряда землетрясений с близкими и далёкими гипоцентрами по отношению к наблюдательной сети. Характер проявления аномалий сопоставлен с известными модельными представлениями о подготовке тектонических землетрясений. Сделаны предположения о влиянии тектонических деформационных волн на задержку прохождения аномалий в вариациях параметра рН.

Ключевые слова: термоминеральные воды, гидрогеохимические аномалии, сейсмотектоника, землетрясения, деформационные волны.

Опыт мировых гидрогеохимических исследований тектонических и сейсмотектонических процессов, накопленный на геодинамических полигонах, убедительно указывает на влияние этих процессов на динамические и физико-химические показатели подземных вод [1-3]. По мере расширения исследований в этой области геофизики выявляются всё новые и весьма существенные неоднозначности характера таких проявлений. Например, вариации параметров могут проявляться на таких больших расстояниях от области подготовки очагов тектонических землетрясений [4], которые на порядки величин превосходят линейные размеры этих областей [5-8]. В ряде случаев моментам землетрясений может предшествовать рост уровней подземных вод [1,5,8], в других, наоборот, – понижение [3], либо их чередование в виде переколебаний [1]. Иногда регистрируются лишь косейсмический или постсейсмический эффекты: перед землетрясениями никаких вариаций гидродинамических и гидрохимических параметров не обнаруживается, но они наблюдаются в момент основного толчка или после него, на постсейсмической стадии сейсмотектонического цикла [8-11].

В настоящей работе представлены результаты гидрогеохимических исследований, выполненных в последние годы на основе наблюдений с помощью станций, которые расположены в окрестностях зон крупных тектонических разломов на территории Центрального Таджикистана. Сначала рассматриваются регулярные, фоновые динамические характеристики вариаций параметра рН, далее – описываются случаи проявления аномалий в этих вариациях, совпавших по времени с сейсмотектоническими циклами ряда землетрясений с близкими и далёкими гипоцентрами по отношению к наблюдательной сети.

Гидрогеохимические станции установлены на месторождениях подземных термальных минеральных вод Явроз, Обигарм, Ходжа-Обигарм и Шаамбары, расположенных в районе Таджикской депрессии на территории Центрального Таджикистана. Термоминеральные воды этих месторождений – самоизливающиеся воды Ходжа-Обигарм, Обигарм и Явроз относятся к трещинно-жильным, а Шаамбары – к трещинно-пластовым.

Цель наблюдений – выявление влияния сейсмотектонических процессов на физические и химические показатели подземных вод. В настоящей работе рассматриваются в основном вариации параметра рН. Наблюдения, выполненные в последние годы,

показывают достаточно высокую представительность и информативность вариаций этого параметра в связи с сейсмотектоническими процессами [5-8].

Пункты Шаамбары и Явроз находятся в непосредственной близости от Илякско-Вахшского разлома, Обигарм – от Гиссаро-Кокшаальского (Южно-Гиссарского), Ходжа-Обигарм – от Гиссаро-Кокшаальского (Южно-Гиссарского) и Каракуль-Питаукульского (рис. 1). Глубинные разломы показаны на рис. 1 под соответствующими номерами в римских цифрах с указаниями наибольшей магнитуды генерируемых ими землетрясений. Здесь же показаны эпицентры двух сильных коровых землетрясений, произошедших на территории Таджикистана – 18 августа 2006 г. с М 4,5 и 7 декабря 2015 г. с М 7,2 [8]. Первое из них – в непосредственной близости от сети наблюдений, второе – в дальней зоне, в горах Памира.

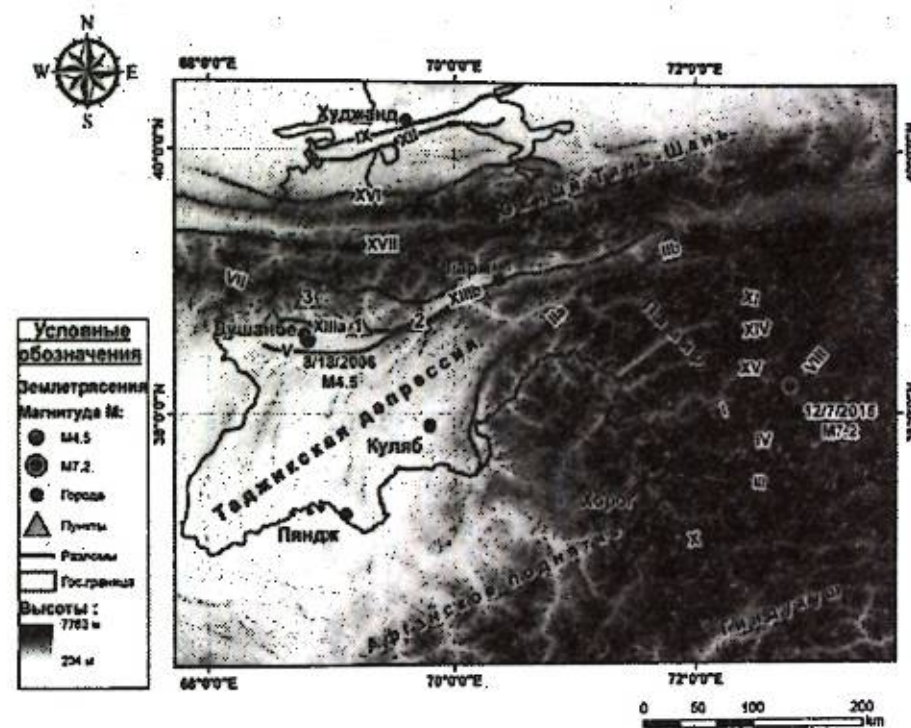


Рисунок 1 – Схема района наблюдений. I-XVII – глубинные разломные зоны, сейсмогеохимические станции: 1 – Явроз, 2 – Обигарм, 3 – Ходжа-Обигарм, 4 – Шаамбары.

Размещение наблюдательной сети в непосредственной близости от зон прохождения крупных разломов представляется вполне естественным, т.к. именно такие зоны наиболее активны к проявлениям геодинамических движений, тектонических процессов и, как следствие, – гидродинамических и гидрогеохимических процессов. Например, именно относительно высокая раздробленность и пористость пород разломных зон может способствовать фильтрации флюидов и проявлению аномальных вариаций гидродинамических и гидрохимических параметров в дальних зонах подготовки землетрясений [9].

Глубины скважин на месторождениях подземных вод и геологические породы, в которых они пройдены, различны. Глубины отбора вод на сейсмогеохимической станции Шаамбары – 1377 м, Явроз – 171 м, Обигарм – 200 м, Ходжа-Обигарм 60 м. Различен и тип скважин. Поэтому естественно ожидать, что воды этих месторождений имеют различные характеристики. На рис. 2 представлены фрагменты временных рядов рН, полученных на станциях Шаамбары, Явроз и Обигарм. Наибольшая амплитуда вариаций данных наблюдается на станции Шаамбары – до 1,5 ед., меньший – Явроз, 0,2 ед., самый меньший – Обигарм, 0,02 ед. В первом случае самая глубокая скважина и её воды относятся трещинно-пластовым. На станции Явроз – наибольшая относительная статистическая дисперсия данных. Наименьшие вариации рН на станции Обигарм можно объяснить тем, что её скважины оборудованы обсадными колоннами, и они в значительной степени изолированы от влияния внешних вод атмосферного и гидрологического происхождения. Значительная

дисперсия данных на станции Явроз может быть, наоборот, обусловлена открытостью скважины к влиянию таких вод. С этой точки зрения относительно малая дисперсия данных на ст. Шаамбары также обусловлена изолированностью точки отбора проб от влияния вод атмосферного и гидрологического происхождения из-за её относительно глубокого расположения.

Явная особенность вариаций рН на ст. Шаамбары – проявление периодичности, равной примерно 14 суткам (рис.2). Глубинность скважины обуславливает достаточно явное выделение этой периодичности. Стрелкой показан момент полного лунного затмения, произошедшего 27 июля 2018 г. Он приурочен к прохождению максимума рН, с запаздыванием в 1-2 суток. В это время наблюдается максимальный прилив земной коры от лунно-солнечного действия. Непосредственные наблюдения за ходом деформаций земной коры, которые выполнены на сейсмогеофизической станции Шаартуз, расположенной на крайнем юго-востоке Таджикистана, показали, что величины деформаций от стандартной фикс-линии по компоненте восток-запад монотонно увеличивались с 1 июля 2018 г. до максимума 25-27 июля на 38 мм. По компоненте север-юг средний уровень вариаций был относительно стабильным и к 24-27 июля снизился почти на 90 мм. Отмеченный характер проявления вариаций рН даёт основание предполагать, что рост пористости горных пород под действием прилива приводит к росту общей площади контакта подземных вод с породами остова в районе наблюдений. И, наоборот, снижение рН означает уменьшение пористости и общей площади этого контакта.

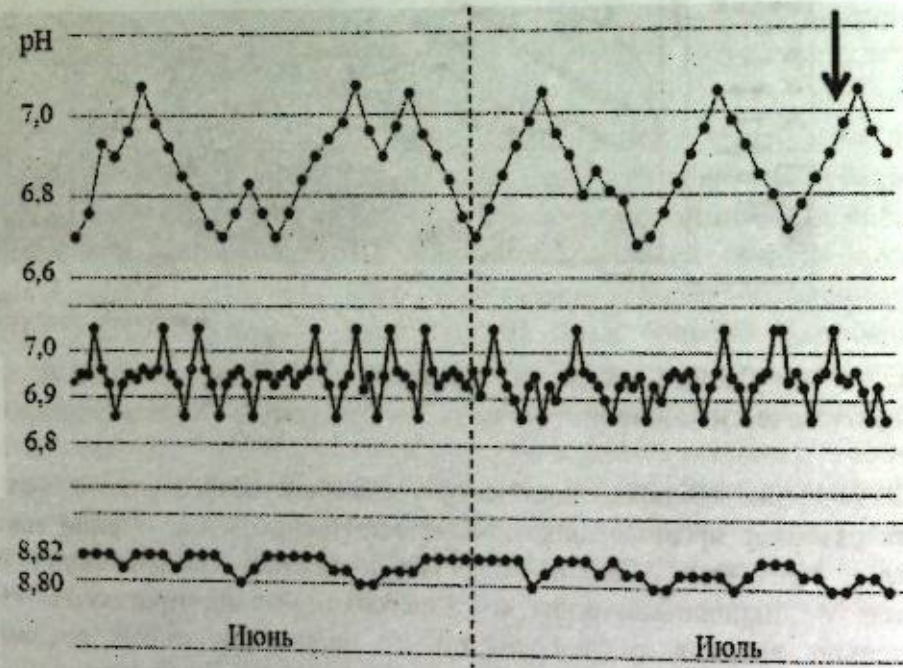


Рисунок 2 – Вариации параметра рН на сейсмогеохимических станциях Шаамбары (а), Явроз (б) и Обигарм (в) в июне-июле 2018 г.

Квазипериодичность хода рН на ст. Шаамбары наблюдалась и в другие периоды наблюдений. Однако, как показали наблюдения, могут происходить и сбой хода этой периодичности. Например, в августе 2006 г. примерно за неделю до Душанбинского (Султанабадского) землетрясения 18.08.2006 с М 4,5 и глубиной гипоцентра 2,5-5,0 км, с относительно близким эпицентром, расположенном в 20 км от этого пункта, произошёл сбой этой периодичности (рис.3). Эпицентр землетрясения располагался непосредственно в зоне Илякско-Вахшского тектонического разлома, проходящего наиболее близко именно около месторождения Шаамбары (рис. 1).

В июне и части июля наблюдалась периодичность хода рН. Примерно за неделю до момента землетрясения произошёл сбой периодичности. Фоновый уровень рН восстановился

сразу после сброса напряжений при землетрясении.

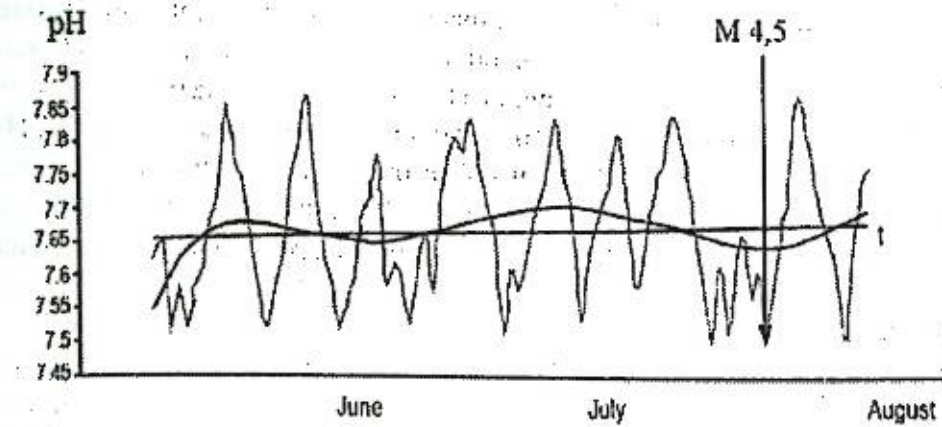


Рисунок 3 – Показатель рН подземных вод скважины Шаамбары в июле-августе 2006 г. Стрелкой показан момент Душанбинского землетрясения 18 августа 2006 г. [6, 7].

Область подготовки очага тектонического корового землетрясения зависит от его магнитуды и описывается с помощью формулы для среднего радиуса этой области [4]. Для рассматриваемого случая этот радиус равен примерно 100 км. В пределах этой области относительные деформации земной коры спадают от 10^{-7} по порядку величины в её центральной части до фоновых деформаций порядка 10^{-9} , которые создаются лунно-суточными приливами, к её краю. Таким образом, радиус области подготовки существенно превосходит эпицентральное расстояние, и поэтому проявление аномального эффекта рН оказалось закономерным. Пункт Шаамбары с самого начала подготовки землетрясения попал в ближнюю зону подготовки. Сбой периодических колебаний рН во времени за неделю перед землетрясением, по-видимому, обусловлен нарушением в относительно свободных колебаниях геоблоков, происходящих под действием лунного гравитационного влияния, которое примерно в 2,5 раза превосходит солнечное гравитационное. Примерно за неделю до землетрясения регулярные колебания геоблоков нарушились в эпицентральной зоне из-за зацепа между ними – по И.П. Добровольскому [4]. После разрядки напряжений зацепление разрушилось, регулярные колебания геоблоков вновь восстановились и соответственно восстановились до исходного уровня регулярные вариации рН.

Пример обнаружения характерной аномалии в вариациях параметра рН в дальней зоне получен по данным ст. Ходжа-Обигарм в период подготовки сильного корового Сарезского (Мургабского) землетрясения М 7,2 7.12.2015 с эпицентром в центральной части Памира, глубиной гипоцентра около 30 км (рис. 1, 4). Стрелкой на рис. 4 показан момент землетрясения.

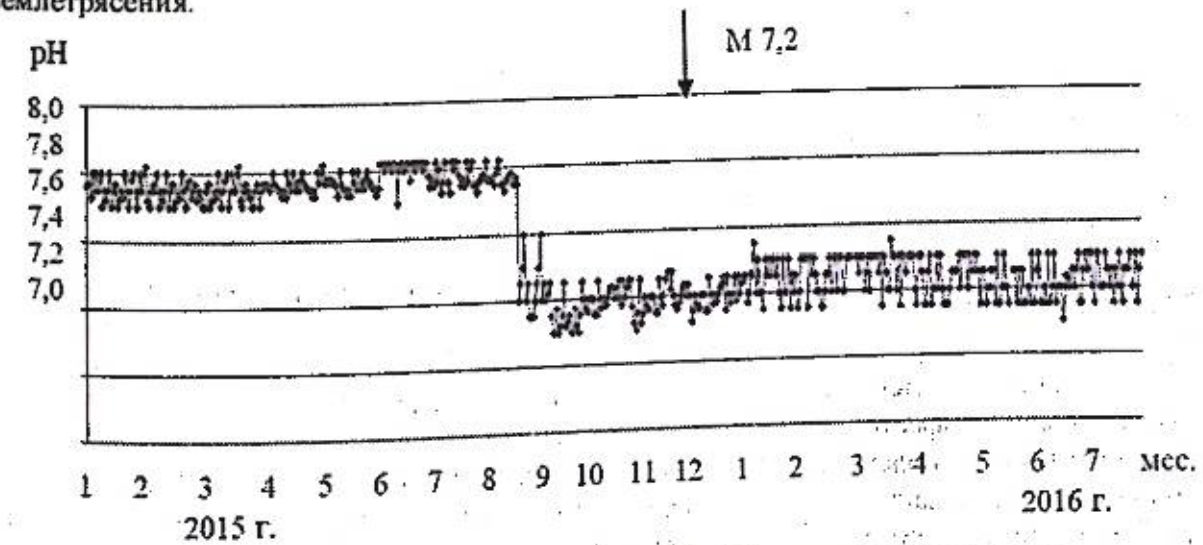


Рисунок 4 – Вариации рН по данным станции Ходжа-Обигарм в 2015 и 2016 гг.

Эпицентральное расстояние станции составило около 350 км. Примерно с июня до середины августа обнаружено небольшое повышение рН примерно на сотые доли ед. В третьей декаде августа наметилось явное понижение рН от 7,81 до 7,40 ед. к середине сентября. Бухтообразная вариация завершилась к моменту землетрясения и, как показали дальнейшие наблюдения в 2015 г. и в 2016 г., фоновый регулярный уровень рН понизился и установился на новой отметке 7,42 ед. Таким образом, постсейсмический эффект остаточных напряжений земной коры составил примерно 0,40 ед. рН. Вариации концентрации газа радона в подземных водах, полученные на станции Ходжа-Обигарм, не обнаруживают в рассматриваемый период времени такого явного эффекта, какой обнаруживается по наблюдениям рН.

Согласно теории подготовки тектонического землетрясения [4] ст. Ходжа-Обигарм, в отличие от случая Душанбинского землетрясения 18 августа 2006 г., не входила с самого начала в ближнюю зону подготовки. Задержка в возникновении аномалии и укорочение срока её проявления могут быть объяснены на основании факта конечности скорости распространения деформационных волн, распространяющихся от зоны подготовки. По времени начала аномальных вариаций рН в пункте наблюдения и его расстоянию до эпицентра землетрясения 7.12.2015 можно оценить скорость распространения деформационных волн процесса его подготовки: 3 км/сутки. Такое значение характерно для скоростей распространения деформационных, тектонических волн [12-13].

В ходе выполненных исследований аномалии в вариациях временного хода рН также наблюдались и на постсейсмической стадии сильных землетрясений, например, для двух сильных глубокофокусных землетрясений, которые произошли в Гиндукушской сейсмоактивной зоне: 5.04.2004 с М 6,6 и 10.08.2015 с М 6,1. Глубины гипоцентров составили около 200 км, эпицентральные расстояния до станции наблюдения – около 300 км. В обоих случаях отмечен рост рН, в 1-ом случае на 0,6 единиц, во 2-ом – на 0,5 единиц. Временной ход вариации рН в течение 10.08.2015 г. представлен на рис.5. Момент землетрясения, произошедшего в 15 ч 08 м по местному времени, отмечен стрелкой.

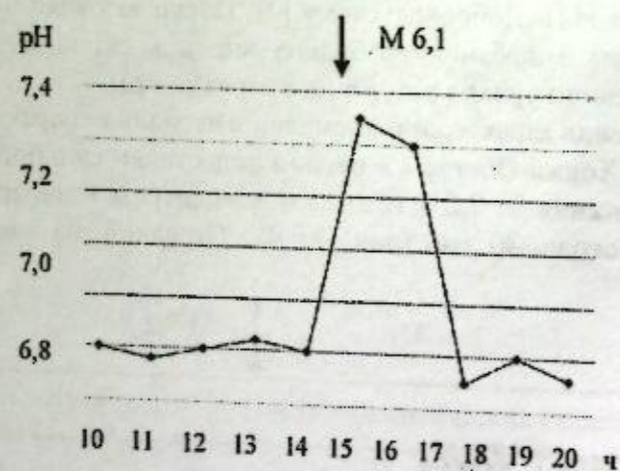


Рисунок 5 – Временной ход почасовых значений рН воды на ст. Шаамбары с 10 ч до 20 ч 10.08.2015 г.

В отличие от уменьшения рН перед землетрясениями 18.08.2006 и 7.15.2015, для постсейсмических эффектов землетрясений 5.04.2004 и 10.08.2015 характерно возрастание рН. Как показали наблюдения за фоновыми временными рядами рН (рис. 2), с уменьшением рН, по-видимому, связаны локальные сжатия земной коры и сокращение площади контакта между подземными водами и вмещающими их породами. Поэтому есть основания предполагать, что, по крайней мере, на заключительных стадиях подготовки землетрясений

происходит сжатие коры в зоне подготовки – возрастание объема и плотности консолидированного включения [4]. Постсейсмический рост рН, по-видимому, связан с колебаниями уровня воды в скважинах, увеличением порового давления, раскрытием пор, капилляров или трещин во вмещающих горных породах и, тем самым, – с увеличением зоны контакта вод с этими породами [14-18].

Таким образом, результаты выполненных исследований поведения вариаций параметра рН на месторождениях термальных и минеральных вод в районе Таджикской депрессии на территории Таджикистана свидетельствуют о перспективности дальнейших работ в этой области для накопления статистических баз данных и углубления представлений о геодинамических, сейсмотектонических процессах.

Литература

1. Алимova В.А., Зубков С.И. Каталог предвестников землетрясений. Гидрогеодинамические предвестники. М.: ИФЗ АН СССР. 1983. 140 с.
2. Бороздич Э.В., Галинский А.М., Яницкий И.Н. Перспективы развития прогностических исследований // Прогноз землетрясений. № 10. Душанбе-Москва: Дониш. 1988. С. 268-285.
3. Киссин И.Г. Флюиды земной коры как действующий фактор и индикатор геодинамических процессов // Очерки геофизических исследований. М.: ИФЗ РАН. 2003. С. 329-337.
4. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1991. 219 с.
5. Саломов Н.Г., Мирзоев К.М., Попова Г.И. Поиск предвестников землетрясений на Душанбинском геофизическом полигоне // Прогноз землетрясений. № 1. Душанбе-Москва: Дониш. 1982. С. 219-241.
6. Karimov F.H., Salomov N.Gh., Vakhobova R.U., Norova G.B. To earthquake preparation models, based on hydro-geochemical data // Proceedings: International Congress on Environmental Modelling and Software, iEMSs 2008. Integrating Sciences and Information Technology for Environmental Assessment and Decision Making. V. 3. Barcelona, Catalonia. 2008. P. 1394-1397.
7. Каримов Ф.Х., Саломов Н.Г., Старков В.И., Старкова Э.Я., Шозиёв Ш.П. Сейсмогеофизические исследования на территории Таджикистана и проблемы прогнозирования землетрясений // ГеоРиск. 2017. № 1. С. 20-28.
8. Каримов Ф.Х., Саломов Н.Г., Ниязов Д.Б., Норова Г.Б., Усупов Ш.Н. Некоторые характеристики динамики параметра рН подземных вод по данным наблюдений на территории Таджикистана // Наука и инновации. Серия естественных наук. № 1. Душанбе. 2017. С. 46-56.
9. Рикитакe Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир. 1979. 388 с.
10. Chia Y., Chiu J.J., Chiang Yi-H., Lee T.-P., Wu Yi.-M., Horng M.-J. Implications of coseismic groundwater level changes observed at multiple-well monitoring stations // Geophys. J. Int. 172. 2008. P. 293-301.
11. Yan, R., Woith, H., Wang, R., Zhang, Y. Earth's free oscillations excited by the 2011 Tohoku Mw 9.0 earthquake detected with a groundwater level array in mainland China // Geophysical Journal International. 206 (3). 2016. P. 1457-1466.
12. Горбунова Е.А., Шерман С.И. Медленные деформационные волны в литосфере: фиксирование, параметры, геодинамический анализ (Центральная Азия) // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 1. С. 18-25.
13. Нерсесов И.Л., Галаганов О.Н., Передерин В.П., Боканенко П.И. Долговременные вариации поля деформаций Гармского района и их связь с землетрясениями // Комплексные исследования по прогнозу землетрясений. Сб. науч. тр. / Отв. ред. М.А. Садовский. М.: Наука, 1991. С. 166-180.

14. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Ю3-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 52-64.
15. Горбунова Э.М., Виноградов Е.А., Беседина А.Н., Гашев Д.В. Реакция подземных вод на землетрясения и крупномасштабные взрывы // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2017. № 1. С. 273-290.
16. Копылова Г.Н., Стеблов Г.М., Болдина С.В., Седельникова И.А. О возможности оценок косейсмической деформации по данным уровневых наблюдений в скважине // Физика Земли. 2010. № 1. С. 51-61.
17. Foltagy A.J.B., Osiensky J.L., Kobayashi D., Sprende K.F. Specific storage from sparse records of groundwater response to seismic waves // Journal of Hydrology. 503. 2013. P. 22-28.
18. Cooper H.H., Bredehoeft J.D., Papadopoulos I.S., Bennet R.R. The response of well-aquifer system to seismic waves // J. Geophys. Res. 1965 V. 70. P. 3915-3926.

УДК 550.46+556.31

О ГЕОХИМИИ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД И ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Кендирбаева Дж.Ж.

Jumaeva48@gmail.com

Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, г. Бишкек, Киргизия

Геохимические особенности ТМВ Кыргызского Тянь-Шаня, исследованные с привлечением геолого-тектонического строения, заключаются в том, что они представляют собой сложные смеси, в некоторых из них участвуют эндогенные флюиды, поступающие по зонам глубинных разломов. У них первоначальный химический состав и генетические корни перестроены за счет взаимодействия с вмещающей средой и смешения с инфильтрационными водами, а метаморфизованные рассолы свидетельствуют о гидродинамической закрытости структур межгорных впадин.

Ключевые слова: термоминеральные воды, эндогенные флюиды, гидрогеохимия, водоисточники, Кыргызский Тянь-Шань, минерализация, химический состав, газы.

Введение. В течение многих лет научные споры о природе геохимии термоминеральных вод (ТМВ) Кыргызского Тянь-Шаня не прекращаются, наоборот, противоположные точки зрения набирают высокие темпы. Среди них качественный учет об участии эндогенного и экзогенного факторов заслуживает серьезного внимания, но выщелачивание солей, захоронение седиментогенных и метаморфогенных вод и поступление талассогенных растворов из древних и современных бассейнов остаются неизученными.

Методика исследований. Для достижения цели использованы многочисленные публикации по областям с аналогичной историей развития, а также результаты гидрогеохимического опробования скважин, пробуренных на ТМВ в Кыргызстане и собственные разработки многолетних экспедиционных и лабораторно-экспериментальных работ.

Основой решения поставленных задач служит теория о пульсирующем дыхании Земли, для чего непосредственно у водоисточников определялись свободный и растворенный H_2S , O_2 и CO_2 , Vg и I , а в стационарных условиях – гелий (He), величины pH и Eh , а также дейтерий и δO^{18} .

Методика обработки, анализа и интерпретации данных основывается на статистических приемах, результаты которых совмещены с факторным анализом по периодам сейсмического затишья, активизации и реализации подземных толчков [6]. Они обобщены с учетом варимаксных факторов, что, сглаживая закономерные признаки, например, метеорологические условия и источники питания, усиливают процессы, вносящие существенный вклад.

Обсуждение результатов. Итак, по вертикали и площади региона с привлечением повышенной температуры ($\geq 40^\circ C$), концентрации гелия от $2,6 \cdot 10^{-4}$ до $1,110^{-3}$ мл/л, превышающей атмосферный фон на один-два порядка ($3 \cdot 5 \cdot 10^{-5}$), содержания радона ($^{226}Ra/^{222}Rn+4He$) и дейтерия ($\delta D\%$) ТМВ, не свойственных инфильтрационным водам, выяснена роль:

- эндогенных процессов – тектонической делимости и деформации литосферных блоков, допуская, что подкоровые и мантийные вещества максимально приблизились к дневной поверхности в зонах разломов с наибольшими амплитудами вертикального смещения [1];

- климатических явлений, формирующих горизонтальную и вертикальную зональности – работы ветра, воды, ледников и органического мира, а также выветривание пород [2];
- типов структур – гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов в гравитационных и антигравитационных процессах;
- гистерезиса (запаздывания) – инерции гидрогеологических процессов, вызванных сейсмическими и техногенными явлениями, а также асинхронности активного фактора в полях подземных вод [3,4];
- геолого-геохимических признаков – податливости и выщелачиваемости, а также индифферентности и устойчивости пород к внешнему воздействию [4].

Естественные выходы *терм малой минерализации* приурочены к абсолютным отметкам 2200 и более метров, причем между качественным набором и количеством компонентов, географическим положением и удаленностью от гидрографической сети прослеживаются взаимосвязи. Так, источники в Северном Тянь-Шане сосредоточены на высоте от 2200 до 2500-2600 м, в Среднем – с наибольшим поднятием рельефа – на 2600-2800 м, а в Южном – от 2200 до 2800 м, причем теплые воды выходят в пределах первой надпойменной террасы, а из трещин, удаленных более чем 100 м, – сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые термы и гипертермы.

В земной коре основные типы терм находятся в 3-х зонах: первый – это регионы с современным горообразованием (Тянь-Шань, Прибайкалье, Алтай и Бурято-Охотск); второй – области, режим которых находится на завершающей стадии альпийской геосинклинали (Кавказ, Копет-Даг и Памир), третий – районы кайнозойской геосинклинали, современного вулканизма, т.е. Камчатка.

Из них только термы Кыргызского Тянь-Шаня являются единственным гидропроявлением неотектонической геотермальной деятельности земной коры, продолжающейся по настоящее время, общими чертами которых являются приуроченность к зонам разломов, испытывавших активные усилия «растяжения», а также повсеместное преобладание в катионном составе натрия, в анионном – гидрокарбонатов, сульфатов и хлора. При этом подавляющее большинство изучаемых терм представлено азотными разновидностями из осадочно-метаморфических и интрузивных пород, а таковые в межгорных впадинах выведены из пластов кайнозоя, о чем свидетельствуют многочисленные скважины в зонах разломов по акватории оз. Иссык-Куль и в центральной части Чуйского бассейна (табл.).

Таблица. Характеристика геохимии ТМВ малой минерализации

Типы гидрогеологических структур	Водовмещающие породы и их геологический возраст	T°,C	Mг/л	Химический состав, мг-экв. %	Название ТМВ - водопунктов
Гидрогеологические массивы	Каледонские гранитные интрузии и метаморфические сланцы ордовика	32-50,5	0,25-0,3	$\frac{HCO_3SO_4Cl}{(Na+K)Ca}$ $\frac{SO_4Cl}{(Na+K)Ca}$	Тескейская гидротермальная линия, Иссык-Ата, Аламедин, Кара-Балта и др.
Межгорные артезианские бассейны	Песчаники, конгломераты, брекчии и патгумы верхнего неогена	30-48	0,25-0,8	$\frac{HCO_3SO_4Cl}{(Na+K)Ca}$ $\frac{SO_4Cl}{(Na+K)Ca}$	Учкайнар, Джергалан, Каджисай Бишкек, Курское и др.

Дело в том, что неотектонический этап, интегрируя всю историю геологического развития Кыргызского Тянь-Шаня, сформировал современные структуры, где за счет обновления древних и образования новых разломов, созданы условия для внедрения газодляных флюидов, а также для проникновения поверхностных вод на глубины, достаточные для нагрева. Нами различие в местах разгрузки ТМВ объясняется прежде всего долей участия поверхностных вод. Так, три групповых выхода ТМВ Алтын-Арашана, находящиеся на крайнем востоке Тескейского гидрогеологического массива, по всем физико-химическим параметрам резко различаются: первая – северная группа, выходящая вблизи русла р. Арашан, выклинивается на высоте 1900-2000 м, при гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридном натриево-кальциевом составе, главным образом, с температурой 33-35,5°C, pH- от 7,8 до 8,0, а Eh- от +200 +150 мВ; к средней, тяготеющей к 2200-2300 м, свойственно хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный натриевый состав и высокая температура (50-50,5°C), щелочная среда (pH= 9,0-9,5) и переходные условия разгрузки (от 0 до +100 мВ), тогда как для южной, приуроченной к высоте 2800 м и удаленной на 300-400 м от ее русла, характерны температура +56,5°C и сульфатно-хлоридный натриевый состав [4-7].

ТМВ повышенной минерализации с содержанием H₂S до 5 мг/л при pH 7,4-7,8, Eh от +120 до +140 мВ и температурой до 40-45°C связаны с региональными надвигами, отделяющими горные массивы от бассейнов. В их солевом составе, кроме NaCl, имеются CaSO₄, MgCl₂, MgSO₄ и Ca(HCO₃)₂. Они, циркулируя в терригенных породах, обладают отношением гNa/гCl 0,89-0,91, содержанием CO₂ до 10 мг/л, в некоторых H₂S достигает от 5 до 17 мг/л при pH 7,65-7,95. Также присутствуют (мг/л) Br⁻ в количестве 7,6-8,5 и H₃BO₃ – от 1,4 до 4,1, H₂SiO₃ – от 7,6-12,9 и F⁻ – до 7,3.

В этой связи главным направлением пользуются высокоамплитудные надвиги субширотного простирания, которые, протягиваясь на десятки и сотни километров, пересекают складчатые зоны во фронтальных частях. С ними связаны ТМВ с 2-х- и 3-х компонентным катионным составом, т.е. Na-Ca, Na-Ca-Mg, Ca-Na, Ca-Mg-Na, которые фиксируются на площадях пресных и солоноватых вод в четвертичных толщах. Они по химическому составу и температуре подразделены на две группы:

- к первой относятся хлоридные натриево-кальциевые воды с M до 10 г/л и температурой 35,0-40,3°C, у которых с ростом M снижаются pH (7,4-6,5) при увеличении CO₂ (13,7 мг/л) и повышении NaCl, MgCl₂ и CaCl₂, до 70-90%, но при M ≥ 10 г/л CaCl₂ достигает 19%, а степень метаморфизации, снижаясь от 0,7 до 0,4, становится ниже нормальной морской воды (0,87);
- вторая группа представлена хлоридно-сульфатными и сульфатно-хлоридными натриевыми натриево-кальциевыми ТМВ с M от 1,0 до 3,4 г/л. В них имеются (%) NaCl и Ca(HCO₃)₂, CaSO₄, MgCl₂ и CaCl₂.

Мы, сопоставляя геохимию этих групп, заключили, что M обязана высоким содержаниям Cl₂ и Na, увеличивающимся при уменьшении SO₄²⁻, Ca²⁺ и HCO₃⁻. Такое поведение ионов указывает на процессы смешения (рис. 3): так, при смешении двух вод с исходными M 0,2 и 36,0 г/л получены многочисленные промежуточные смеси, в которых распределение ионов не вполне соответствует линейному закону, за исключением концентрации хлора. Поведение последнего объясняется тем, что он, благодаря высоким миграционным свойствам, не сорбируется коллоидами и не накапливается биогенным путем, причем отклонение натрия и магния в сторону уменьшения, а кальция – в сторону увеличения свидетельствует о наличии взаимосвязи между обменно-адсорбционными процессами и хлоридными натриевыми водами глинистых пород, содержащих кальций. Также сульфаты отклонены от линейного закона, т.к. равны 45-50 ммоль/л, хотя должны быть в пределах 20-25 ммоль/л [5, 6].



Рисунок 1 — Графики смешения: 2-6 — смеси; 1 и 7 — пресная и соленая воды

Что касается сульфатов, по нашему мнению, это формы нахождения серы, различные для глубоких и приповерхностных условий: в первом случае она представлена газо-водяным флюидом, из которого по мере приближения к поверхности земли появляются H_2S и его продукт S , окисленные до SO_4^{2-} , этим самым увеличивается SO_4^{2-} , а H_2S снижается. Поэтому, именно по графикам их кривых установлены пропорции смешения флюида и холодных вод, что также показывает о совместной их миграции в виде единого потока, образованного инфильтрационными и седиментационными водами, а также слабых рассолов, вытесненных гидростатическим давлением и геостатической нагрузкой из глубоких частей межгорных впадин Кыргызского Тянь-Шаня.

Итак, наименьшая глубина поступления флюида в ТМВ по температуре принята 1950-2000 м, а об эндогенной составляющей свидетельствуют высокие концентрации гелия и фтора от $1,110^{-1}$ до $4,910^{-2}$ мл/л и от 7,5 до 9,5 мг/л, их положительные корреляционные связи с SO_4^{2-} и температурой, отрицательные — с Eh и анионом HCO_3^- .

ТМВ высокой и рассольной минерализации изучены на примере Ферганской депрессии, прослеживаемой вдоль одноименного хребта на 240 км при ширине около 70 км. Здесь вверху осадочного чехла залегает соленосная толща (до 3900 м), свидетельствуя, с одной стороны, о существовании эвапоритового палеобассейна, а с другой — о прямой гидрогеохимической зональности, увеличивающейся метаморфизации (rNa/rCl), Br и йода при снижении rSO_4-100/rCl от 2,5 до 0,1.

На площади Каракчукум в интервалах глубин 3194-4700 м Баткенского синклиория обнаружены хлоридные натриево-кальциевые воды с M от 13,7 до 42,9 г/л, концентрациями Br 43,8 и I 2,5 и NH_4^+ 21 мг/л при низкой — от 0,48 до 1,8 сульфатности. Их седиментогенная природа под экранирующей поверхностью надвига вполне очевидна, т.к. степень метаморфизации rNa/rCl составляют 1,01-1,05, $Cl/Br > 10$, а $Br < 1$ мг/л; в этих пределах глубин также зафиксированы углеводороды (УВ) при наличии метана (CH_4) до 86-98% и его гомологов — C_2H_6 и C_3H_8 и CN_2 , не превышающих 2% и $< 12\%$ соответственно.

Близкие к ним рассолы вскрыты на структурах Майлуу-Суу и Восточный Избаскент, которые при M до 100 г/л, содержат Br и NH_4^+ , но при низкой сульфатности йод колеблется в широких пределах (1-15 мг/л), а метаморфизация rNa/rCl составляет 1,056-1,059, также обнаружена малосернистая и легкая нефть. В них преобладают восстановительные условия,

свидетельствующие о закрытости гидрогеологической среды, в связи с чем допускаем о реликтах метаморфогенных, т.е. возрожденных вод, вытесненных дегидратацией из глин в маловодном бассейне.

Сказанное выше имеет принципиальное значение, т.к. в недрах нашего региона наличие литогенных растворов считается маловероятным.

В то же время на этом фоне в глубокой части выявлена гидрогеохимическая инверсия, т.е. опресненные рассолы, приуроченные к глинисто-карбонатным разрезам: M сначала повышается, затем снижается при одновременном уменьшении Na^+Cl^- и Ca^{2+} , Br и I, метаморфизации и сульфатности (рис. 2), причем местами с уменьшением M метаморфизация падает от 0,39 до 0,90, а сульфатность повышается от 0,3 до 3,4 за счет увеличения щелочности и уменьшения Br, но на фоне роста йода Cl/Br становится низким, свойственным седиментогенным водам.

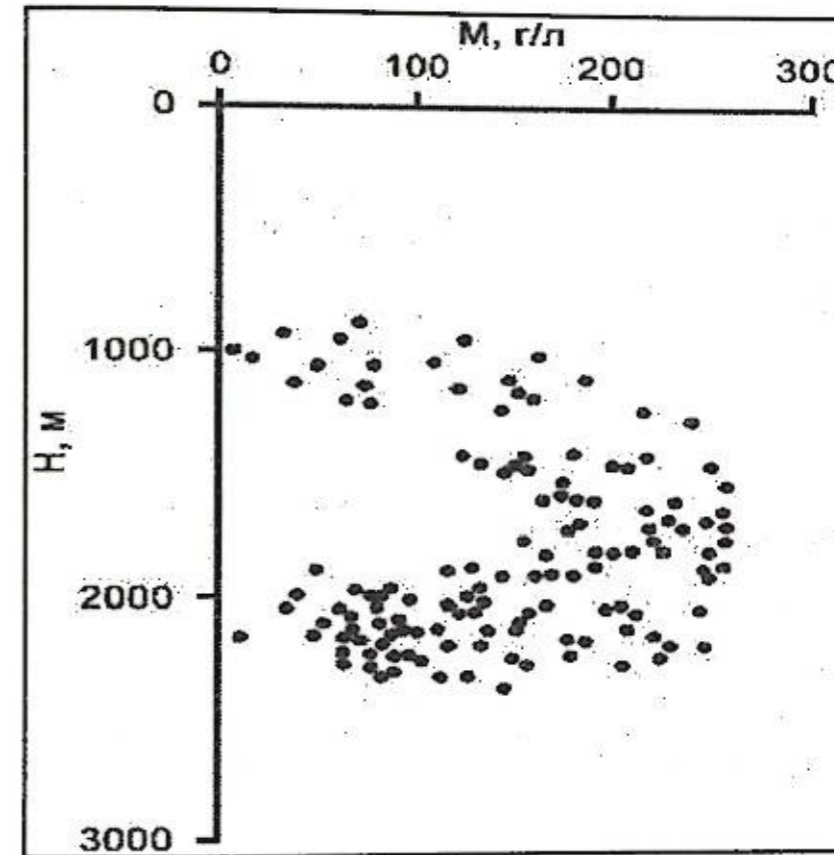


Рисунок 2 — Изменение минерализации ТМВ межгорных впадин по глубине

Поскольку сопряженные процессы возможны в глубоких частях недр, а также в зонах разломов, то короткие пути (тысячи метров) и высокие скорости движения достаточны для снижения температуры и отделения из них воды, препятствующих диффузионному и конвективному рассеянию флюида [8]. С учетом этого, между обратной гидрогеохимической зональностью и нефтегазовыми скоплениями обнаружены общие генетические корни. Это йодоносные слабые рассолы, идентифицированные при совмещении с геолого-структурным строением как конденсационные воды.

Как видно из наших экспериментальных работ, HCO_3^- и CO_3^{2-} , в водную фазу за счет испарения полностью переходят, тогда как I и Br остаются в рассоле, т.е. по мере смешения с конденсатной водой Br снижается, а HCO_3^- возрастает, о чем свидетельствуют положительные корреляционные связи между I и NH_4^+ — продуктами деструкции органического вещества (ОВ).

В них высокое содержание йода обусловлено его экстракцией из органических соединений при вертикальной миграции УВ как из зоны газообразования, так и при

взаимодействии с породами, залегающими в условиях мягкого термолиза. Поэтому их исходными, по нашему мнению, являются, судя по невысокой плотности нефти, как флюиды и пресные воды, так и захороненные рассолы с M более 200 г/л, не претерпевшие существенных изменений.

Выводы. Геохимические особенности ТМВ Кыргызского Тянь-Шаня, исследованные с привлечением геолого-тектонического строения, заключаются в том, что они представляют собой сложные смеси, в которых участвуют эндогенные флюиды, поступающие по зонам глубинных разломов, секущих все слои земной коры, у которых первоначальный химический состав и генетические корни перестроены за счет взаимодействия с вмещающей средой и смешения с инфильтрационными водами, а в различной степени метаморфизованные рассолы свидетельствуют о гидродинамической закрытости пластов в структурах межгорных впадин.

Литература

1. Кендирбаева Дж.Ж. Гидрогеохимические параметры блоково-разрывной делимости плиоцена Кыргызского Тянь-Шаня // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2015. № 2. С. 51-59.
2. Осика Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М.: Наука, 1981. 204 с.
3. Посохов Е.В. Основы гидрогеохимии. Л.: Недра, 1975. 208 с.
4. Кендирбаева Дж.Ж. Дейтерий и δO^{16} в подземных водах Иссык-Кульской впадины // Изотопы в гидросфере. М.: Изд-во ИВП АН СССР, 1989. С. 167-168.
5. Кендирбаева Дж.Ж. Основные принципы регионального анализа гидрогеологической системы Кыргызстана как источника информации прогноза землетрясений // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2014. № 2. С. 65-69.
6. Кендирбаева Дж.Ж. Об основных процессах к интерпретации гидрогеохимических изменений в целях прогноза землетрясений: анализ и синтез практики и знаний // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2014. № 2. С. 51-60.
7. Имашев С.А., Кендирбаева Дж.Ж., Свердлов Л.Г. Алгоритм и технологии программного обеспечения «GEOCHEMISTRY» для выявления гидрогеохимических эффектов землетрясений // Вестник КРСУ. 2018. Т. 18. № 4. С. 164-169.
8. Кендирбаева Дж.Ж., Иманкулов Б.И. Об исследовании подземных вод в межгорных впадинах Кыргызского Тянь-Шаня в свете теории систем // Глубинное строение, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Екатеринбург. 2017. С. 206-210.

УДК 551.49:550.343 (575.2)

РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ СЕЙСМОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Кендирбаева Дж.Ж., Гребенникова В.В.
jumaevna48@gmail.com

Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, г. Бишкек, Киргизия

В Кыргызстане в качестве источников информации для прогноза землетрясений установленным следует считать успешное применение данных о режиме подземных, большей частью, термоминеральных вод (ТМВ), с помощью которых даже дискретными измерениями (один раз в сутки) при сейсмических событиях с $K \geq 10$ фиксируются отклонения от фоновых значений, нередко и на дальних расстояниях.

Ключевые слова: пункты наблюдений, гидрогеологические исследования, режим подземных вод, эпицентр, временные графики, прогноз землетрясений, карта изосейст, активные геологические структуры, термоминеральные воды, скачкообразное изменение.

Известно, что в основе прогнозных оценок для расселения людей и возведения промышленно-гражданских сооружений лежит представление о динамическом режиме конкретного участка земной коры. Для этого выявляются функциональные связи, доступные не только визуальному определению, но и скрытые закономерности, осложненные на выходе другими факторами. В этом плане подземные воды выступают ярким примером «черного ящика», т.к. им подвластно улавливание на выходе гидроаномалии изнутри Земли, особенно от гидродинамических процессов, приводящих к нарушению равновесия самой среды.

Сведения о гидрогеологических (ГГ) параметрах в решении задач прогноза сильных землетрясений приводятся во многих работах [1-2, 6-10]. Опыт многолетних работ (1979-2018 гг.) показывает, что в течение нескольких десятилетий режим как верхнего, так и среднего структурно-гидрогеологических этажей в значительной степени зависит как от естественных, так и от техногенных факторов, из-за чего реальный учет и выделение флуктуаций в их физико-химических параметрах, связанных с современными геодинамическими процессами, затруднены.

Дело в том, что, в большинстве случаев, количественные показатели подземных вод к моменту сейсмических толчков понижаются, а затем, когда они свершаются, происходит увеличение, без достижения прежнего концентрационного состояния. На этом фоне для гидрогеохимических и гидродинамических вариаций с полезными признаками характерна относительно слабая выраженность при наличии многообразных форм и различной длительности проявления, чем колебания, возникающие во время и после землетрясений. Также, несмотря на наибольшие амплитуды эффектов, иногда совпадающие с землетрясениями, очаги которых расположены в районах пунктов наблюдений, однозначных связей, свидетельствующих о связи с эпицентральным расстоянием, нет.

Однако, применяя теорию катастроф к скачкообразности изменений режима подземных вод в зависимости от напряжения земной коры [3], доказано по России не только их сходимость с проявлениями сейсмичности с $M \geq 6$, но и реальный прогноз землетрясений.

В настоящее время сеть сейсмогидрогеологического мониторинга Института сейсмологии НАН КР состоит из семи объектов, которые базируются, главным образом, на месторождениях ТМВ, «Эркин-Сай», где измеряются температура и расход подземных вод в четвертичных образованиях (рис. 1).

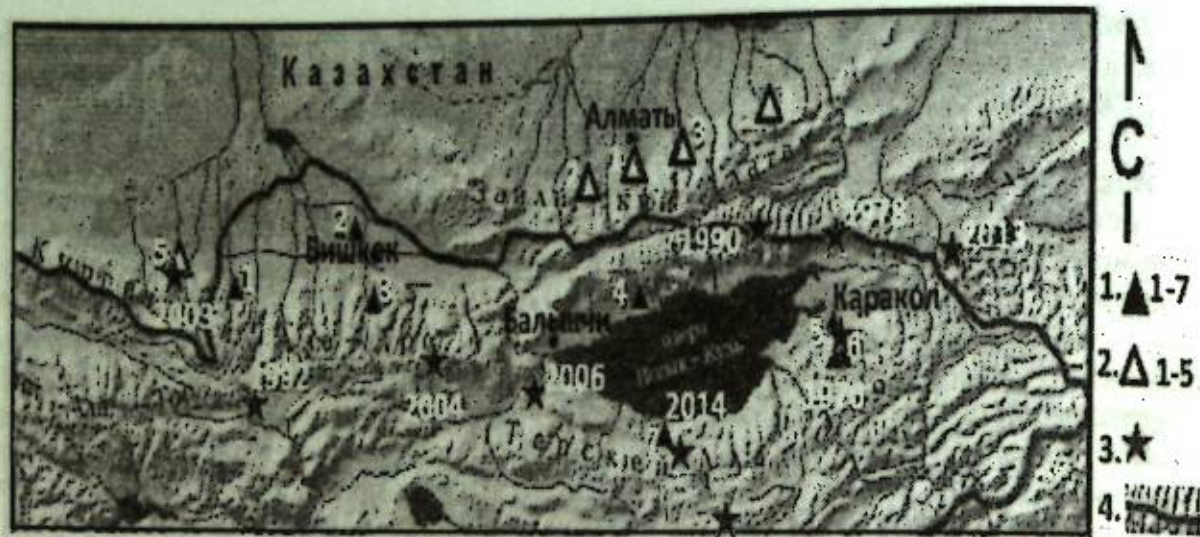


Рисунок 1 – Схема сейсмогидрогеологической сети на территории Северного Тянь-Шаня.
1 – Сеть ИС НАН КР: 1 – Эркин-Сай; 2 – Бишкек; 3 – Аламедин; 4 – Кара-Ой; 5 – Каракол; 6 – Джеты-Огуз; 7 – Каджи-Сай. 2. – Сеть (АПП) Казахстана: 1 – Алма-Арасан; 2 – Нижняя-Каменка; 3 – Тау-Тургень; 4 – Курам; 5 – Мерке. 3. Эпицентры сильных землетрясений, произошедших в 1970–2016 гг. на территории Северного Тянь-Шаня с $M_w > 5,6$. 4 – Государственная граница Кыргызстана

В целом наиболее четкие эффекты, зафиксированные в эпицентральных зонах, составляют 20-50%, из которых сигналы температуры достигают до $\pm 3^\circ\text{C}$, уровни (Н) колеблются от 0,5 до 2 м, а дебита - от 20 до 100% (см. таблицу). В то же время известны случаи, когда, например, в ТМВ «Джеты-Огуз» и «Кара-Ой» реакции у азота (N_2), CO_2 и гелия отсутствуют при ощутимых колебаниях в содержаниях Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , pH и Ca^{+2} , а также Q, H, P, $^\circ\text{C}$, такую же равнодушную реакцию проявил газовый фактор ТМВ «Аламедин».

Таблица – Характеристики основных показателей в пунктах наблюдений

№№ скв.	Глубина скважины, м	Название и интервалы глубин посадки фильтров (м) ТМВ	Состав водовмещающих пород
6634	1500	Кара-Ой, 1350-1500	Терригенные образования плиоцена, представленные чередующимися конгломератами, песчаниками и гравелитами с прослоями паттумов и алевритов
1754	1500	Каракол, 1240-1520	
1543	1500	Каджи-Сай, 1340-1500	
6-к	163	70-160	Карбонатные образования верхнего карбона с глинистым цементом
20	520	400-520	На контакте метаморфических пород верхнего ордовика и каледонских интрузий

Между тем выявлена хорошая сопоставимость временных рядов с конфигурациями областей подготовки Сарыкамьшского (1970, $M_w=6,7$), Жаланаш-Тюпского (1978, $M_w=6,9$), Барскаунского (1980, $M_w=5,6$) землетрясений по отношениям V_p/V_s .

На территории Северного Тянь-Шаня с 2010 по 2016 гг. наиболее сильными сейсмическими событиями являются 8-балльное Сарыжаское (Кокпакское) землетрясение с $M_w=5,7$, произошедшее 28.01.2013 г. на территории Казахстана (рис. 2-3), и 7-балльное

Каджисайское с $M_w=5,5$, произошедшее 14.11.2014 г. (рис. 4-5). В них общими признаками являются короткопериодный и скачкообразный характер независимо от глубины циркуляции и вмещающих образований термоминеральных вод (ТМВ).

По данным Института сейсмологии НАН КР, очаг Сары-Жазского землетрясения находится на территории Казахстана в 35 км от с. Мынжылкы и в 35 км от с. Сарыжас восточного простирания и южного падения. Его эпицентр находится на территории Республики Казахстан – в приграничной зоне Иссык-Кульской области и восточнее области Сарыкамьшского землетрясения (05.07.1970). По данным [7], область подготовки этой сейсмокатастрофы и ее афтершоков приурочены к сейсмической «брешии» ($K=7-10$), находящейся между диапазоном координат: $\varphi = 42,58^\circ$ с.ш. и $\lambda = 79,50^\circ$ в.д.

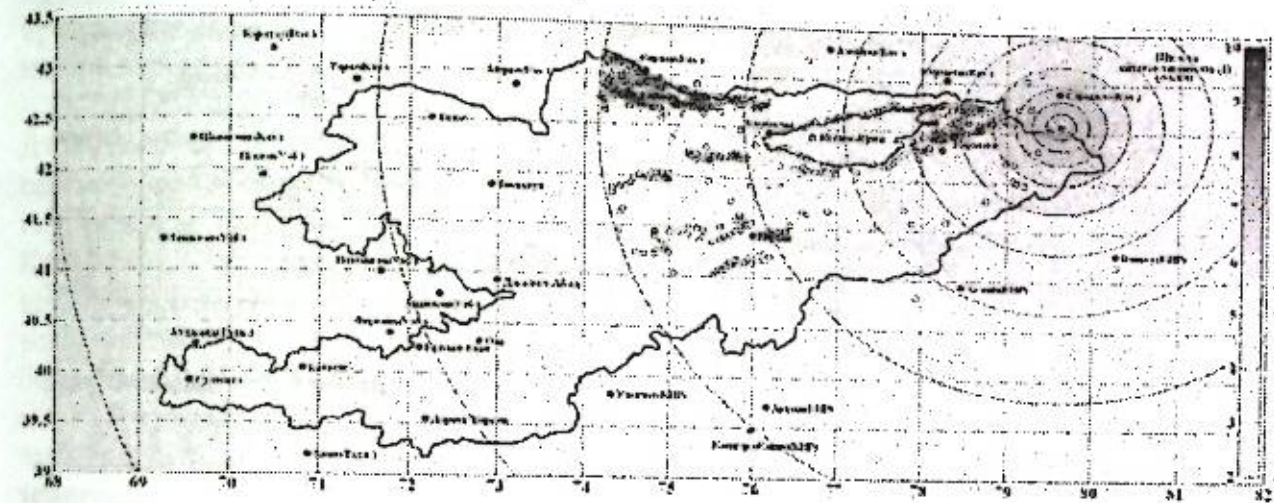


Рисунок 2 – Карта теоретических изосейст Сарыжаского землетрясения, произошедшего 28 января 2013 г.: $M_{расч.} = 6,1$; $K_p = 15,1$; $h = 16$ км; $\varphi = 42,58^\circ$ с.ш., $\lambda = 79,68^\circ$ в.д., $I_0 = 8$ баллов

Сарыжаское (Кокпакское) землетрясение и его афтершоки 2013 г. с $M_w=5,7$ сопровождали не только отрицательные и положительные, но и знакопеременные импульсные вариации в показателях ТМВ Иссык-Кульского артезианского бассейна (рис. 3). Например, при этом на примере ТМВ «Джеты-Огуз», по данным двух скважин- № 6 (глубина 163 м в известняках C_2) и № 20 (глубина 520 м в метаморфических сланцах PR_2), в качестве реального предвестникового признака был принят противофазный характер дегазации растворенного CO_2 , устойчиво проявлявшийся в течение 2012 года. В конечном итоге, из этого рисунка видно, что во всех наблюдаемых объектах возникали среднесрочные и краткосрочные изменения в форме бухт, провалов и импульсов. Так, величины pH ТМВ скв. 20 «Джеты-Огуз», находясь в течение 2012 года около 8,0-8,1, 2.01. 2013 года понизившись до 7,8, сохраняли эти пределы до 3-5 августа 2013 года. При этом наименьшие значения температуры, имеющей форму двойной волнообразной кривой, составляют в среднем 11-12 $^\circ\text{C}$, увеличились, и, достигнув максимума (16 $^\circ\text{C}$) к началу июля, сохраняются до сентября, а затем снизились до 13 $^\circ\text{C}$.

После анализа вышеприведенного материала, а также совместив по этой же методике вариации ТМВ скв. 6, выходящей с глубины 163 м (известняки C_2) и скв. 20- с глубины 520 м (метаморфические сланцы PR_2), в качестве предвестникового признака принята количественная дегазация из них CO_2 . При этом неоднородность этих гидроаномалий, свидетельствуя о разной реакции скважин, показывает не на роль эпицентрального расстояния, а, скорее всего, на сигнальный доступ к зонам земной коры, где формируется очаг землетрясения. В этом плане скв. 20 пересекает зону глубинного разрыва на контакте метаморфических пород ордовика с гранитными интрузиями.

Еще одно сейсмическое событие, произошедшее 14 ноября 2014 г. в 07 час. 24 мин. по местному времени на территории Южного Прииссыккуля - Каджисайское землетрясение

силой 7 баллов в пределах координат 42°07' (42,12°) с.ш. и 77°13' (77,22°) в.д.; $M_{pv} = 6,1$; глубина очага (h) 19 км (рис. 4).

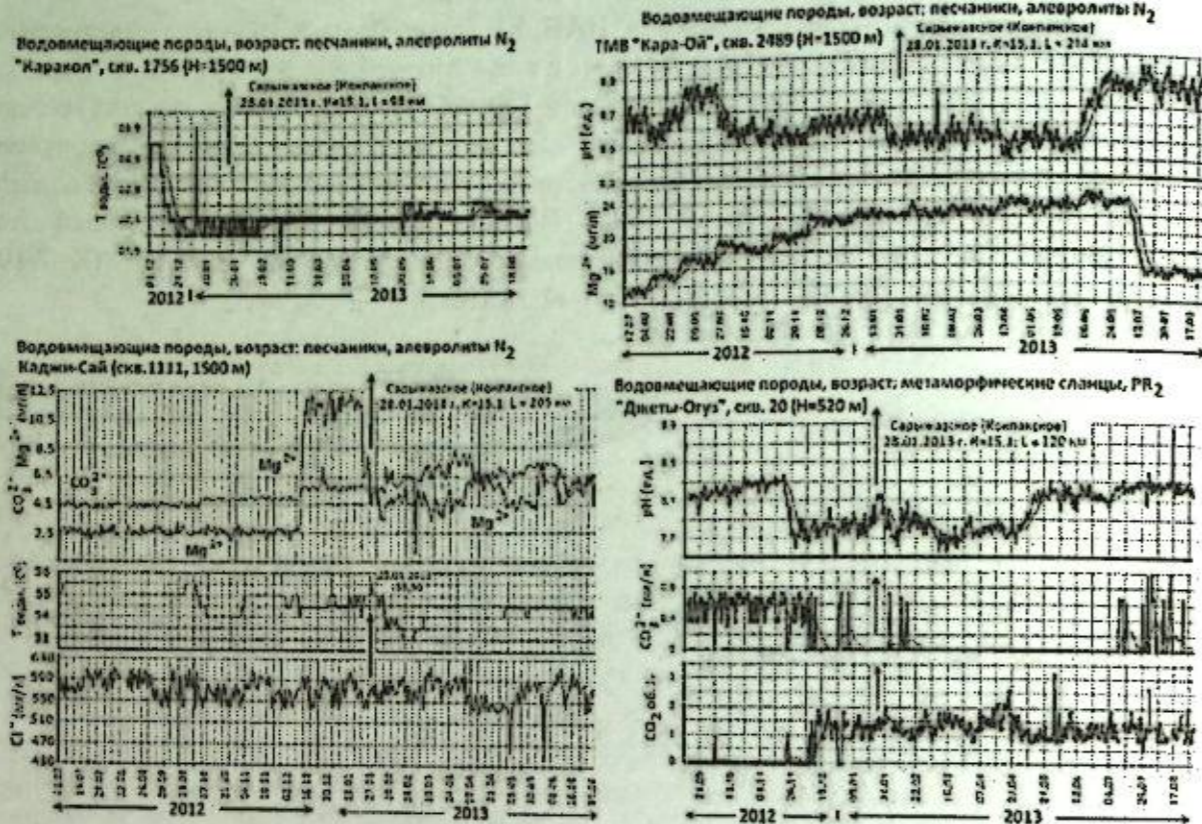


Рисунок 3 – Вариации pH, CO_3^{2-} , CO_2 , Mg^{+2} , Cl^- и $T^{\circ}C$ воды по скважинам «Каракол», «Джеты-Огуз», «Кара-Ой» и «Каджи-Сай» перед Сары-Жазским (Кокпакским) землетрясением 28.01.2013 г. $M_w=5,7$

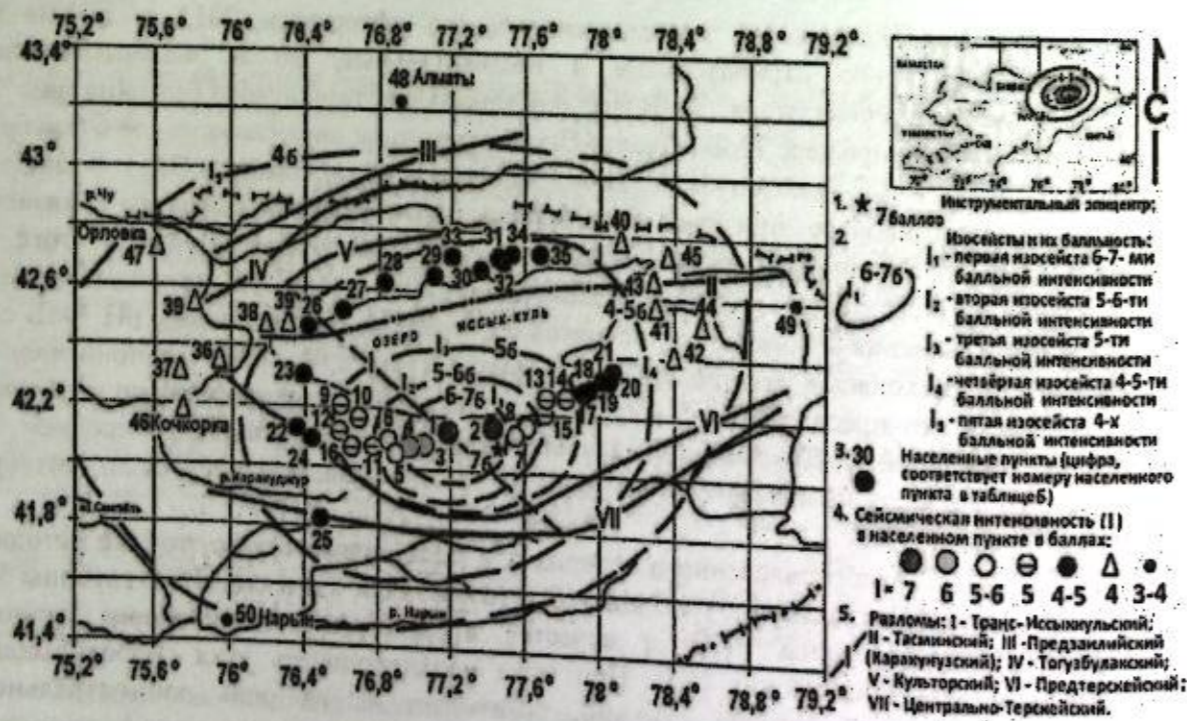


Рисунок 4 – Выкопировка из карты изосейст Кадзжисайского землетрясения от 14.11.2014 г. $M_{pv}=6,1$; $K_p=13,9$; $h=16$; $I_0=7$ баллов

В результате этого сейсмособытия в населенных пунктах, близко расположенных к эпицентру (пос. Каджи-Сай и с. Коргон-Булак), «пострадали» многочисленные строения жилого и социально-культурного назначения: в стенах и на стыках углов образовались, местами значительные трещины, с потолков обвалилась штукатурка, а у одной из пристроек к дому упала внешняя стена и частично были оборваны линии электропередач.

Рисунок 4 указывает на выкопировку карты его изосейст, построенной с использованием необходимых фактических материалов: $M_{pv}=6,1$; $M_{дл}=5,5$; $K_p=13,9$; $h=19$ км; $I_0=7$ баллов), инструментальный эпицентр (*) $\varphi = 42,12^\circ$ с.ш., $\lambda = 77,22^\circ$ в.д. [4].

Предтерекский разлом в новейшей структуре, разделяя Терекское поднятие от Иссык-Кульской впадины, является краевым и в месте пересечения с Трансиссыкульским разломом распадается на две кулисно подставляющие друг друга ветви, тогда как Центрально-Терекский, будучи внутризональным разломом, западнее р. Тамга представлен серией субпараллельных или кулисно подставляющих друг друга поддвигов с южной vergentностью.

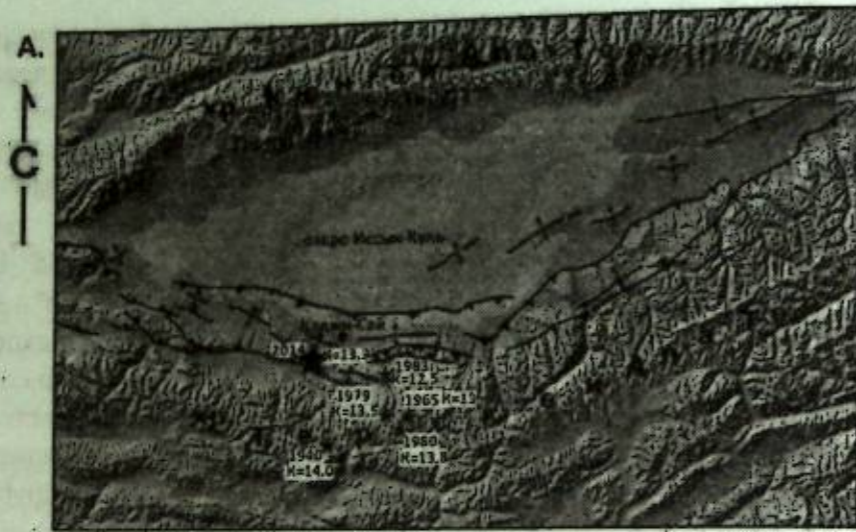
Другими словами, его эпицентр, по данным [2], находится в составе западной части Джумгало-Терекской сейсмогенерирующей зоны, выделенной как Тонский блок. Эта сейсмогенерирующая зона заключена между Предтерекским и Центрально-Терекским разломами и представляет собой клавишно-блоковую структуру южной части Иссык-Кульской глыбы древнего массива, которая, отсекая древнюю денудационную поверхность верхнего яруса рельефа гор Тегерек, представляет собой широкую, пологую и слегка всхолмленную площадку от крутого юго-западного склона с основанием, граничащим с болотистым участком урочища Каджи-Саз.

В скважине 1111 ТМВ «Каджи-Сай», расположенной практически в эпицентральной зоне, т.е. в 5 км от эпицентра, с 2009 года ведутся режимные наблюдения: замеряется температура и определяются содержания хлора, карбонатов, гидрокарбонатов, а также рассчитывается магний. На этом уровне значения pH среды ТМВ «Каджи-Сай» представлены разбросами в пределах фонового коридора, не включая летнего и раннего времени (август-сентябрь), когда они одинаково понижаются от 8,7 до 8,6 и устойчиво сохраняются до середины осени. По величинам pH, находящимся в слабощелочных условиях (7,8), в первой половине декабря понижаются до верхней границы нормальной среды (7,4-7,5), а 16 декабря спускаются до минимума (7,2-7,1), а температура снижается от 55 до 53,5°C, тогда как содержание CO_2 , сначала ступенчато, затем слабыми миганиями увеличивается от 4,8-5,0 до 7,2-8,1, сохраняя это до конца года.

При этом содержание HCO_3^- и Ca^{2+} находится в стабильном режиме, но амплитуды колебаний, не превышающие 1%, имеют вид прогнитофазных скачков, тогда как в течение первого полугодия четкое повышение наблюдается хлора, чем магния, а со второй части июня сменяется частыми импульсами. Так, в это время концентрации HCO_3^- и Ca^{2+} проявляют относительную стабильность, но зафиксированы среднесрочные бухтообразные аномальные изменения по содержаниям Cl^- и Mg^{+2} (рис. 5).

С другой стороны, на рисунке 3 в качестве сравнительного примера приведены временные вариации ТМВ «Джеты-Огуз» и «Каджи-Сай», где показано, что в этих гидрогеохимических средах нередко появляются скачкообразные траектории в их колебаниях, с одной стороны, свидетельствующие об изменении внешних и внутренних условий, а с другой – о взаимодействии со структурными блоками в земной коре.

Выводы. В нашей республике в качестве источников информации для прогноза землетрясений успешно применяются данные о режиме подземных, большей частью термоминеральных вод (ТМВ), с помощью которых даже дискретными измерениями (один раз в сутки) при сейсмических событиях с $K \geq 10$ фиксируются отклонения от фоновых значений, иногда и на дальних расстояниях.



1. ★ Инструментальный эпицентр Каджисайского землетрясения 2014 г.;
2. Активные разломы: подвиги, взбросы; Антиклиналь.

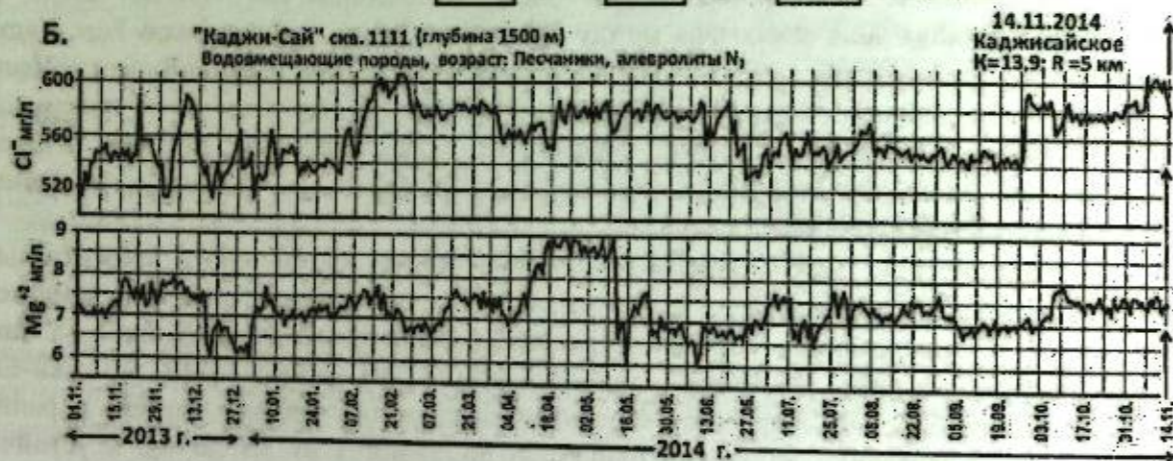


Рисунок 5 – Выкопировка из карты активных структур Южного Прииссыкулья и эпицентров Каджисайских и Барскаунских землетрясений.

Поскольку ТМВ в виде естественных источников, круглогодично выходящих из зон глубинных разломов в гидрогеологических массивах, характеризуются стабильным химическим составом, то нарушения в их физико-химических показателях фиксируются и вдали от эпицентра землетрясений как суммарный эффект от сейсмической активизации. В связи с этим их временные вариации, улавливающие изменение внутренней и внешней среды, как и сейсмические волны, имеют перспективы в проблемах изучения «дыхания» Земли.

Литература

1. Вартанян Г.С., Бредехофт Дж.Д., Роузллоффс Э. Гидрогеологические методы исследования тектонических напряжений // Советская геология. 1991. № 9. С. 3-12.
2. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176-1190.
3. Куликов Г.В., Рыжов А.А., Гарифулин В.А., Лыгин А.М. Оценка геодинамической обстановки и сейсмической опасности по энергетическим параметрам и векторам напряжений гидрогеодеформационного поля // Разведка и охрана недр. 2010. № 7. С. 19-24.
4. Каталог землетрясений Института сейсмологии НАН КР. Фонды ИС НАН КР.
5. Мамыров Э., Маханькова В.А., Березина А.В., Молдобекова С., Хан В.В. Прогноз вероятного места сильных землетрясений на территории Кыргызстана // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2013. № 1. С. 59-71. (<http://www.journal.seismo.kg>).

6. Кендирбаева Дж.Ж., Гребенникова В.В. Пространственно-временная динамика сейсмогидрогеологического «интерьера» Кыргызстана // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2015. № 1. С. 46-54. (<http://www.journal.seismo.kg>).
7. Имашев С.А., Кендирбаева Дж.Ж., Свердлов Л.Г. Алгоритм и технологии программного обеспечения «GEOCHEMISTRY» для выявления гидрогеохимических эффектов землетрясений // Вестник КРСУ. 2018. № 4. С. 164-169.
8. Кендирбаева Дж.Ж. О дискретности гидрогеологических условий и разрывно-блоковой делимости Кыргызского Тянь-Шаня // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле, интерпретация геофизических полей. Екатеринбург. 2017. С. 206-210.
9. Сычев В.Н., Имашев С.А. Оценка параметра Херста сейсмического сигнала // Геосистемы переходных зон. 2017. № 2 (2). С. 50-61.
10. Кендирбаева Дж.Ж. Основные принципы регионального анализа гидрогеологической системы Кыргызстана как источника информации прогноза землетрясений // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2014. № 2. С. 65-69.

ВЛИЯНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ВАРИАЦИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Мухамадеева В.А., Лазарева Е.А.
vinera@gdirc.ru, lazareva@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

В статье дается краткий обзор сейсмической обстановки на территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП); анализируются временные ряды разности модуля полного вектора магнитного поля для стационарных и рядовых пунктов геомагнитного мониторинга в один из периодов активизации сейсмичности (2004 г.); на отдельных примерах рассматривается связь вариаций магнитного поля с сейсмическими событиями.

Ключевые слова: землетрясение, эпицентр, мониторинг, магнитное поле, вариация.

Во многих странах, расположенных в сейсмоактивных районах земного шара, ведутся непрерывные наблюдения за состоянием среды, в которой формируются очаги будущих землетрясений. Основная роль в системе мониторинга отводится геофизическим методам.

На Бишкекском геодинамическом полигоне (БГП), помимо сети электромагнитного мониторинга на основе методов МТЗ (магнитотеллурическое зондирование, изучается естественное электромагнитное поле Земли) и ЗСД (зондирование становлением поля в дальней зоне, применяются искусственные источники возбуждения поля) существует и сеть постоянных геомагнитных наблюдений с использованием высокоточных магнитовариационных станций. Регистрация происходящих в пределах БГП и его ближайших окрестностях землетрясений различного класса осуществляется сейсмологической сетью KNET.

Непосредственно на территории БГП (42° - 43° с.ш. и 73° - 76° в.д.) ежегодно регистрируется в среднем 164 сейсмических события (рис. 1, а). Значительная их доля – это слабые события 7-8-го классов, сильные землетрясения крайне редки.

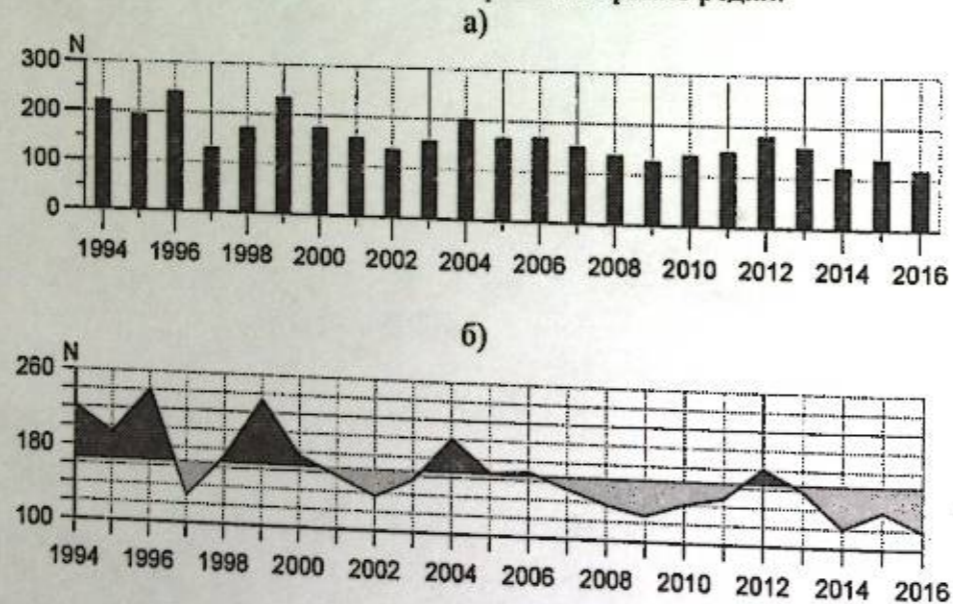


Рисунок 1 – Гистограмма (а) и график (б) распределения сейсмических событий по годам на территории БГП (в пределах 42° - 43.2° с.ш. и 73° - 76° в.д.). Заливкой выделены периоды снижения и роста сейсмической активности

Если рассматривать распределение сейсмических событий относительно некоторого среднего значения за год, то можно заметить, что периоды активизации сейсмических

процессов сменяются периодами ее ослабления. Согласно приведенному графику, на территории полигона можно наблюдать несколько периодов сейсмической активизации: в 1996, 1999 и 2004 гг. (рис. 1, б).

Как показывает статистический анализ частоты, с которой случаются землетрясения (в данном случае рассматривается весь диапазон энергетических классов - от 6 и выше), в 42% случаев они следуют друг за другом с интервалом менее одних суток, в 20% случаев – от одних суток до двух, в 13% - от двух до трех суток и далее по убывающей. Случаи, когда временной интервал между двумя землетрясениями превышает 13 дней, крайне редки.

Пространственное распределение эпицентров землетрясений по рассматриваемой площади представлено на рис. 2.

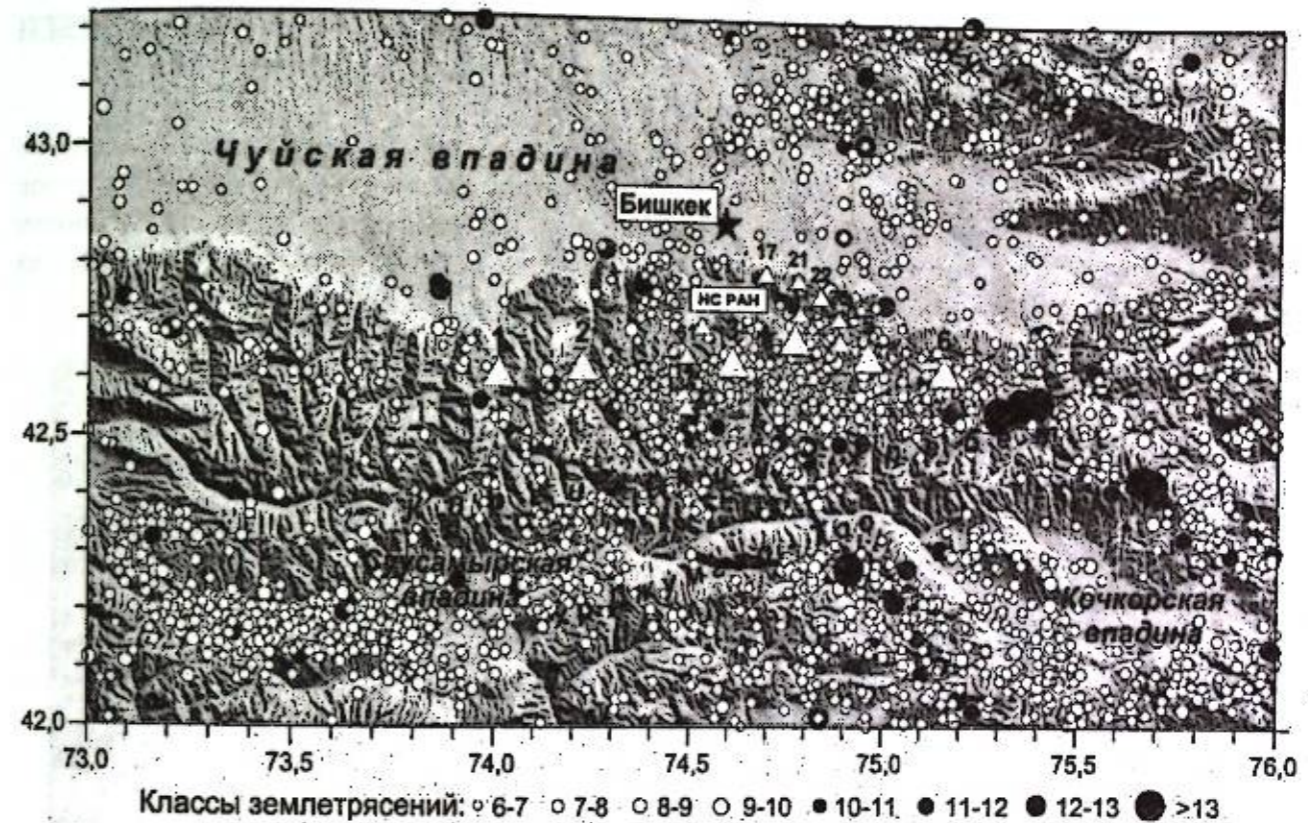


Рисунок 2 – Карта расположения пунктов геомагнитных наблюдений (обозначены черными треугольниками) с вынесенной на нее сейсмичностью за период с 1994 по 2016 гг.

Стационары: 1-Аксу; 2-Шавай; 3-Чонкурчак; 4-Таш-Башат; 5-Иссык-Ата; 6-Кегеты; 7-Карагай-Булак. Рядовые пункты: 11-Норуз; 13-Кашкасу; 14-Средняя Ала-Арча; 17-Ала-Тоо; 18-Тогузбулак; 21-Дачи; 22- Нижняя Серафимовка; 23-Горная Серафимовка; 35- Верхняя Ала-Арча; 61-Шлагбаум

Как видно из рисунка 2, сейсмические события распределены по исследуемой площади крайне неравномерно. Наибольшая плотность землетрясений наблюдается в крайней юго-западной части полигона, в районе Суусамырской долины, на северных склонах Киргизского хребта, преимущественно в междуречье Аксу-Шамси, в восточной части хребта Джумгал-Тоо, в южном и юго-западном горном обрамлении Кочкорской впадины. Отдельные локальные участки повышенной концентрации сейсмических событий имеют место в восточной части полигона, на стыке Киргизского хребта с хребтами Кунгей- и Терской Ала-Тоо, а также на территории Казахстана, вблизи границы с Киргизией.

Последовательное распределение сейсмических событий во времени можно представить, если вынести их на шкалу времен (рис. 3).

Наличие большого количества слабых землетрясений (рис. 3) делает шкалу практически «нечитаемой», что лишний раз подтверждает тот факт, насколько плотным

является сейсмический фон на исследуемой территории и как сильно он может затруднить процесс интерпретации результатов магнитометрии.

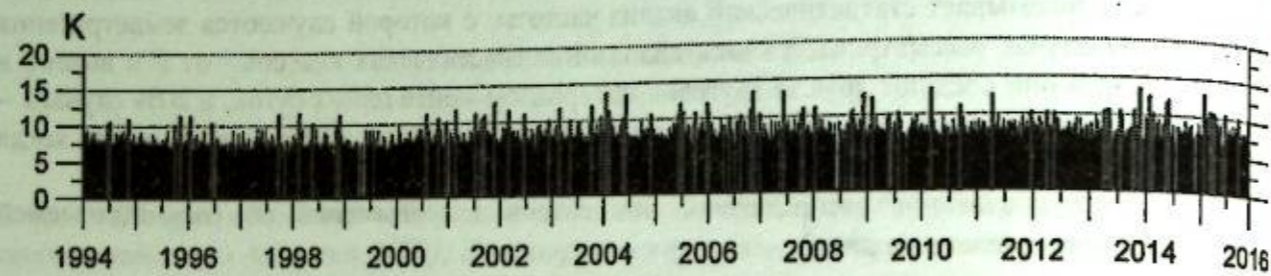


Рисунок 3 – Распределение во времени сейсмических событий, зарегистрированных на БГП сетью KNET в период с 1994 г. по 2016 г. События с $K > 10$ выделены серым цветом

Использовать шкалу землетрясений в таком виде при сопоставлении с данными геомагнитных наблюдений представляется неразумным. Рассмотрим небольшой отрезок времени, например, 2004 г., когда наблюдался очередной период активизации сейсмичности (рис. 4), и проследим на конкретном примере, как ведет себя магнитное поле на стационарных и рядовых пунктах сети.



Рисунок 4 – Карта сейсмичности Бишкекского геодинамического полигона в 2004 г. Черными треугольниками отмечены пункты геомагнитных наблюдений

Следует заметить, что выявление внутренних геомагнитных вариаций на фоне внешних, происходящих из-за вращения Земли относительно Солнца, основано на общепринятой разностной методике обработки наблюдений. На рисунке 5 представлены фрагменты временных рядов разности модуля полного вектора ΔT магнитного поля за 2004 г (при вычислении ΔT в качестве базовой станции был использован стационарный пункт Аку).

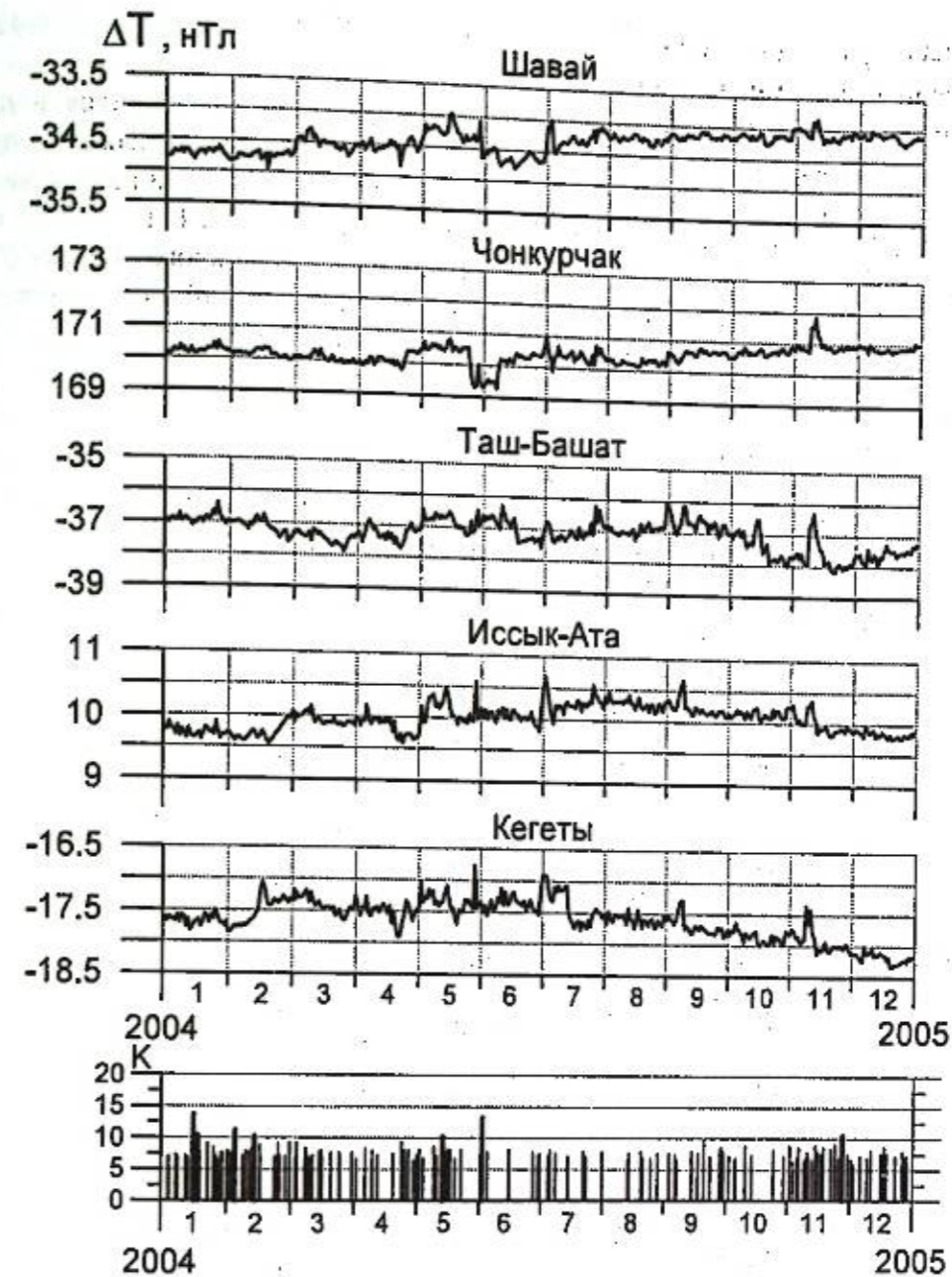


Рисунок 5 – Фрагменты временных рядов ΔT , построенных по среднесуточным значениям для стационарных пунктов сети геомагнитных наблюдений.

Как видно из рисунка 5, наблюдаемые вариации магнитного поля совпадают или предшествуют землетрясениям. Причем аномальные изменения ΔT характерны не только для землетрясений с большим энергетическим классом, но и для серий слабых событий. Однако во временных рядах не находят должного отражения события с $K > 10$ и даже $K > 13$, как, например, в январе-феврале, или присутствуют вариации, которые невозможно связать с сейсмическими событиями.

На графиках разности полного вектора магнитного поля для рядовых пунктов наблюдений (рис. 6) аномальные эффекты имеют фрагментарный характер, и связано это, прежде всего, с дискретностью проводимых измерений (1 наблюдение в неделю).

Рассмотрим более детально процесс изменения ΔT в период с апреля по июль 2004 г. Выбор этого временного диапазона не случаен и связан с землетрясением с $K=13.25$ (02.06.2004, 17:15:10.92, $H=17.9$ км).

Надо заметить, что события с энергетическим классом выше 13 непосредственно на территории БГП происходят нечасто: с 1994 г. было зарегистрировано лишь 6 событий, причем начиная только с 2004 г. Вышеупомянутому землетрясению предшествовали два

события: 23.04.04 с $K=9.3$ (16:39:34.47, $H=9.1$ км) и 13.05.2004 с $K=10.24$ (22:37:9.42, $H=12.57$ км). Все указанные события произошли с интервалом в 21 день.

Апрельское землетрясение 23.04.2004, эпицентр которого находился в предгорьях Киргизского хребта, между стационарными станциями Таш-Башат и Иссык-Ата, примерно в 8 км к востоку и к западу соответственно, сопровождалось 10 афтершоками в виде слабых землетрясений 7-8 классов. Событие 13.05.2004 (22:37:9.42, $K=10.24$ и $H=12.57$ км) имело место в непосредственной близости от станции Чонкурчак, в 2 км к юго-востоку от нее. Оно сопровождалось серией афтершоков в виде слабых землетрясений преимущественно 6-7 классов и одного события с $K=9$, длившихся вплоть до начала июня.

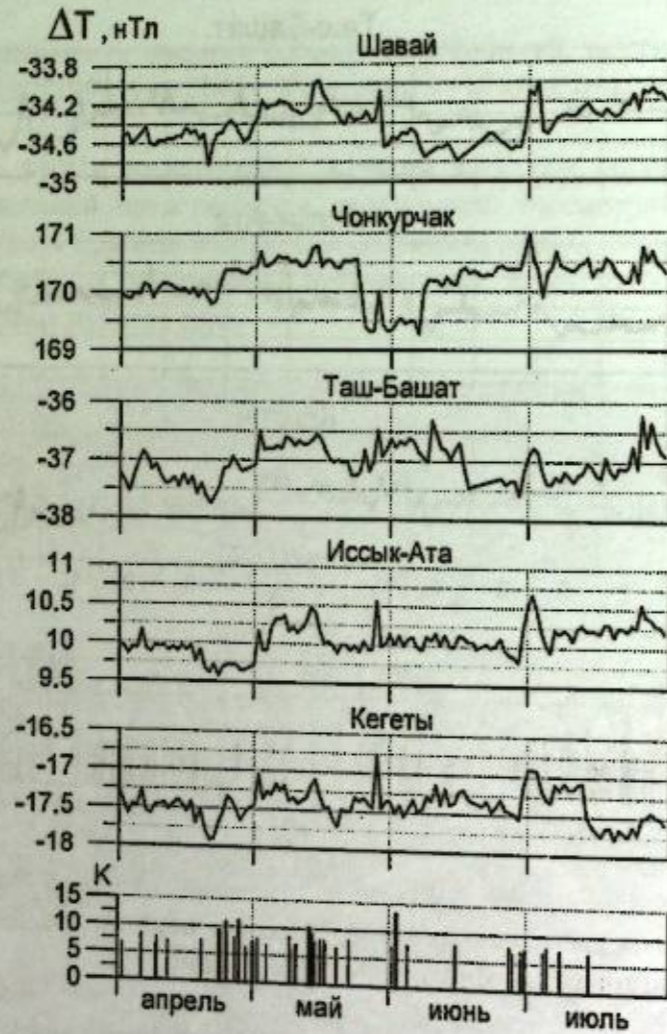


Рисунок 6 – Фрагменты временных рядов ΔT для стационарных пунктов сети геомагнитных наблюдений за апрель-июль 2004 г. Шкала сейсмичности составлена по данным сети KNET

Отмечается некоторая любопытная особенность в локализации слабых землетрясений в этот период: они наблюдались не только в радиусе 1-3 км от станции, в зоне сочленения двух разломов (Чонкурчакского и разлома северо-восточного направления), но и в восточной части хребта Молдо-Тоо, примерно в 50-70 км к юго-востоку от ст. Чонкурчак, где впоследствии произошло более сильное землетрясение с $K=13.25$ (02.06.2004, 17:15:10.92, $H=17.9$ км), ставшее причиной возникновения афтершоков в зоне предыдущего землетрясения 13.05.2004.

На графиках, построенных по среднесуточным значениям ΔT (рис. 6), аномальные эффекты от вышеуказанных сейсмических событий более чем очевидны. Однако определенный интерес вызывает факт отражения этапа подготовки землетрясения на

суточных графиках поля и его разностей относительно базовой станции Аксу на всех стационарных станциях сети геомагнитных наблюдений.

В качестве примера на рис. 8 приведен ход поля по одной из стационарных станций 13 мая 2004 года, в день, когда произошло сейсмическое событие 10-го класса с эпицентром в непосредственной близости от места расположения одного из стационаров – ст. Чонкурчак.

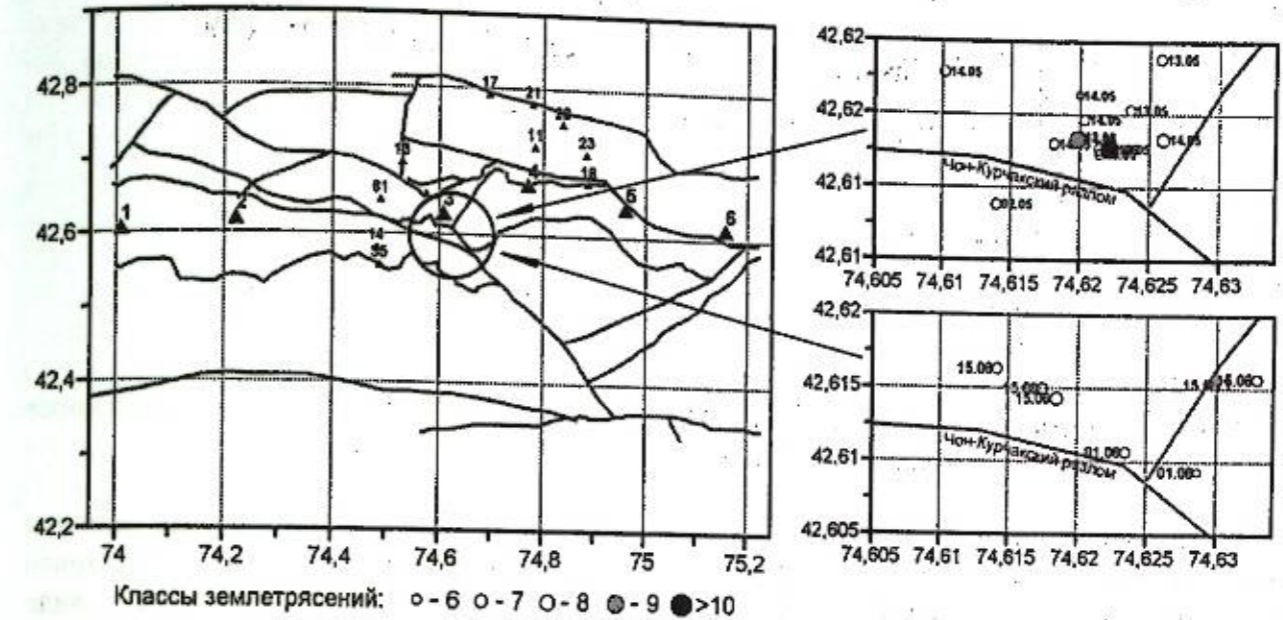


Рисунок 7 – Сейсмическая обстановка в мае-июне 2004 г. с детализацией местоположения афтершоков

Как видно на графике T , за шесть часов до известного события поле начинает постепенно снижаться, и происходит это примерно в течение 3-х часов, а затем возрастает. Максимум достигается примерно за 2 часа до землетрясения. Изменения происходят синхронно по всем станциям сети. Непосредственно сам момент землетрясения (22:37:9.42) на графиках T не отражается.

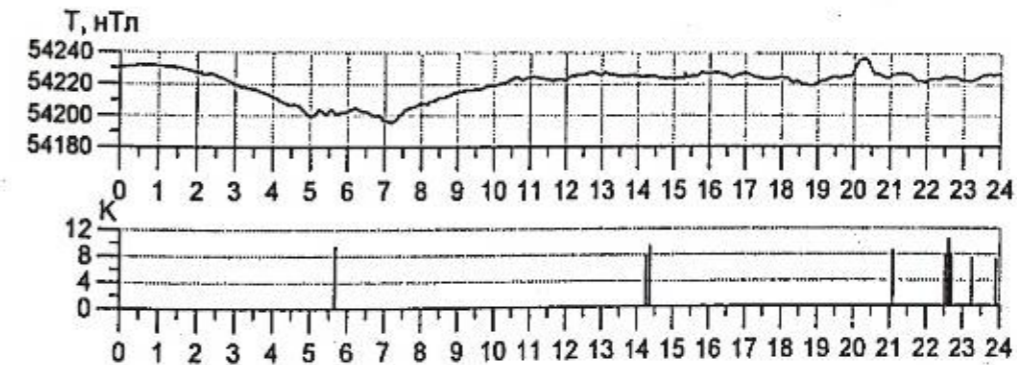


Рисунок 8 – График модуля полного вектора магнитного поля на станции Чонкурчак 13.05.2004

На графиках разности поля ΔT за 2 часа до события начинает формироваться минимум ΔT : сначала на станции Чонкурчак, наиболее близко расположенной к эпицентру события, затем, по мере удаления от очага землетрясения, на стационарах Шавай и Иссык-Ата, и позже всех на Кегетах. Продолжительность вариаций ΔT (спад и последующее восстановление значений ΔT до прежнего уровня) составила порядка 40 минут. Следующий минимум, примерно в половину меньший по амплитуде, наблюдался на всех станциях за 1,5 часа до основного толчка (рис. 9).

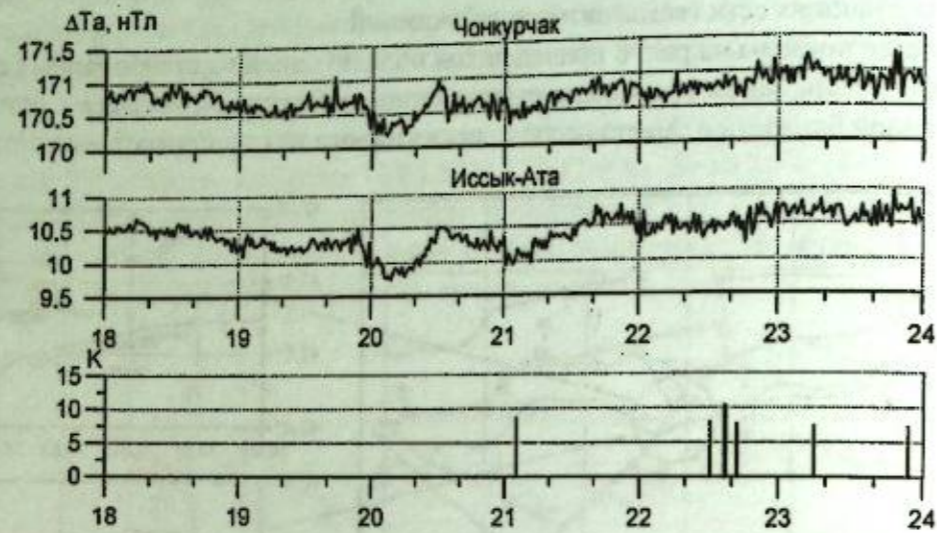


Рисунок 9 – Фрагменты разностных рядов модуля полного вектора T для стационарных пунктов геомагнитных наблюдений. 13.05.2004

Наглядное представление о том, как менялось магнитное поле в отдельные моменты рассматриваемого временного интервала на всей территории, как в период подготовки землетрясений 10-13-го классов, так и после него, дано на рис. 10. На рисунках, в виде изолиний и соответствующей заливки, отражена интенсивность аномальных вариаций ΔT относительно начала апреля. Устойчивое повышение ΔT наблюдается главным образом в области Чуйской впадины: в первой половине апреля оно охватывает северо-западную часть сети мониторинга, во второй половине месяца, накануне землетрясения 23.04.04, происходит снижение интенсивности поля в юго-восточной части сети, в направлении будущего эпицентра события, и далее, в течение 3-х недель после события, наблюдается смена знака вариаций.

После апрельского события 9-го класса на всей площади сети какое-то время продолжится рост значений ΔT на 3-15% вплоть до землетрясения 13.05.04.

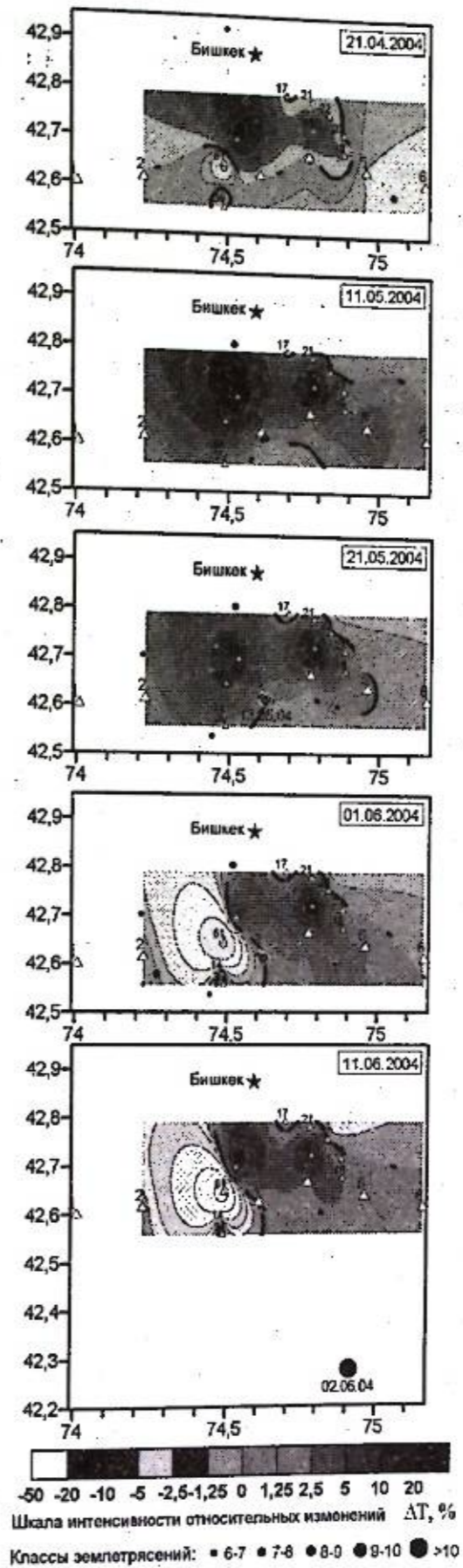


Рисунок 10 – Динамика изменения ΔT магнитного поля для отдельных дней периода с апреля по июнь 2004 г

Следует заметить, что и в случае апрельского, и в случае майского землетрясений их эпицентры располагаются в зонах, где вариации разности модуля полного вектора T минимальны или равны нулю.

Подготовка более значительного сейсмического события с $K=13.25$ 02.06.04 г. сопровождается резким спадом поля между станциями Шавай и Чонкурчак, относительно начала апреля вариации ΔT убывают на 50% и более, и область низких значений ΔT сохраняется в неизменном виде вплоть до конца июня. Как и в предыдущих случаях, эпицентр события располагается на предполагаемом продолжении изолинии с нулевой отметкой.

Заключение. Как показывает опыт многолетних наблюдений, магнитное поле является чувствительным к изменению напряженно-деформированного состояния среды, которое может быть реализовано в виде землетрясения. Различия в протекании вариаций на геомагнитных станциях сети могут быть связаны с расположением станции относительно источника деформационного процесса; с различием магнитных свойств пород, подстилающих конкретную геомагнитную станцию; с разным геологическим и геоэлектрическим строением разреза под каждой из станций; с присутствием в районе расположения геомагнитной станции токовых систем различной природы, не связанных с геодинамическими процессами.

Все перечисленные выше причины затрудняют выделение «полезных» вариаций магнитного поля, предшествующих будущему землетрясению. Однако в какой-то степени задача немного упрощается, если геомагнитные наблюдения рассматриваются в комплексе с другими режимными наблюдениями, в частности, с электромагнитными наблюдениями [1].

Литература

1. Изучение геодинамических, сейсмических и геофизических процессов как основы прогноза землетрясений (включая моделирование неупругих процессов в сейсмогенерирующих зонах). Отчет о научно-исследовательской работе. Бишкек: ИС РАН. 2015. С. 55-63.

АНОМАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ АТМОСФЕРЫ В ПЕРИОДЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Свердлик Л.Г., Имашев С.А.

l.sverdlik@mail.ru, sanzhar.imashev@gmail.com

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

Представлены результаты, полученные с использованием разработанной методики диагностирования аномалий температуры и основанные на ретроспективном анализе процессов трансформации профилей температуры в зоне раздела тропосферы и стратосферы над эпицентрами землетрясений энергетического класса $K>13.0$, произошедших в 1992 г. и с 2003 по 2015 гг. Аномальные возмущения температуры наблюдались в 75 % случаев за интервал времени 1–8 дней до основных сейсмических событий. Выявлена связь аномалий пространственного распределения уходящей длинноволновой радиации с сильными землетрясениями.

Ключевые слова: землетрясение, спутниковые данные, профили температуры, тропопауза, аномалии, уходящая длинноволновая радиация.

Введение. Взаимодействие двух крупных горных систем, Тянь-Шаня и Памира, определяют сложный характер геодинамических процессов и высокий уровень сейсмической активности в Центральной Азии, а соответственно, проведение многочисленных геофизических и геологических исследований с помощью наземных наблюдений и средств космической геодезии (GPS). В то же время диагностике связанных с землетрясениями возмущений в атмосфере уделяется недостаточное внимание. Так же, как и использованию спутникового дистанционного зондирования, к достоинствам которого можно отнести глобальность охвата, включая горные районы, и регулярность получения данных [1]. В работе представлена методика и результаты ретроспективного анализа спутниковых измерений, которые позволяют выявить аномальные вариации температуры в верхней тропосфере как вероятные предвестники сильных сейсмических событий в регионе.

Используемые данные. Исследование потенциальных возможностей спутникового мониторинга применительно к выявлению аномалий температуры атмосферы проведено на примере 15 наиболее сильных землетрясений, которые произошли на территории, ограниченной координатами $39^{\circ}43'N$, $71^{\circ}79'E$ в 2003–2015 гг. и характеризовались энергией сейсмических волн (K) от 13.0 до 14.8 (таблица 1). Рассмотрено также сильнейшее за последние десятилетия Суусамырское землетрясение (19.08.1992; $K=17.0$). Сведения о сейсмических событиях взяты из каталога землетрясений Института сейсмологии НАН КР и Научной станции РАН в г. Бишкеке, составленного по данным сейсмологической сети KNET [2]. Для анализа временных и высотных вариаций температуры атмосферы использовались данные спутниковых измерений (MERRA 3D) на 23-х изобарических уровнях (p_k) от 800 hPa до 10 hPa [3].

Вертикальные профили температуры $T(p_k)$ были восстановлены над каждым участком размером $\pm 1^{\circ}$ от эпицентра землетрясения для временных периодов, составляющих 45–60 дней до и 30–45 дней после каждого из рассматриваемых событий. Выбранное время регистрации (00:00 и 12:00 UTC) и дискретность измерений ($\Delta t=12$ часов) позволили ослабить суточную составляющую и сохранить особенности временной изменчивости температуры.

Карты пространственного распределения уходящей длинноволновой радиации (OLR) построены по данными NOAA/ESRL [4].

Таблица 1. Характеристики исследуемых сейсмических событий ($K > 13.0$)

№	Date	Time	Lat. N	Long. E	D, km	K	n
EQ01	19.08.1992	02:04:36	42.067	73.633	20.0	17.00	105
EQ02	22.05.2003	18:11:55	42.989	72.814	7.0	14.26	18
EQ03	16.01.2004	09:06:18	42.549	75.297	13.95	13.68	14
EQ04	02.06.2004	17:15:11	42.276	74.914	17.88	13.25	2
EQ05	08.11.2006	02:21:27	42.565	75.356	18.56	13.37	5
EQ06	25.12.2006	20:00:58	42.112	76.032	0.12	14.83	20
EQ07	06.06.2007	11:09:26	42.569	75.399	12.96	13.25	7
EQ08	05.10.2008	15:52:42	38.896	73.395	50.18	13.25	2
EQ09	02.03.2010	01:55:36	42.433	75.6610	19.30	13.34	22
EQ10	18.03.2011	09:36:27	43.016	74.948	17.08	13.00	2
EQ11	09.04.2011	12:30:25	42.016	74.840	6.27	13.20	2
EQ12	05.02.2012	07:10:15	41.396	74.761	13.42	13.21	5
EQ13	23.11.2013	09:42:06	42.427	75.687	9.92	13.46	13
EQ14	14.11.2014	01:24:17	42.189	77.229	10.08	13.98	1
EQ15	17.11.2015	17:29:37	40.426	73.187	3.06	13.53	7
EQ16	07.12.2015	08:30:53	41.660	74.695	15.91	13.60	3

Методика анализа временных рядов температуры атмосферы. Несмотря на специфические особенности волновых проявлений в динамике развития температурных аномалий накануне различных сейсмических событий [5], предлагаемая методика позволила определить основные закономерности изменения температуры, характерные для большей части произошедших сильных землетрясений [6]. На рис. 1 представлены графики, иллюстрирующие все этапы применения методики к временным рядам температуры атмосферы в марте-апреле 2011 г.

На начальном этапе были сформированы непрерывные временные ряды, содержащие значения температуры на всех высотных уровнях атмосферы. Временная динамика аномалий температуры (θT) рассчитывалась, как отклонение текущего значения температуры от среднемесячного уровня, нормированное на среднеквадратичное отклонение, а именно:

$$\theta T(x, y, n, t, p) = \frac{T(x_i, y_j, n, t, p_k) - \langle T(x_i, y_j, p_k) \rangle}{\sigma_T(x_i, y_j)} = \frac{\Delta T(x_i, y_j, n, t, p_k)}{\sigma_T(x_i, y_j)}$$

где: n – день измерения; t – время измерения; x – широта, y – долгота; i, j – обращение к точкам сетки координат ($2^\circ \times 2^\circ$); $T(x_i, y_j, t, p_k)$ – текущее значение температуры на каждом уровне (p_k); $\langle T(x_i, y_j, p_k) \rangle$ – среднее значение температуры; $\sigma_T(x_i, y_j)$ – среднеквадратическое отклонение.

На основании полученных данных вычислялись средние значения температурных аномалий в слоях атмосферы 600–300 hPa и 200–100 hPa (рис. 1а), которые примерно соответствуют свободной тропосфере (θT_{FT}) и области, расположенной между тропической и полярной тропопаузой (θT_{TP}). Высотные диапазоны, в которых усреднялись значения аномалий температуры (θT_{FT} и θT_{TP}), определялись с учетом особенностей динамики вертикальной структуры температуры. Для этого в каждом отдельном случае оценивалось высотное распределение дисперсии $\sigma_T^2(p_k)$ вариаций температуры атмосферы $T(t)$ (или аномалий $\theta T(t)$) на изобарических уровнях (p_k) от 600 до 100 hPa в смещаемом на 1 сутки скользящем временном окне шириной 5 суток ($\Delta t = 12h$). Таким образом, выявлялись области наиболее высоких значений дисперсии, а, соответственно, слои, в которых происходили интенсивные вариации температуры, что можно рассматривать как результат проявления активности различных возмущающих факторов, в том числе акустико-гравитационных волн [7]. Особенность теплового режима рассматриваемых высотных

интервалов заключается в различии поведения градиента температуры ($\gamma_{FT} = \Delta T / \Delta p < 0$; $\gamma_{TP} = \Delta T / \Delta p > 0$).

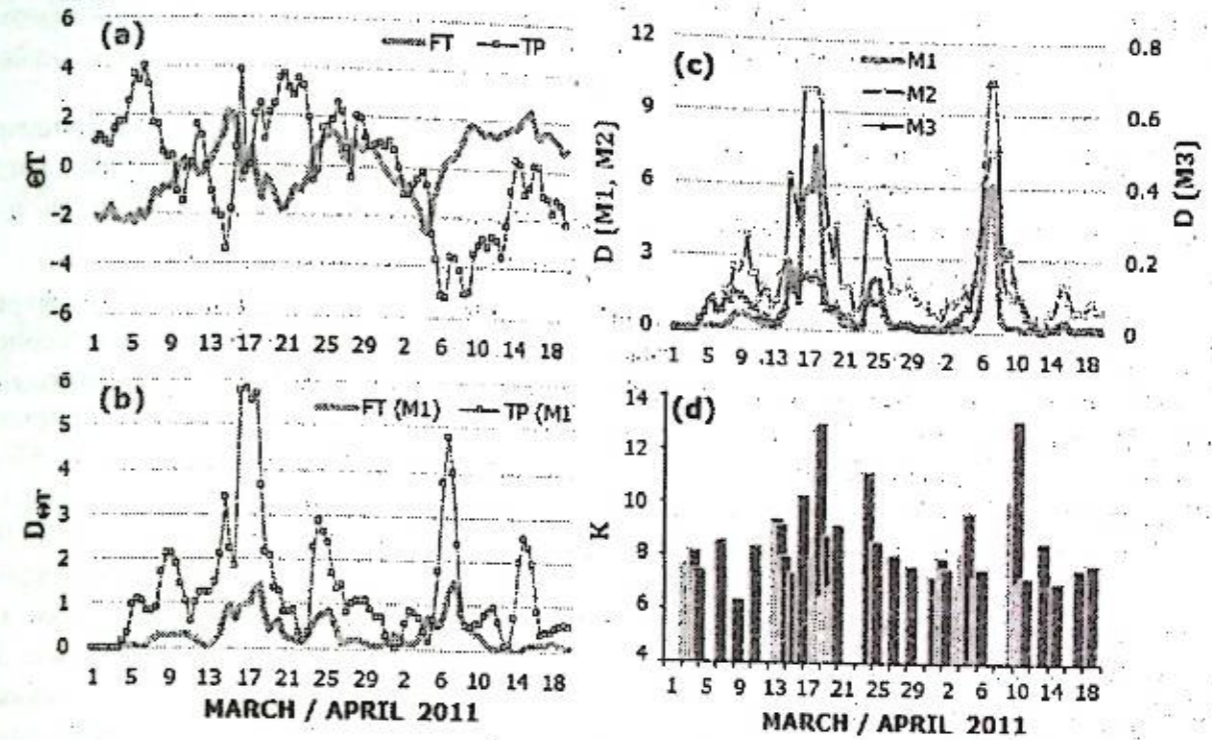


Рисунок 1 – Временная динамика аномалий средних значений температуры (а) и скользящей дисперсии (б) в слоях 600–300 и 200–150 hPa; параметра D (с), вычисленного с использованием среднего квадрата отклонений (Method 1), размаха (Method 2) и коэффициента вариации (Method 3); сейсмическая активность в марте-апреле 2011 г. (д)

Анализ временных рядов θT_{FT} и θT_{TP} проводился с использованием метода скользящего "окна", который основан на представлении каждого члена ряда в виде среднего m предыдущих наблюдаемых значений. В качестве параметров, объективно характеризующих особенности изменчивости температурных аномалий перед сильными землетрясениями, использовались: дисперсия D_{FT} (Method 1); размах R_{FT} (Method 2) и коэффициент вариации V_{FT} (Method 3). Сопоставление данных показало преимущество применения параметра D_{FT} (рисунок 1б). Размер "окна" составлял $m=6$, что позволило анализировать присутствующие в спектре колебаний температуры 5–8-дневные квазипериодические компоненты [7, 8]. Вейвлет-спектрограмма (рис. 2) отчетливо выделяет вариации подобного временного масштаба перед землетрясениями $K > 13.0$, произошедшими 08 ноября и 25 декабря 2006 г.

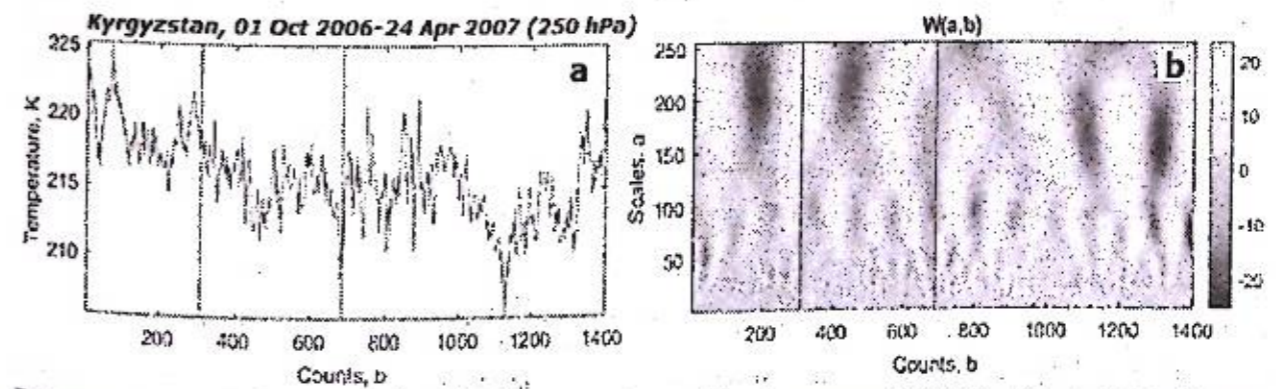


Рисунок 2 – Временной ряд температуры ($\Delta t = 3h$) на уровне 250 hPa (а) и его вейвлет-спектрограмма (б) в период с 01 октября 2006 г. по 24 апреля 2007 г. Вертикальными линиями показаны моменты сильных землетрясений 08 ноября и 25 декабря 2006 г.

отклонение текущего значения OLR от среднемесячного уровня за многолетний период. Критерием аномалии OLR являлось превышение текущего значения уходящей длинноволновой радиации за выбранный день относительно основного поля OLR на уровень 2σ (рис. 5b). Аномалии OLR наблюдались вблизи эпицентров за 2 дня до землетрясений (аномальные значения $OLR > 200 \text{ Вт/м}^2$). Несмотря на относительно низкое пространственное разрешение исходных данных и сложный рельеф в регионе, эта методика позволила зарегистрировать тепловые аномалии на сравнительно небольшой площади, размер которой составлял $\sim 150 \times 250 \text{ км}$.

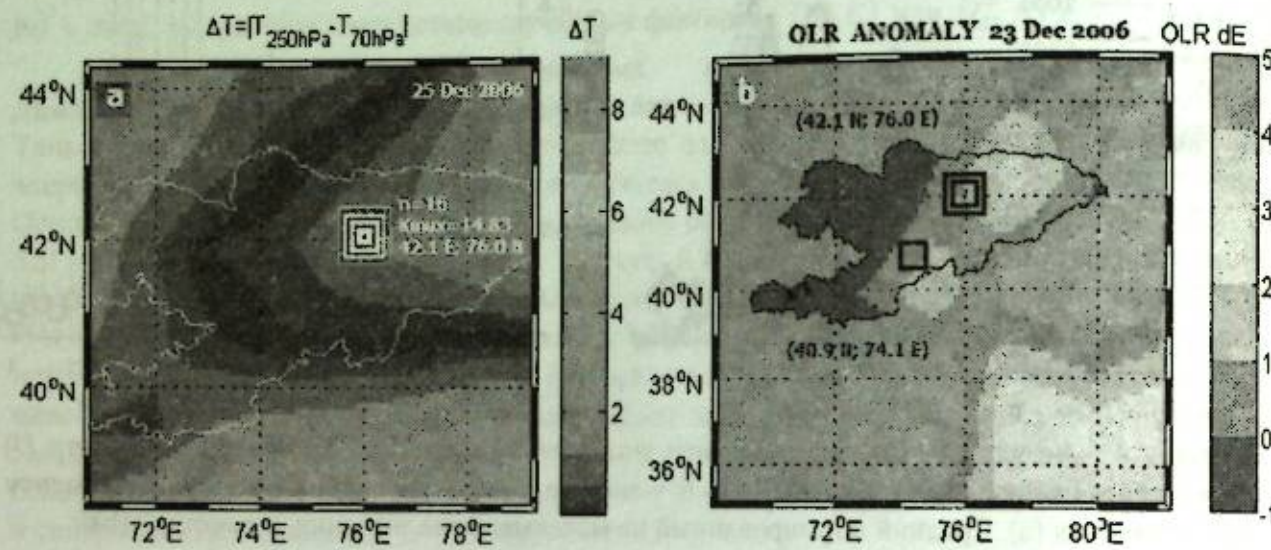


Рисунок 5 – Пространственное распределение разности температур ΔT , наблюдаемое 25 декабря 2006 г. (a) и аномалии OLR вблизи эпицентров землетрясений, произошедших 24 декабря ($K = 14.8$; 42.1 N и 76.0 E) и 25 декабря 2006 г. ($K = 9.3$; 40.9 N и 74.1 E) (b)

Расчеты также показали, что аномалия OLR , наблюдаемая 15 августа 1992 г. (накануне Суусамырского землетрясения), превышала уровень 2σ и примерно повторяла расположение активных региональных разломов (показаны пунктирными линиями), вытянутых в широтном направлении (рис. 6a). Спустя трое суток, за 1 день до землетрясения (18 августа 1992 г.) аномалия уходящей длинноволновой радиации была зарегистрирована вблизи эпицентра основного сейсмического удара (рис. 6b), что согласуется с аналогичными результатами, полученными для землетрясения 25 декабря 2006 г.

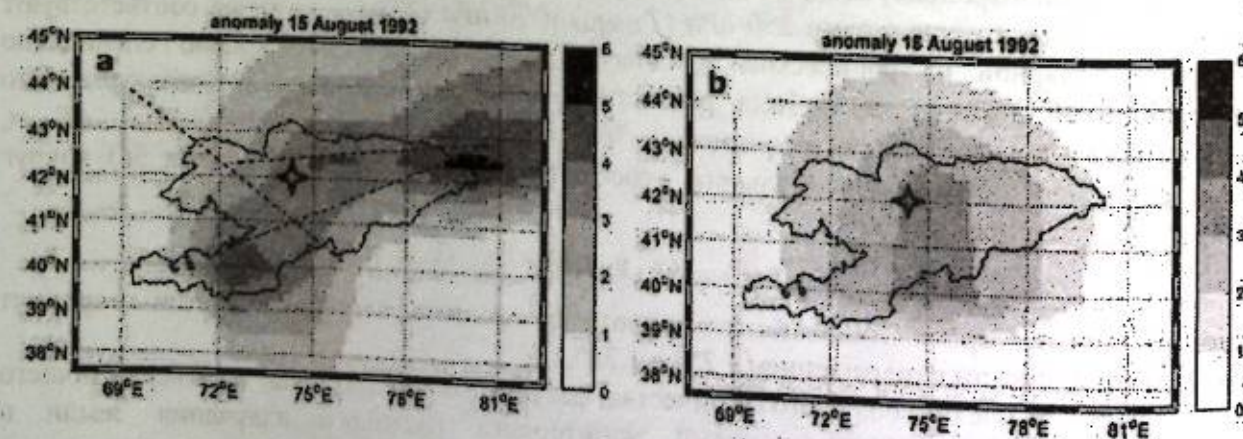


Рисунок 6 – Пространственное распределение аномалий уходящей длинноволновой радиации вблизи эпицентра землетрясения: а – 15 августа; б – 18 августа 1992 г.

Заключение. Анализ спутниковых данных показал, что возникновению большинства наиболее сильных сейсмических событий, произошедших в рассматриваемом регионе в 1992 г. и с 2003 по 2015 гг., предшествовало резкое изменение температуры в верхней тропосфере. Разработанная методика и средства программного обеспечения позволили исследовать особенности трансформации вертикальной термической структуры атмосферы, закономерности ее пространственно-временной изменчивости и выявить аномалии температуры и уходящей длинноволновой радиации в периоды подготовки землетрясений, которые проявлялись за 1–8 дней до основного сейсмического удара.

Несмотря на накопленную к настоящему времени положительную статистику результатов диагностирования аномалий температуры в верхней тропосфере пока преждевременно утверждать, что они распространяются на все крупные сейсмические события, соответственно, необходимо проведение дополнительных исследований. Главной целью этих исследований, наряду с расширением статистики, станет построение модели, показывающей, каким образом процессы, происходящие при подготовке землетрясений, вызывают аномальные колебания температуры в верхней тропосфере и противозонные колебания в области тропопаузы.

Авторы выражают благодарность сотрудникам NASA GES-DISC, обслуживающим систему Giovanni, за обеспечение свободного доступа к данным. Отдельная благодарность заведующему лабораторией комплексных исследований ИС РАН в г. Бишкек Брагину В.Д. за предоставление цифровых записей сейсмических событий.

Литература

1. Кашкин В.Б., Симонов К.С., Григорьев А.С. Космический мониторинг: атмосферные отклики сильных землетрясений, обнаруживаемые космическими средствами дистанционного зондирования Земли // Инженерная экология. 2011. № 2. С. 38–54.
2. Каталог землетрясений института сейсмологии НАН КР и Научной станции РАН в г. Бишкеке.
3. URL: <http://giovanni.gsfc.nasa.gov/>
4. URL: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/>
5. Свердлик Л.Г., Имашев С.А. Методика диагностирования аномалий температуры атмосферы в периоды сейсмической активности // Вестник КРСУ. 2016. Т. 16. № 5. С. 170–174.
6. Свердлик Л.Г., Имашев С.А. Аномалии температуры атмосферы в периоды сейсмической активности // Журнал Сибирского федерального университета. Сер.: Техника и технологии. 2017. Т. 10. № 6. С. 783–793.
7. Кашкин В.Б. Внутренние гравитационные волны в тропосфере // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 10. С. 908–916.
8. Свердлик Л.Г., Имашев С.А. Изменение температурного режима атмосферы под влиянием сейсмической активности // Наука, новые технологии и инновации. 2015. № 4. С. 9–14.
9. Свердлик Л.Г., Имашев С.А. Динамика температуры тропопаузы в период сейсмической активности в Центральном Тянь-Шане // Наука, новые технологии и инновации. 2015. № 1. С. 23–27.
10. Venkatanathan N., Nityaganov V. Outgoing longwave radiations as pre-earthquake signals: preliminary results of 24 September 2013 earthquake (M 7.7). Current Science. 2014. V. 106. № 9. P. 1291–1297.

ОСОБЕННОСТИ ВЛИЯНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ПРОЯВЛЕНИЯ ГИДРОГЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Юсунов Ш.С., Нурматов У.А., Шин Л.Ю., Юсупджанова У.А.

Shuhrat-1951@mail.ru

Институт сейсмологии Академии наук Республики Узбекистан, г. Ташкент, Узбекистан

Длительные инструментальные наблюдения за проявлением комплекса прогностических полей на геодинамических полигонах Узбекистана показывают зависимости дальности и длительности проявления предвестников от энергии происшедшего землетрясения. Получены эмпирически и хорошо описываемые теоретическими расчетами распределения деформации в области подготовки землетрясений. Проведены специальные исследования в области оценки роли геолого-тектонических особенностей земной коры в проявлении предвестниковых аномалий.

Ключевые слова: флексури-разрывная зона, сейсмогенная зона, предвестники землетрясений, аномалия, Ташкентский геодинамический полигон.

Введение. Настоящая работа посвящена изучению причинно-следственной взаимосвязи аномальных изменений гидрогеосейсмологических полей с возникшими землетрясениями, изучению механизма передачи предвестникового возмущения на большие расстояния от эпицентра и влияние разноранговых пространственных неоднородностей геологической среды на проявления аномальных возмущений, связанных с подготовкой землетрясений.

Для достижения этой цели в работе необходимо было решить следующие взаимосвязанные задачи:

1. Изучить особенности проявления комплекса прогностических полей и установить статистически значимые аномальные возмущения.
2. Установить основные характеристики (длительность, дальность от пункта наблюдений, амплитуды проявления и др.) аномального проявления изучаемых полей.
3. Сравнительный анализ характера проявления аномальных возмущений прогностических полей и особенностей геолого-тектонического строения района исследования.
4. Оценка роли геолого-тектонических особенностей в проявлении и распространении предвестниковых возмущений в пространстве.

В настоящее время путем комплексного анализа геолого-тектонических, геофизических, структурных особенностей сейсмоактивных территорий достигнуты определенные успехи в области прогнозирования места и силы возможных землетрясений. Выделены основные сейсмогенные зоны Узбекистана, в пределах которых возникает основная масса сильных землетрясений, оценен сеймотектонический потенциал этих зон (максимальная сила возможного землетрясения) [1, 5]. Однако в области прогнозирования времени ожидаемых землетрясений достигнутые успехи относительно скромны. Мы пока не располагаем технологией гарантированного прогноза точного времени возникновения очередной подземной стихии. Длительные инструментальные наблюдения за проявлением комплекса прогностических полей на геодинамических полигонах Узбекистана показали, что перед многими сильными землетрясениями действительно имели место проявления гидрогеохимических, геофизических, деформационных и других аномалий. Аналогичные результаты также получены в различных сейсмоактивных регионах земного шара. Выявлены сотни случаев аномальных изменений геофизических полей, гидрогеосейсмологических

параметров, деформаций земной коры, которые авторами связываются с процессом подготовки землетрясений [2, 6, 7]. Пространственно-временные, амплитудные и др. показатели выявленных аномальных проявлений, предшествующие землетрясениям, имеют широкий спектр. Статистическими методами установлено, что большинство выявленных предвестников зарегистрированы внутри области, ограниченной зависимостью $R = e^M$, км [4] или $R = 30R_{\text{очаг}}$, км (30-кратный размер очага землетрясения) [3] и результаты большинства наблюдений интерпретируются с этой позиции. Вместе с этим установлены многочисленные случаи, когда предвестниковые аномалии регистрируются на пунктах, отдаленных более чем на $30 \cdot R_{\text{очаг}}$, а иногда наблюдается отсутствие аномалий, когда пункт наблюдения оказался над очагом землетрясения или рядом с ним. Следует отметить, что большая часть установленных зависимостей дальности проявления предвестника от энергии происшедшего землетрясения получены эмпирически [2] и они хорошо описываются теоретическими расчетами распределения деформации в области подготовки землетрясений [4].

Неоднозначное поведение предвестниковых параметров, даже тогда, когда очаг землетрясения расположен относительно недалеко от пункта наблюдения, свидетельствует о том, что существуют другие факторы, которые контролируют проявления предвестниковой деформации на разных масштабных уровнях. До настоящего времени не установлен механизм передачи предвестникового возмущения на большие расстояния, не до конца изучена роль тектонических неоднородностей в процессе распространения деформационного поля. Решения необходимо искать на пути учета неоднородности поля деформаций, обусловленного блоково-разломным строением литосферы. Известно, что структура блоков земной коры иерархически упорядочена [3]. Результаты исследований показывают, что структурные особенности с размерами, изменяющимися от тысячи километров до сантиметров, приводят к появлению локальных полей напряжений с таким же диапазоном размеров [8]. Силы внешнего воздействия, объединяясь с внутренними энергетическими источниками, создают сложную геодинамическую обстановку сейсмоактивных территорий. Каждая тектоническая структура, в зависимости от своего масштабного уровня, испытывает действия полей напряжений всех уровней характерных размеров.

В основу интерпретации результатов сейсмопрогностических наблюдений заложены результаты модельных исследований современной геодинамической обстановки территории Центральной Азии. В работах [9, 10] произведена оценка современной геодинамической обстановки Центральной Азии и Среднего Тянь-Шаня с помощью экспериментального лабораторного моделирования структур земной коры, методом оптического моделирования. В основу моделирования заложена схема геодинамического районирования докембрийских структур Центральной Азии [10]. Согласно этой схеме, в настоящее время территория Центральной Азии находится под воздействием трех разнонаправленных горизонтальных сил сжатия, в результате чего они приводят к миграции «внутренних статических напряжений» в литосферных блоках. Результаты моделирования показали, что миграция напряжений в центральную часть региона обусловлена тремя разнонаправленными горизонтальными усилиями сжатия и находится в прямой зависимости от региональных разломов, в частности, от их пространственного расположения по отношению к направлениям сжимающих усилий. Одной из характерных особенностей полученных результатов является формирование крупных зон растяжений в процессе моделирования, где тектоническая напряженность имеет нулевое значение. В результате расшифровки механизма образования этих зон авторы пришли к выводу, что при полосовидной форме распределения напряжений происходит смещение крупных блоков земной коры, расположенных между региональными разломами. Эти смещения вызывают активность разломов, обусловленных региональными (планетарными) усилиями сжатия площади Центральной Азии в трех направлениях. Наиболее активной из крупных элементов изучаемой территории являются тектонические блоки, границами которых выступают региональные разломы. Для каждого тектонического блока характерна своя картина

распределения тектонических напряжений и тектонофизическое состояние, которые зависят от ряда факторов. Среди активных блоков выделяются треугольный блок, имитирующий Ферганскую впадину, и призматический блок, имитирующий Чаткало-Кураминский регион. Наиболее интенсивное смещение наблюдается в блоке соответствующей в природе Ферганской впадине. Смещение блока происходит на северо-восток по элементу, соответствующему Северо-Ферганскому разлому, который на всем своем протяжении тектонофизически нейтрализован с образованием по бортам зон локального растяжения. Смещение блока сопровождается нейтрализацией напряжений вдоль Северо-Ферганского разлома и концентрации их вдоль элемента, имитирующего Таласо-Ферганский разлом. Это дало авторам основание заключить, что разломы северо-восточного простирания, как в самой Ферганской впадине, так и в Чаткало-Кураме, а также участки сопряжений разломов с Северо-Ферганской структурой, являются сейсмоопасными тектоническими элементами.

Повышенной тектонической активностью отличается и зона Бесопано-Южно-Ферганского регионального разлома, ограничивающая Ферганскую впадину с юга, так как тектонический блок, представляющий Ферганскую впадину, смещается на северо-восток и тектоническая напряженность Бесопано-Южно-Ферганского разлома ослабевает. Смещение блока может вызвать вертикальную активность разлома и может сопровождаться землетрясениями, механизм которых связан с геодинамикой Ферганской впадины.

Ташкентский геодинамический полигон. Ниже, с позиции современной геодинамики Чаткало-Кураминского региона и зоны Бесопано-Южно-Ферганского разлома, попытаемся интерпретировать особенности проявления предвестников Туябугузского землетрясения 25 мая 2013 г. с $M = 5,6$.

Инструментальный эпицентр Туябугузского землетрясения 25 мая 2013 г. приурочен к юго-западному окончанию Ангренской сейсмогенной зоны, а макросейсмический эпицентр больше тяготеет к юго-западному окончанию Нурекатинской сейсмогенной зоны. Нурекатинская сейсмогенная зона на северо-востоке сочленяется с Пскемско-Ташкентской сейсмогенной зоной. Таким образом, все три сейсмогенные зоны в отдельных участках, объединяясь или разветвляясь, образуют единую геодинамическую систему (рис. 1).

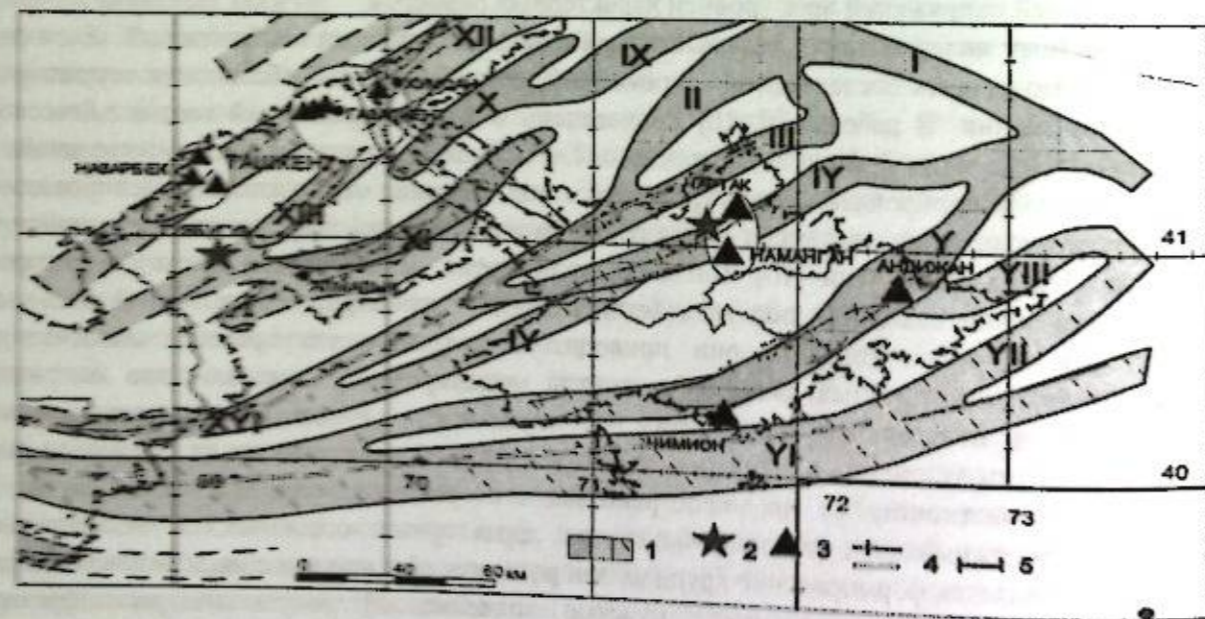


Рисунок 1 – Сейсмогенные зоны, активные разломы, эпицентры землетрясений и наблюдательные станции: 1 - сейсмогенные зоны (XII-Пскемско-Ташкентская; XIII-Нурекатинская; XI-Ангренская; II-Чаткало-Атойнакская; III-Ферганская; IV-Наманганская; V-Анжиянская; VI-Южно-Ферганская); 2 – эпицентры землетрясений; 3 – прогнозируемые эпицентры; 4 – разломы земной коры; 5 – государственные границы

Таблица 1. Аномальные проявления предвестников в период подготовки и свершения Туябугузского землетрясения

Параметры	ДО-сейсм. аномал.	КО-сейсм. аномал.	ПОСТ-сейсм. аномал.	На одной сейсмоген. зоне. R=70км	На др.сейсмоген. зоне(блоке) R=30км	На др.сейсмоген. зоне. R=225км
CO ₂	■■■■	▲	▲●●	■■■■	●●	▲▲
He	■■■■	●	●●	■■■■	●●●	
He (инг.)			●		●	
H ₂	■■■	▲	●▲	■■■	●	▲▲
Cl	■	●●	■	■■	●●	
HCO ₃ ⁻	■■■▲	●	▲	■■■	●	▲▲
Rn		●●			●●	
N ₂	■■■■■	▲	▲	■■■■■		▲▲
O ₂	■■■■■	▲▲		■■■■■		▲▲
pH	■	■		■■		
Eh	■	■■▲		■■■		▲
CH ₄		▲				▲

Примечание: ■ – аномальные проявления по 1-группе водопунктов; ● – по 2- группе; ▲ – по 3-группе.

Первая группа водопунктов (ст. «Озодбош», скв. Минора, ДАН, Чаткал и род. Озодбош) расположена в центральной части Ташкентско-Пскемской сейсмогенной зоны. На этом участке сейсмогенная зона сочленяется с Нурекатинской. Расстояние от водопунктов до эпицентра землетрясения $R \approx 70$ км.

Вторая группа водопунктов расположена на юго-западной части Ташкентско-Пскемской сейсмогенной зоны (расстояние до эпицентра землетрясения $R \approx 30$ км). Это скв. Текстиль, Институт бахчевых культур и Назарбек. Хотя по расстоянию эти водопункты находятся в 2 раза ближе к эпицентру, чем водопункты 1-ой группы, но между Нурекатинской и Ташкентско-Пскемской сейсмогенными зонами, имеется асейсмичный блок, приуроченный к Чирчикской впадине с шириной $\approx 20-30$ км.

Третья группа водопунктов расположена в 225 км от эпицентра, на Наманганской сейсмогенной зоне (станция «Чартак»). Между Нурекатинской и Наманганской сейсмогенными зонами имеются еще три отдельные сейсмогенные зоны.

В таблице 1 приведены все аномальные проявления предвестников всех водопунктов 3-х групп в период подготовки и свершения Туябугузского землетрясения (количество фигур означает количество водопунктов на каждой станции). Независимо от амплитуды и длительности аномалий, они распределены по этапам проявления и зафиксированы: до землетрясения (второй столбец – ДО-сейсм. аном.), во время землетрясения (третий столбец – КО-сейсм. аном.) и после землетрясений (четвертый столбец – ПОСТ-сейсм. аном.). В остальных столбцах приведена вся информация о наблюдаемых предвестниках на трех группах водопунктов, расположенных на разных сейсмогенных зонах. Как видно из таблицы, на водопунктах 1-группы аномалии, кроме единичных случаев, зафиксированы до землетрясения. Самые близкие и далекие водопункты (2 и 3 группы) откликнулись на подготовку землетрясения намного позже, т.е. около 50% случаев аномалии проявились во время землетрясения, а остальные после землетрясения.

Аномальные изменения в водопунктах, расположенных в зоне сочленения Нурекатинской и Ташкентско-Пскемской сейсмогенных зон, опережают по фазе изменения в других водопунктах. В первой группе водопунктов аномальные вариации имеют предвестниковый характер, а в остальных пунктах они проявились в период или после возникновения сейсмического события. В водопунктах Ташкентско-Пскемской сейсмогенной зоны, расположенных относительно близко, но на другой тектонической структуре,

аномалии наблюдались в период свершения землетрясения, а в отдаленных водопунках Наманганской сейсмогенной зоны (ст. Чартак) после возникновения землетрясения. Это свидетельствует о том, что деформационное поле, связанное с процессом подготовки и возникновения Туябугузского землетрясения, быстрее распространялось по зоне разломов.

Ферганский геодинамический полигон. Ранее аналогичные результаты были получены и для Учкурганского землетрясения 1995 года. В 1995 году 8 октября произошло Учкурганское землетрясение с магнитудой 5,3 (рис. 1). Аномальные проявления ряда параметров (Т, Р, рН, Н₂, Не, СО₂, НСО₃⁻) наблюдались на скважинах ст. Чартак, Чимнион и Ходжабад.

В таблице 2 представлены сведения об аномальных вариациях предвестников подземных вод Ферганского геодинамического полигона, связанные с Учкурганским землетрясением.

Таблица 2. Аномальные вариации предвестников подземных вод Ферганского геодинамического полигона, связанные с Учкурганским землетрясением.

Параметры	ДО -сейсмич. аномалия	КО -сейсмич. аномалия	ПОСТ -сейсмич. аномалия	На одной сейсмоген. зоне. (Чартак) R=10км	На другой сейс- моген. зоне. (Ходжабад) R=93км
СО ₂	■ ■ ■ ▲			■ ■ ■	▲
Не	■			■	
Н ₂	■		■	■ ■	
Сl ⁺		▲			▲
НСО ₃ ⁻		■		■	
Rn	■ ■	■		■ ■ ■	
N ₂	■			■	
O ₂	■	▲		■	▲
pH	■	■	▲	■ ■	▲
Eh	■ ▲	■		■ ■	▲
СН ₄	■			■	

Примечание: ■ – аномальные проявления по водопункам ст. Чартак; ▲ – по ст. Ходжабад.

Расположение эпицентров землетрясений в различных в структурно-тектоническом отношении зонах обуславливает различные деформации горных пород в разных частях региона и, тем самым, сказывается на характере и интенсивности предвестниковых аномалий для различных пунктов наблюдения [11].

Возможную причину наблюдаемых последовательностей проявления зарегистрированных предвестников, по всей видимости, можно объяснить с позиции современного геодинамического состояния блоков земной коры территории Восточного Узбекистана. На рис. 2 приведена геодинамическая схема Чаткало-Кураминского (а) региона и Ферганской долины (б). Границы геоблоков выделены на основе пространственного положения сейсмоактивных разломов, которые приняты за основу для выделения сейсмогенных зон. Первый из выделенных блоков, граничащий с Северо-Ферганским и Ангрэнским разломами, расположен перпендикулярно к действующему региональному усилию, а второй, треугольной формы, граничащий с Ангрэнским и Нурекатинским разломами, расположен под некоторым углом к действующим усилиям.

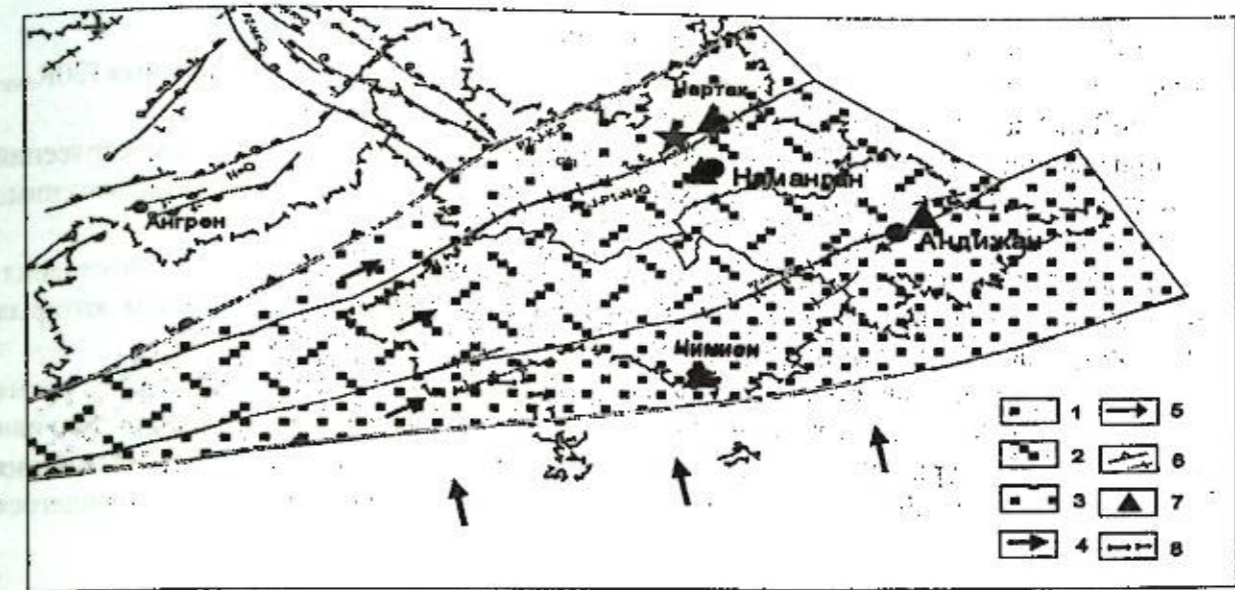


Рисунок 2 – Геодинамические схемы Чаткало-Кураминского региона и Ферганской долины: 1-3 – крупные блоки земной коры, 4 – направление региональных усилий, 5 – направление движения Ферганского блока, 6 – крупные разломы, являющиеся основой сейсмогенных зон, 7- пункты гидрогеосейсмологических наблюдений, 8 – граница Республики

По сравнению с первым блоком второй блок треугольной формы более склонен к подвижкам, следовательно, к генерации землетрясений.

Туябугузское землетрясение, по всей видимости, является следствием процесса взаимодействия обоих блоков вследствие региональных усилий. Об этом свидетельствует проявления гидрогеосейсмологических предвестников в северо-восточной части Пскемско-Ташкентской сейсмогенной зоны. Эти пункты расположены в зоне сочленения второго блока с самым северным, граничащим с Каржантауским разломом и в зоне его динамического влияния. Остальные пункты этой зоны, хотя расположены ближе, чем первая группа пунктов, но они находятся вне зоны влияния активизированного блока и в этой связи в них аномалии проявились после сейсмического события. Остальные пункты расположены еще дальше - в Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоне и аномалии, зарегистрированные в них, по всей видимости, являются следствием общей региональной активизации геодинамических блоков более высокого ранга.

Аномальные изменения, связанные с Учкурганским землетрясением, возникшие в Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоне, также как в первом случае, в разных пунктах имеют разнохарактерное время. В пунктах Чартак, Наманган аномальные изменения зарегистрированы за 12-13 месяцев до землетрясения. На пунктах Чимнион и Ходжабад они проявились за 5-6 месяцев до события, хотя эти пункты находятся на значительном расстоянии друг от друга.

По результатам моделирования, вследствие воздействия внешних сил, Ферганский блок, граничащий с Северо-Ферганским и Южно-Ферганским разломами, движется в северо-восточном направлении. Естественно возникает вопрос: «Ферганский блок движется как единое целое или действующие усилия на блок перераспределяются между тектоническими единицами более меньшего размера?». Известно, что в последнее время рядом с Северо-Ферганским и Южно-Ферганским разломами повышенной сейсмической активностью отличаются и одноименные флексурно-разрывные зоны. Это свидетельствует о том, что эти зоны являются местом разгрузки сил внешнего воздействия. По всей видимости, региональные силы, накладываясь на локальное напряженное состояние более мелких блоков, приводят к сейсмической активизации очаговой области. Обнаружение предвестников землетрясений на отдаленных пунктах является следствием региональных процессов, имеющих более короткое характерное время.

Заключение. В заключении мы обратим внимание на следующее:

- традиционные утверждения о проявлении предвестников на расстоянии кратных ($20R_{\text{очаг}}$ или $30R_{\text{очаг}}$) размерам очага землетрясения не всегда подтверждаются;
- в проявлении землетрясений и связанных с ними предвестников землетрясений определяющую роль играют существующие разломы и связанные с ним сейсмогенные зоны;
- при распространении предвестниковых возмущений на большие расстояния, определяющую роль играют масштабы тектонических блоков, по границам которых распространяется импульс тектонической активизации;
- степень «чувствительности» отдельных пунктов, характер, интенсивность и время проявления предвестниковых аномалий обусловлены, в первую очередь, общностью или различием структурно-геологических и сеймотектонических условий местоположения очагов землетрясений и пунктов наблюдений, а также интенсивностью готовящегося землетрясения.

Литература

1. Абдуллабеков К.Н., Ибрагимов Р.Н., Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Нурматов У.А. Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. Ташкент: Гидроингео. 2002. 132 с.
2. Абдуллабеков К.Н. Электромагнитные явления в земной коре. Ташкент: Фан, 1989. 231 с.
3. Головкин В.П., Нурматов У.А., Нармирзаев Ф.Д. Современные движения земной коры и сейсмичность. Ташкент: Фан, 1990. 179 с.
4. Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений // Моделирование предвестников землетрясений. Отв. ред. Добровольский И.П., Мячкин В.И. М.: Наука, 1980. С. 7-44.
5. Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 148 с.
6. Каталог сейсмических предвестников землетрясений. Отв. ред. Зубков С.И. М.: Ин-т. Физики Земли АН СССР, 1986. 269 с.
7. Нурматов У.А., Джалилова М.Ф., Турапов М.К., Юлдашев Э.Т. Связь сейсмичности с полями тектонических напряжений // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. Под ред. Абдуллабекова К.Н. Ташкент: ИС АН РУз. 2015. С. 39-42.
8. Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Перестройка тектонического поля напряжений в очагах землетрясений в окрестностях систем тектонических разрывов // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1982. С. 82-98.
9. Султанходжаев А.Н. Основы гидрогеосейсмологии. Ташкент: ИС АН РУз. 2006. 164 с.
10. Турапов М.К., Джалилова М.Ф., Нурматов У.А. Напряженно-деформированное состояние земной коры срединного Тянь-Шаня // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. Под ред. Абдуллабекова К.Н. Ташкент: ИС АН РУз. 2015. С. 42-46.
11. Юсупов Ш.С., Нурматов У.А., Шин Л.Ю. Некоторые особенности проявления гидрогеосейсмологических предвестников землетрясений // ГЕОРИСК - 2015. Девятая междунар. науч.-практ. конф. Отв. ред. Осипов В.И. М.: РУДН. 2015. С. 564-570.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ВОПРОСЫ ЕЕ БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ И САМОПОДОБИЯ ГЕОДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

СЕЙМОТЕКТОНИКА ЗОН ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ

АНАЛИЗ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ КОРЫ ПАМИРА

Алексеев Р.С., Ребенкий Ю.Л.

rs.alekseev@physics.msu.ru, reb@ifz.ru

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, г. Москва, Россия

Выполнен первый этап тектонофизической реконструкции современного напряженного состояния коры Памира и его окружения методом катакластического анализа (МКА). Реконструкция выполнена для нескольких глубинных уровней по данным объединенного каталога механизмов очагов землетрясений. Составлена тектоническая схема (субмеридиональный профиль) зоны коллизии по расчетным параметрам.

Ключевые слова: тектонофизика, механизмы очагов землетрясений, напряжения, условия деформирования коры.

Введение. Модель встречной субдукции континентальной литосферы на южной и северной границах Памир – Пенджабского синтаксиса является наиболее представительной на данный момент [1]. Конвекционные процессы в этой модели являются как движущей силой и, как следствие причиной формирования поднятий (за счет горизонтального сокращения) [2]. В работе [3] рассматривается множественная субдукция с севера Евразийской плиты под Тибет и Памир, дополняющая субдукцию с юга Индийской плиты. В исследованиях М.Г. Леонова (2017) указывается на отсутствие геологических признаков давления Памира на Гиссаро – Алай и говорится о наличии каплевидной структуры в строении верхней мантии Памира на глубинах более 50 км [4].

Метод. В данном исследовании использован метод катакластического анализа (МКА), который состоит из четырех этапов и позволяет определять не только параметры эллипсоида напряжений, но и величины напряжений [5]. На первом этапе реконструкции, результаты которого и будут продемонстрированы, выполняется определение ориентации главных осей тензора напряжений и значение коэффициента Лоде – Надаи, что характеризует эллипсоид напряжений. В МКА для однородной выборки рассчитывается тензор приращений сейсмоструктурных деформаций (СТД). Данные о параметрах СТД используются для получения единственного решения в виде параметров эллипсоида напряжений (ориентация главных осей и вид тензора напряжений).

Данные. Источником данных послужил объединенный каталог [4], в котором, после всех процедур, содержались данные о 1346 событиях для региона, ограниченного 68° - 80° в.д. и 34° - 42° с.ш., за временной период с 1950-2016 г. и глубин 0 – 80 км. Первые четыре слоя реконструкции напряжений имели мощность 20 км (слои частично пересекались), последний – 30 км. Плотность распределения эпицентров по слоям: 406–10 км, 361–20 км, 173–30 км, 296–40 км, 110–55 км. Шаг сетки расчета составлял 0.3° x 0.3°.

Результаты. После обработки сейсмологических данных о решениях фокальных механизмов на первом этапе реконструкции были получены данные о параметрах эллипсоида напряжений для нескольких глубинных слоев, которые были отнесены к их серединам.

Для каждого из доменов рассчитывались средние за весь период наблюдений параметры тензора напряжений. Существуют участки коры (западная часть Таримского блока, восточная часть Афганского нагорья), где удалось получить расчеты напряженного состояния только на глубинах 10-20 км, это связано с представительностью собранного каталога механизмов очагов землетрясений (рис. 1).

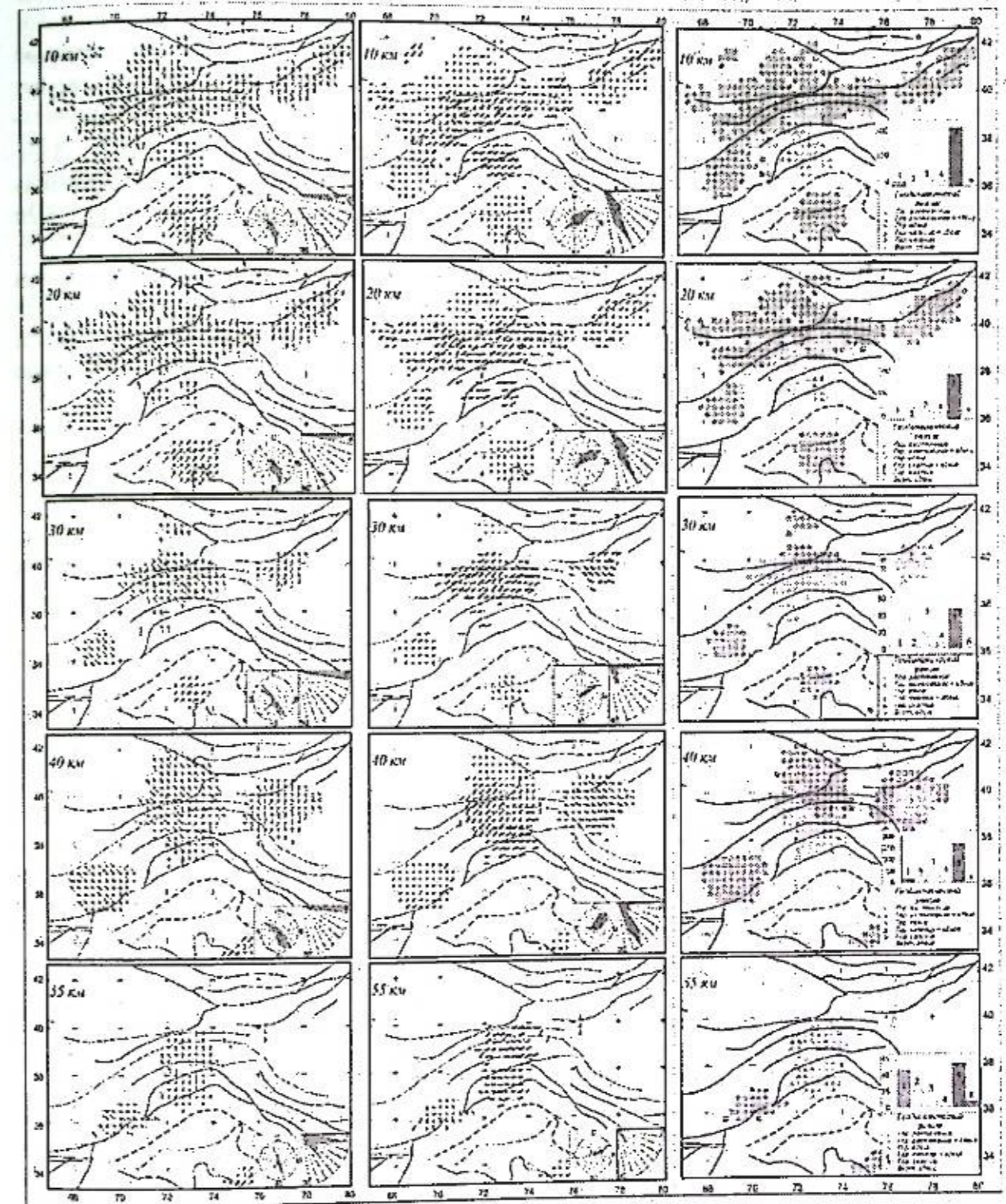


Рисунок 1 – а) проекции осей максимального сжатия σ_3 для пяти глубинных уровней; б) проекции осей максимального растяжения σ_1 ; в) районирование по геодинамическим типам напряженного состояния

На круговых роза-диаграммах в нижних частях рисунков (а, б) показаны представительности азимутальных ориентировок и углов погружения. Точка – центр квазиоднородного домена, для которого выполнена реконструкция напряжений. Оси главных напряжений построены в направлении погружения.

Как видно из рис.1(а, б), на котором представлены ориентации осей главных напряжений минимального и максимального сжатия, практически на всех глубинах наблюдается преимущественное северо-западное – юго-восточное простирание осей главных

напряжений максимального сжатия. Такое радиально-концентрическое расположение осей характерно для всей области коллизии Индии и Евразии.

Особо отметим область коры северного Гиндукуша и западной части Кохистанской дуги (восточный Гиндукуш), где предполагается наличие одной из зон субдукции, тут ориентировка осей σ_3 (максимальное сжатие) имеет отличное от всех северо-восточное – юго-западное азимутальное простирание, которое сохраняется вплоть до глубины 55 км. Здесь погружение осей на всех глубинах достаточно пологое на юго-запад. Такая ориентация осей может означать, что в области восточного Гиндукуша погружение субдуцирующей плиты должно быть северо-восточное.

Совершенно иная ситуация наблюдается для северной зоны субдукции, здесь оси максимального сжатия практически повсеместно либо субгоризонтальны, либо погружаются под Памир. Для соответствия движению субдуцирующей с севера Евразийской плиты оси максимального сжатия должны были бы иметь погружение на север – в противоположную сторону от Памира.

Ориентировка осей главных напряжений максимального растяжения σ_1 имеет большую дисперсию. Можно заметить, что все окружение коры Памира имеет крутое погружение осей σ_1 . В Северном и Центральном Памире имеет место обширная область с субширотной ориентировкой осей максимального растяжения. Начиная с 30 км и глубже, происходит переориентировка осей больше к северо-восточному простиранию. Такая их ориентация также противоречит версии о субдукции Евразийской плиты. На диаграммах погружения осей на всех глубинах имеются два основных пика – это 10 и 70-90 градусов. Обратим внимание на западную часть Таримского массива, где при погружении происходит выполаживание осей максимального девиаторного растяжения и разворот простирания осей на северо-запад – юго-восток. Отдельно выделим зону коры Гиндукуша, где ориентировка осей σ_1 имеет большие углы погружения (70-90°) и такая картина сохраняется на всех глубинах (это соответствует представлениям о субдукции с юго-запада).

При районировании коры по геодинамическим типам напряженного состояния (рис. 1в) на глубинах 10 и 20 км наиболее четко видна осесимметричность напряженного состояния с радиальным делением на различные зоны. Первая – внешняя зона Памира, где преобладает режим горизонтального сжатия, и вторая – внутренняя, которая в основном определяется Южным Памиром, где преобладает режим горизонтального растяжения. Причем между этими зонами имеется переходная зона, где преобладает режим горизонтального сдвига. Также нужно отметить, что разделение по зонам происходит по ГПР.

Различные режимы напряженного состояния на этих глубинах наблюдаются и для западной и восточной частей Северного Памира. В центральной части преобладает горизонтальное растяжение и сдвиг, тогда как для восточной преобладает горизонтальное сжатие. На глубине 40 км еще более активно проявляются различия между центральным (и частично западным) и восточным Памиром. Зона с режимом горизонтального сжатия смещается (по отношению к меньшим глубинам) на север и на этой глубине занимает часть Центрального Памира. В западной части Северного Памира проявляется режим горизонтального растяжения. На глубине 55 км преобладающим типом напряженного состояния становится и горизонтальное растяжение. Подобное превалирование режима горизонтального растяжения, которому соответствует субвертикальное положение оси максимального сжатия, говорит в пользу наличия в глубине литосферы Памира выталкивающих сил – сил плавучести, определяющих продолжающийся рост гор и создающих соответствующий режим напряженного состояния.

Отдельно выделим область в южной части исследуемого региона, где проходят океанические сугуры Шиок и Инд-Цангпо. Можно отметить, что для этой зоны имеется обширная область коры, где основным типом напряженного состояния является горизонтальное сжатие. При увеличении глубины эта область мигрирует по направлению на юго-восток вдоль Главного Пограничного Разлома (рис. 1в).

По результатам реконструкции была составлена схема рис.2 (субмеридиональный профиль), на которой отмечены основные особенности каждого глубинного слоя. Для большего анализа требуется добавить сведения о значениях эффективного давления [4]. Но из приведенных данных видно, что картина имеет определенную симметрию, которая не позволяет интерпретировать однозначно направления погружения коры. Результаты тектонофизического анализа параметров напряженного состояния показывают, что высоко поднятая кора Памира (средняя высота более 4 км) испытывает гравитационное растекание. Это растекание происходит как в широтном направлении (на Ферганскую и Таджикскую впадины, а также на Тарим), так и на юг (Гиндукуш).

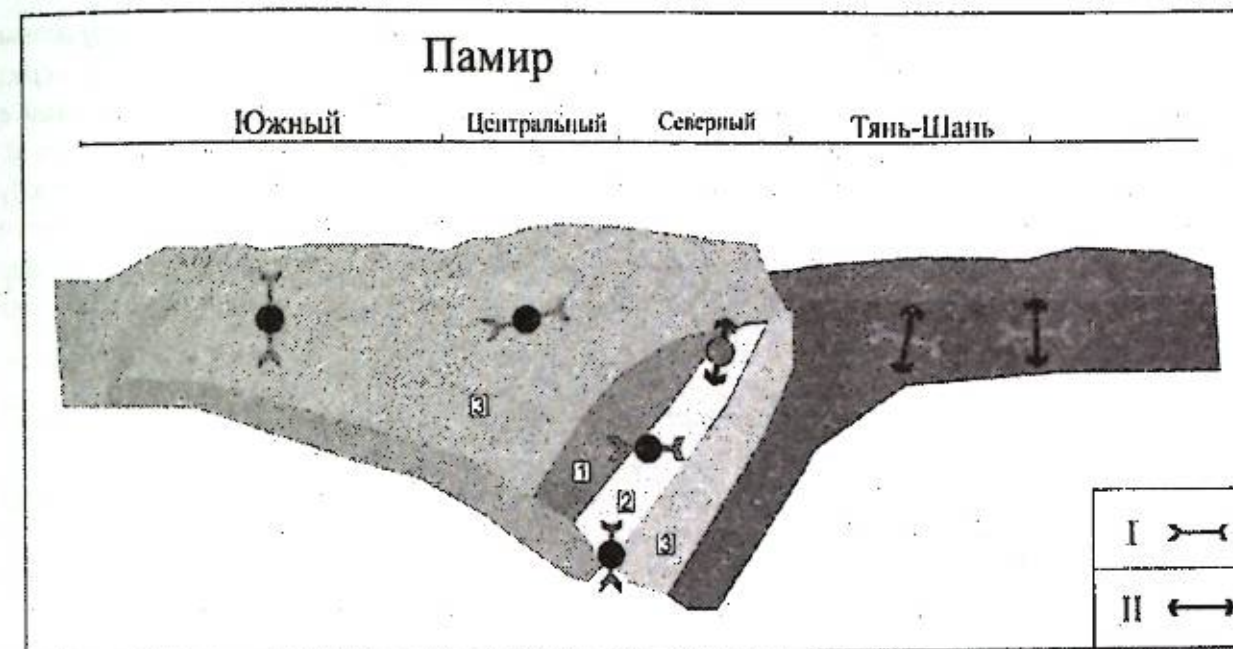


Рисунок 2 – Схема вертикального сечения зоны субдукции для участка северных областей Памира, Гиссаро – Алая и Южного Тянь-Шаня (субмеридиональный профиль), наложенные на схему субдукционной зоны. Распределение эффективного давления, 1 – пониженный уровень, 2 – средний уровень, 3 – высокий уровень. Оси главных напряжений: максимального (I) и минимального (II) сжатия

Литература

1. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Геодинамика в кайнозое. М.: Геос. 2012. 188 с.
2. Molnar P., Tapponnier P. Active tectonics Tibet // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. № B1. P. 5361–5375.
3. Tapponnier P., Zhiqin Xu, Roger Fr., Meyer B., Arnaud N., Jingsui Y. Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau // Science. 2001. Vol. 294. No 23. P. 1671–1677.
4. Алексеев Р.С., Ребецкий Ю.Л. Тектонофизический анализ напряженного состояния коры Памира по сейсмологическим данным // Вестник КРАУНЦ. 2017. Вып. 36. № 4. С. 96-112.
5. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ТОКА НА РЕЖИМ СКОЛЬЖЕНИЯ ИМИТАТОРА РАЗЛОМА В ЛАБОРАТОРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАХ НА ПРУЖИННО-БЛОЧНОЙ МОДЕЛИ

Зейгарник В.А., Новиков В.А., Окунев В.И., Ключкин В.Н.

novikov@ihed.ras.ru

Объединенный институт высоких температур Российской академии наук, г. Москва, Россия

В лабораторных условиях на пружинно-блочной модели, имитирующей сейсмогенный разлом земной коры, исследовано влияние импульсов электрического тока, пропускаемых через модельный разлом, на сейсмический цикл (медленное накопление сдвиговых напряжений в межблочном контакте с последующим резким сбросом напряжений при подвижке блока). Показано, что в экспериментах с электрическим воздействием на зону контакта между подвижным и неподвижным блоками пружинно-блочной модели (амплитуда постоянного тока 2,16 мА, частота подачи импульсов 6 Гц), максимальное усилие сдвига и общее количество подвижек снижаются ~ на 20% по сравнению с экспериментами без электрического воздействия.

Ключевые слова: разлом, пружинно-блочная модель, режим скольжения, электрический ток.

Введение. На основе результатов статистического анализа пространственно-временных вариаций сейсмичности после подачи мощных электрических импульсов в земную кору [1, 2] было сделано предположение о возможности искусственного электрического воздействия на очаговую зону землетрясения с целью снижения магнитуды приближающегося землетрясения за счет инициации большого количества слабых сейсмических событий и соответствующей частичной разрядки региональных тектонических напряжений [3]. Экспериментальные исследования поведения акустической эмиссии образцов горных пород и модельных материалов в напряженно-деформированном состоянии под воздействием электрического воздействия [4-7] продемонстрировали рост трещинообразования в образце при пропускании через него импульсов электрического тока. Эксперименты, проведенные на пружинно-блочных моделях [8-10], показали возможность инициирования электрическим током, пропускаемым через межблочную контактную зону модельного разлома, не только всплеска АЭ вследствие роста трещинообразования в гранулированном заполнителе контактной зоны, но и инициирования макрособытия (срыва подвижного блока) – лабораторного "землетрясения". Тем не менее, конечной целью работ по исследованию снижения сейсмической опасности за счет искусственного электрического воздействия на земную кору является не инициация сейсмических событий, а изменение прочностных и реологических характеристик разлома для перевода его деформирования из режима "стик-слип" (накопление и резкий сброс напряжений в виде динамического события) в режим неопасных низкочастотных землетрясений, либо, в идеальном случае, в события медленного скольжения или крипа. В этом случае актуальными являются лабораторные исследования изменения режима скольжения модельного разлома на пружинно-блочной установке при электрическом воздействии на межблочную контактную зону.

1. Физическая модель и лабораторная установка. Лабораторные эксперименты по исследованию влияния электрического воздействия на сейсмогенный разлом проведены на классической пружинно-блочной установке, широко используемой в физическом моделировании процессов подготовки и инициирования сейсмического события в разломе методики физического моделирования деформирования межблочной зоны без внешних физических воздействий представлено в работе [12], описание методики проведения

экспериментов с пропусканием электрического тока через имитатор разлома представлено в работе [10]. Функциональная схема установки и ее общий вид представлены на рис. 1, 2, соответственно.

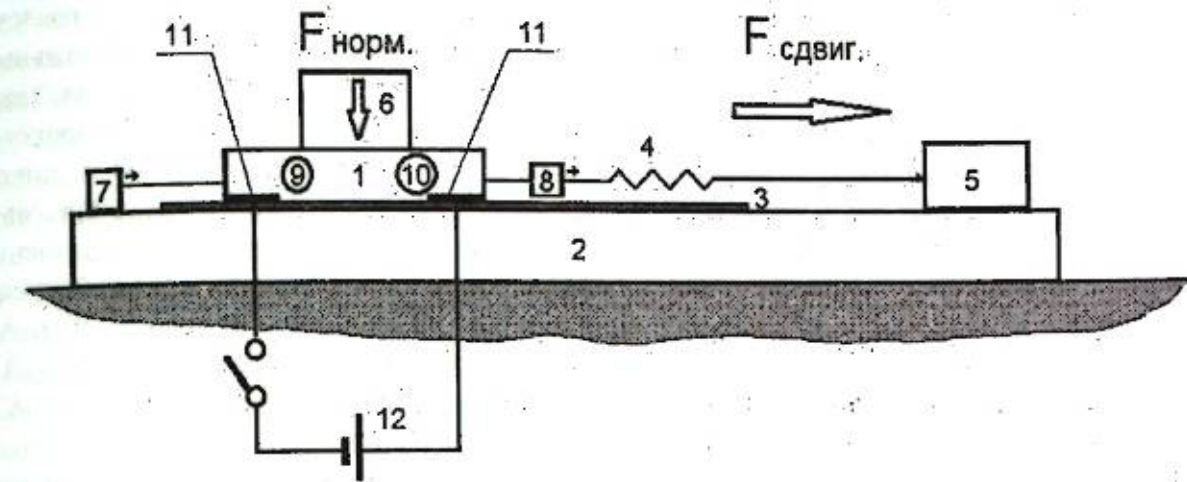


Рисунок 1 – Функциональная схема установки прерывистого скольжения с системой подачи электрических импульсов в межблочную контактную зону. 1 – подвижный блок, 2 – неподвижный блок, 3 – заполнитель контактной зоны (гранулированный материал), 4 – пружина, 5 – электромеханический привод, 6 – нормальная нагрузка контактной зоны, 7 – датчик перемещения подвижного блока, 8 – датчик усилия сдвига подвижного блока, 9 – высокочастотный датчик акустической эмиссии, 10 – низкочастотный датчик акустической эмиссии, 11 – электроды, встроенные в нижнюю поверхность подвижного блока, 12 – источник постоянного тока

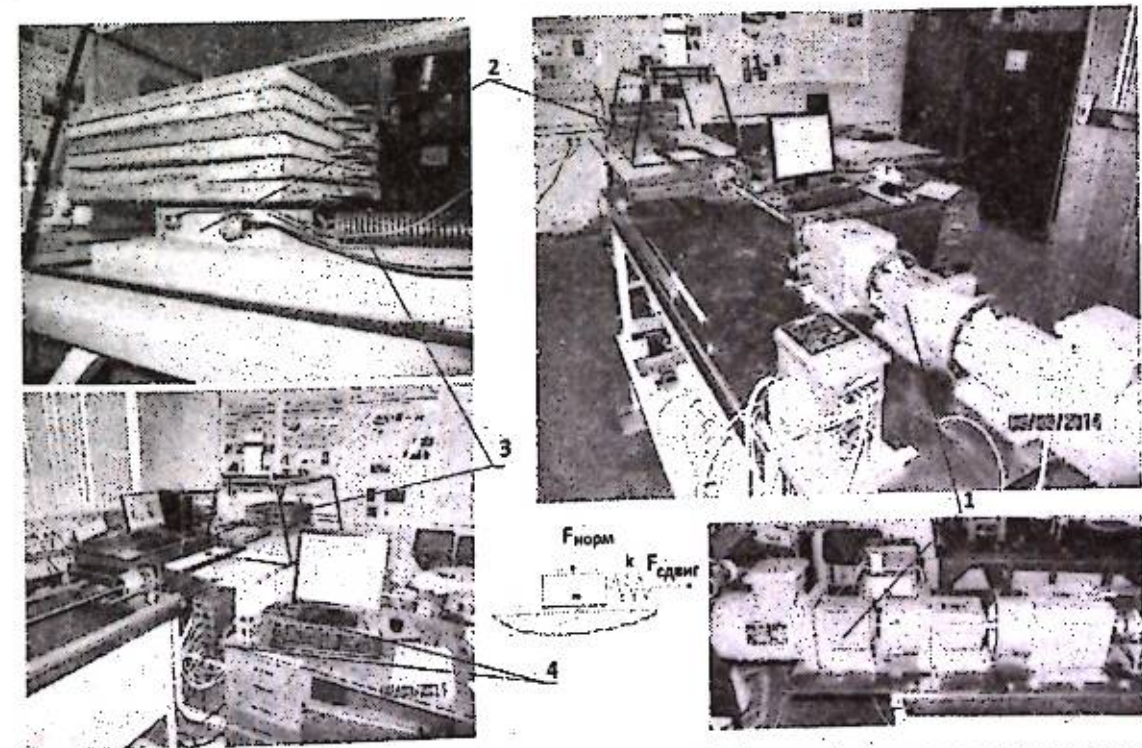


Рисунок 2 – Общий вид пружинно-блочной модели С-2 для физического моделирования процессов в сейсмогенном разломе. 1- электромеханический привод для создания сдвигового усилия до 1 кН, минимальная скорость перемещения конца пружины - 0,15 мкм/с; 2 - подвижный блок с датчиками акустической эмиссии, установленный на неподвижной плите, с пружиной для накопления сдвиговых напряжений и датчиком усилия; 3 - плиты для создания вертикальной (нормальной) нагрузки подвижного блока (до 2 кН); 4 - система контроля, сбора, регистрации и обработки экспериментальных данных

В отличие от предыдущих экспериментов по инициированию электрическим током срыва подвижного блока, находящегося в субкритическом напряженно-деформированном состоянии (уровень сдвиговых напряжений 0,98-0,99 от критического значения) [9, 10], в представленной серии экспериментов электрическая обработка имитатора разлома начиналась при уровне сдвиговых напряжений 0,95 от критического значения. Эффективным показателем перехода пружинно-блочной модели в неустойчивое состояние является интенсивность акустической эмиссии (АЭ) из межблочной контактной зоны. В процессе всего эксперимента сигналы АЭ непрерывно регистрировались высокочастотным датчиком ПАЭ ПЭГ 20-200. Сигнал с датчика АЭ ВЧ подавался через широкополосный усилитель в АЦП USB-3000 и далее на ПК. Поскольку использовать такой сигнал для управления подачей электрических импульсов невозможно, то был разработан и изготовлен специальный блок, встроенный в усилитель, который параллельно с измерением АЭ выпрямлял сигнал и передавал его на низкочастотный RC-фильтр с постоянной времени 10 с. В результате была получена форма сигнала, уровень которого отражает динамику АЭ, характеризует устойчивость системы и может использоваться для автоматического включения электрического воздействия на межблочную контактную зону. В экспериментах без электрического воздействия был выбран уровень фильтрованного сигнала АЭ, равный 0,72 В. При этом значении уровень сдвигового напряжения в контактной зоне был на уровне 0,95-0,96 и пружинно-блочная модель не переходила самостоятельно в режим резкой подвижки блока (лабораторного «землетрясения»). При достижении интегрального сигнала АЭ, равного 0,72 В, с использованием компаратора напряжения производилось автоматическое включение подачи электрического тока в имитатор разлома. Электрическое воздействие осуществлялось прямоугольными импульсами с частотой 6 Гц, среднее значение тока в импульсе - 2,1 мА, среднее значение энергии в импульсе - 2,96 мДж. После возникновения подвижки блока и резкого падения уровня АЭ система управления установкой автоматически выключала подачу электрического тока. Типичный вид сейсмического цикла с электрическим воздействием представлен на рис. 3. Задержка динамического срыва подвижного блока после включения подачи тока в контактную зону (при сдвиговом усилии 0,95 от критического значения) составляет ~ 60-70 с. За это время при линейной скорости нагружения пружины 5 мкм/с уровень сдвигового напряжения может достичь только уровня 0,97-0,98 от значения напряжения, при котором происходит срыв блока без электрического воздействия. Это означает, что в экспериментах наблюдается триггерное воздействие электрического тока на деформационные процессы в межблочной зоне.

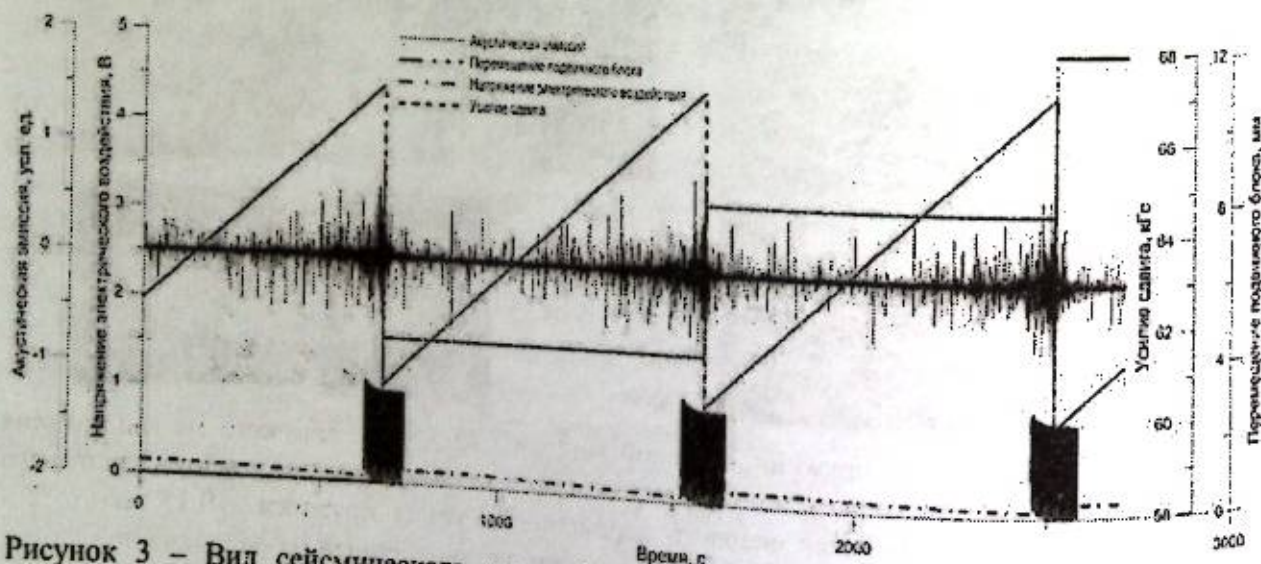


Рисунок 3 – Вид сейсмического цикла (накопления и сброса сдвигового усилия) при электрическом воздействии на зону межблочного контакта пружинно-блочной модели

В экспериментах использовался бетонный подвижный блок с размерами 227x112x53 мм, толщина заполнения контактной зоны гранулированным материалом (строительным песком с размерами частиц < 200 мкм) - 1,5 мм. Нормальная нагрузка на контактную зону составляла 113,76 кг, что обеспечивало нормальное напряжение в гранулированном заполнителе 0,45 кгс/см². Жесткость калиброванной пружины - 1,7 кгс/мм. Для поддержания необходимой проводимости контактной зоны в нее подавалась вода через медицинскую капельницу с контролируемой скоростью подачи (0,05 - 0,1 мл/с). В течение одного прогона подвижного блока по неподвижной платформе на длине 480 мм регистрировались 80 - 100 динамических срывов подвижного блока.

2. Результаты лабораторных экспериментов и их обсуждение. На рис. 4 представлены значения предельного усилия сдвига в межблочной контактной зоне, при котором происходил динамический срыв блока. Экспериментально показано, что протекание тока через контактную зону приводит к тому, что динамический срыв происходит при более низком сдвиговом напряжении в контакте. В течение эксперимента толщина увлажненного песка в контактной зоне снижалась с 1,5 мм до 0,5 мм, а измеряемое значение плотности тока изменялось в диапазоне от 18,83 до 36,31 А/м². При этом предельное сдвиговое напряжение в контактной зоне уменьшается приблизительно на 20%, что очевидно связано с уменьшением прочности модельного разлома вследствие протекания через него электрического тока и роста трещинообразования в гранулированном материале-заполнителе (увлажненном песке), о чем свидетельствует рост акустической эмиссии из контактной зоны при включении подачи в нее электрического тока.

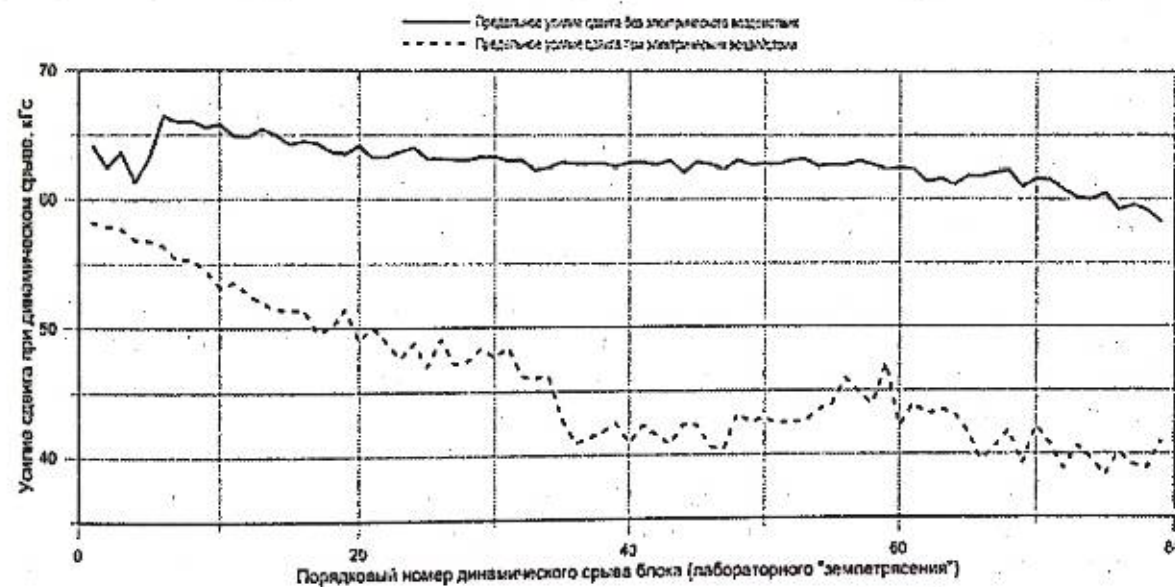


Рисунок 4 – Предельное усилие сдвига в пружинно-блочной модели сейсмогенного разлома при динамическом срыве подвижного блока (лабораторном «землетрясении») без электрического воздействия (верхняя сплошная кривая) и с электрическим воздействием (нижняя пунктирная кривая) на межблочную контактную зону

Снижение прочности контактной зоны при электрическом воздействии приводит не только к снижению критического сдвигового усилия, но и к увеличению перемещения подвижного блока при его динамическом срыве и уменьшению количества подвижек блока на одной и той же длине рабочей зоны (480 мм) примерно на 20% (см. рис. 3). Оценки показывают, что при этом энергия, выделяющаяся в пружинно-блочной модели при подвижке блока под воздействием электрического тока (работа, производимая средним усилием сдвига на длине подвижки), увеличивается примерно на 40%.

Таким образом, экспериментально показана эффективность воздействия электрического тока, протекающего через межблочную контактную зону, заполненную дисперсным материалом, на процесс ее деформирования.

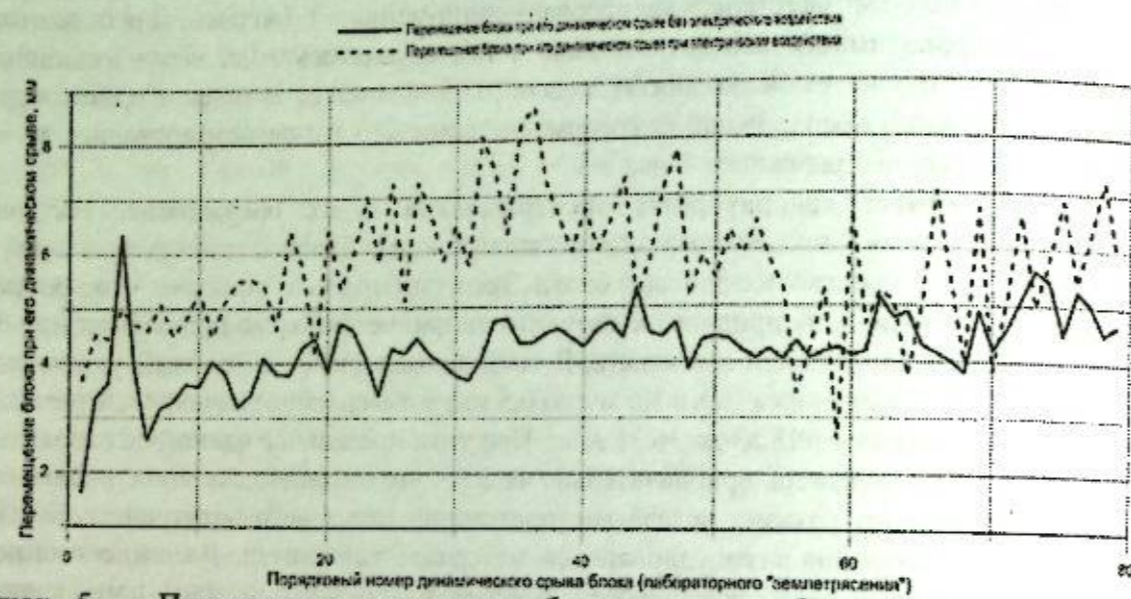


Рисунок 5 — Перемещение подвижного блока пружинно-блочной модели при его динамическом срыве без электрического воздействия (нижняя сплошная кривая) и с электрическим воздействием (верхняя пунктирная кривая) на межблочную контактную зону

Заключение. Во всех экспериментах с электрическим воздействием на зону контакта между подвижным и неподвижным блоками (пропускание через нее импульсов электрического тока с частотой 6 Гц и амплитудой 2,16 мА) максимальное усилие сдвига снижается примерно на 20%. При этом общее количество подвижек уменьшается примерно на 20% по всей длине рабочей зоны ($S = 480$ мм). Энергия, выделяющаяся в системе при подвижках блока, увеличивается примерно на 40% по сравнению с экспериментами без электрического воздействия. Результаты этих работ показывают эффективность процессов, вызванных протеканием тока через контактную зону. Механизм этих процессов еще предстоит выяснить в процессе дальнейших целевых экспериментов, как с искусственными образцами, так и с образцами из природных материалов.

Тем не менее необходимо отметить, что данные результаты получены при довольно высоких, по сравнению с натурными наблюдениями электрической триггерной сейсмичности, значениях плотности тока в контактной зоне (20 - 40 А/м²) [10]. В связи с этим необходимы дополнительные исследования уровня плотности тока от искусственного источника в реальных сейсмогенных разломах.

Литература

1. Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 152-160.
2. Богомолов Л.М., Закупин А.С., Сычев В.Н. Электровоздействия на земную кору и вариации слабой сейсмичности. Саарбрюкен: Издат. дом «Lambert Academic Publishing». 2011. 408 с.
3. Зейгарник В.А., Авагимов А.А., Тарасов Н.Т. Можно ли управлять землетрясениями? // Наука в России. 1999. № 2. С. 16-22.
4. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники / Отв. ред. В.Н. Страхов. М.: Наука. 2003. 270 с.

5. Bogomolov L.M., Il'ichev P.V., Novikov V.A., Okunev V.I., Sychev V.N., and Zakupin A.S. Acoustic emissions response of rocks to electric power action as seismic-electric effect manifestation // Annals of Geophysics. 2004. V.47, No 1. P. 65-72.
6. Лапшин В.Б., Патонин А.В., Пономарев А.В., Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Строганова С.М. Инициация акустической эмиссии в обводненных образцах песчаника // Докл. Акад. Наук. 2016. Т. 469. № 1. С. 97-101.
7. Зейгарник В.А., Ключкин В.Н., Окунев В.И. Влияние электрического тока на акустический отклик механически нагруженных образцов искусственного песчаника // Успехи прикладной физики. 2018. Т. 6. № 3. С. 199-201.
8. Chelidze, T., Matcharashvili, T., Gogiashvili, J., Lursmanashvili, O., and Devidze, M. Phase synchronization of slip in laboratory slider system // Nonlin. Processes Geophys., 2005. V. 12, P. 163-170.
9. Новиков В.А., Окунев В.И., Ключкин В.Н. Иницирование сейсмических событий электрическими импульсами: Лабораторный эксперимент // Триггерные эффекты в геосистемах / Ин-т динамики геосфер РАН; Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС. 2015. С. 259-266.
10. Novikov V.A., Okunev V.I., Klyuchkin V.N., Liu J., Ruzhin Yu.Ya., Shen X. Electrical triggering of earthquakes: Results of laboratory experiments at spring-block models // Earthquake Science, August 2017, Volume 30, Issue 4, P. 167-172.
11. Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.
12. Кочарян Г.Г., Новиков В.А. Экспериментальное исследование различных режимов скольжения блоков по границе раздела. Ч. 1. Лабораторные эксперименты // Физическая мезомеханика. 2015. Т. 18. № 4. С. 94-104.

ОТКЛИК АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ НА ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ ДЛЯ ОБРАЗЦОВ ИСКУССТВЕННОГО ПЕСЧАНИКА

Зейгарник В.А., Ключкин В.Н., Окунев В.И.

zeigarnik@ihed.ras.ru

Объединенный институт высоких температур Российской академии наук, г. Москва, Россия

Представлены результаты исследования поведения образцов и динамики трещинообразования в образцах искусственного песчаника при воздействии на них импульсов электрического тока в условиях одноосного сжатия. Эксперименты проводились на рычажном прессе, позволяющем реализовать режим квазистатического состояния. В большинстве случаев было отмечено влияние электрического воздействия на поток и интенсивность акустической эмиссии как собственно на этапе электровоздействия, так и непосредственно за ним (эффект последствия).

Ключевые слова: триггерный эффект, электровоздействие, акустическая эмиссия, трещинообразование, одноосное сжатие

Введение. К настоящему времени накоплен значительный объем данных, полученных в условиях натурального (полевого) эксперимента, свидетельствующих о влиянии мощных импульсов тока на сейсмический режим. Эти результаты получены на Гармском и Бишкекском полигонах, где проводились регулярные зондирования Земной коры с использованием как МГД-генераторов, так и электроимпульсных систем, питающихся от линий электропередач [1-8]. Как небезосновательно утверждают авторы этих работ, наблюдаемый эффект увеличения числа относительно слабых землетрясений в результате электромагнитного воздействия является статистически значимым и может быть интерпретирован как инициированная дополнительная разрядка тектонических напряжений.

Обнаруженное явление следует отнести к наведенной сейсмичности, когда среда, находящаяся в неустойчивом состоянии, реагирует на слабые внешние возмущения, выполняющие роль триггера. Природа наблюдаемого явления до сих пор не установлена, тем более что действующие в этих случаях электромагнитные поля являются весьма слабыми. Это явление преимущественно исследуется в лабораторных условиях, хотя есть работы по его численному моделированию (например [9,10]).

Значительное число исследователей, если не большинство, считают, что наиболее распространенным механизмом сильных землетрясений является смещение по уже существующему разлому, а вот режимы этого движения могут быть различными, и они зависят от множества факторов. Вместе с тем, существуют и иные сценарии накопления повреждений в объеме среды, которые описываются в терминах самоорганизованной критичности, фазовых переходов. Согласно этим представлениям в среде происходит накопление повреждений, связывание их между собой с образованием трещин более высокого ранга, вплоть до магистральных разломов. Скорее всего, в природе могут реализовываться оба сценария, хотя один из них и может быть преобладающим. В работе [11] фактически не исключается возможность обоих сценариев, поскольку автор утверждает, что «само землетрясение состоит в разрушении одной плотной упаковки блоков и образовании новой плотной упаковки...». В этой же работе С.В. Гольдин прямо говорит о своих сомнениях в том, что все землетрясения развиваются по одному и тому же сценарию.

В работах [12-14] процесс подготовки землетрясений также рассматривается как процесс накопления трещин с переходом их на следующий иерархический уровень по размеру с постепенным приближением к критической их концентрации, т.е. формирование магистрального разрыва и очага землетрясений происходит в объеме геологической среды.

Экспериментальные исследования, направленные на изучение реакции образцов горных пород (или их искусственных моделей) на различные виды нагружений с дополнительными внешними воздействиями или без оных, процессов релаксации, обусловленных этими воздействиями, пространственного распределения трещин различного масштаба внутри образца, выявили существенную общность проявлений сейсмичности в натуральных условиях и акустической эмиссии в лабораторных экспериментах. В качестве примера можно сослаться на ряд работ [15,16]. В первой из них авторы постулируют, что «в условиях лаборатории мы гораздо больше знаем о свойствах среды и источнике возмущения, по сравнению с натурными условиями, а представления о самоподобии процесса разрушения геологической среды позволяют надеяться, что полученные в лаборатории результаты будут в некоторой степени сходны с натурными».

Исследования поведения образцов горных пород в условиях различного рода внешних воздействий проводились и проводятся до настоящего времени на прессовом оборудовании в Институте физики Земли РАН им. О.Ю.Шмидта, Физико-техническом институте РАН им. А.Ф.Иоффе, Объединенном институте высоких температур РАН, Научной станции РАН в г. Бишкеке, Институте механики сплошных сред УрО РАН. Однако только в части из них работы ведутся с использованием внешнего электрического воздействия. [17-21 и ряд других] И тем не менее, следует признать, что на сегодняшний день даже в совокупности эти работы не дают возможность сделать однозначные выводы о воспроизводимости этого эффекта и его физической природе, несмотря на довольно большое число рассмотренных моделей [22-24 и другие работы]. Все это говорит о необходимости проведения дополнительных экспериментов на однотипных образцах при варьировании ряда параметров эксперимента: величины нагрузки, скорости нагружения, влагонасыщенности, характеристик тока и структуры энерговоздействия (наличие одной или двух мод, полярности импульсов, частоты и скважности импульсов). Именно в рамках такой постановки задачи следует рассматривать настоящую работу. В ней описаны результаты, полученные в результате двух сессий экспериментов с однотипными образцами при воздействии на образцы электрических импульсов простейшей формы.

Экспериментальная установка. В состав экспериментальной установки входят: рычажный пресс, генераторная аппаратура, измерительная аппаратура. Рычажный пресс предназначен для создания одноосной нагрузки на образец. Генераторная аппаратура предназначена для создания электрического тока в образце, а измерительная аппаратура предназначена для измерения нагрузки на образец, размеров образца, температуры образца, силы тока и акустической эмиссии.

На рис. 1 представлена кинематическая схема пресса, циклограмма эксперимента и общий вид пресса.

Рычаг пресса поворачивается относительно верхней точки опорной призмы. На длинном плече рычага R подвешен груз с массой 800 кг. Конец плеча опирается на поршень гидropодъемника ГП. Максимальный ход поршня – 600 мм. Образец устанавливается на конце короткого плеча r. На образец устанавливается датчик силы, верхняя точка которого фиксируется упором. Отношение $R/r=42$. Максимальная сила сжатия равна 300 кН. С учетом реальных размеров образцов это соответствует максимальному давлению на образец 40–60 МПа.

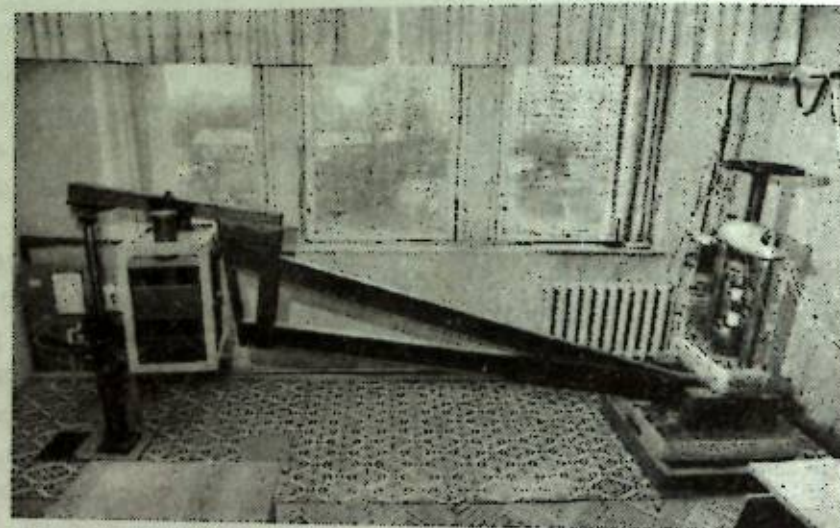
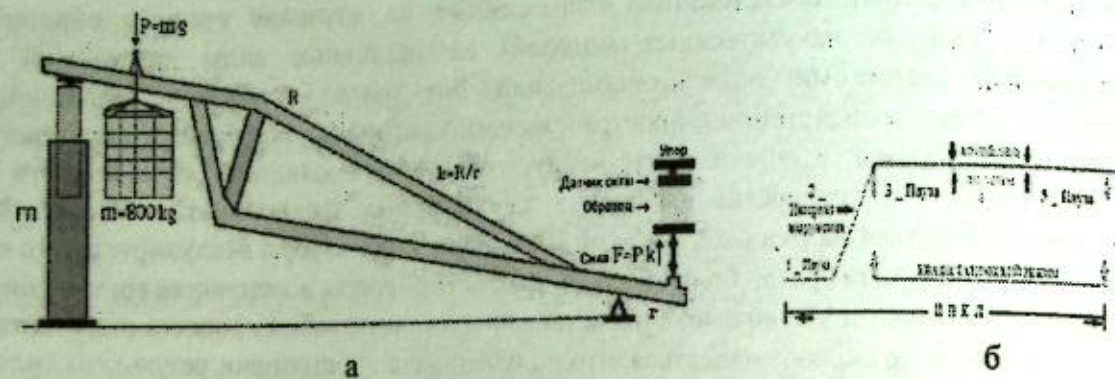


Рисунок 1 – Экспериментальная установка: а – кинематическая схема прессы, б – циклограмма эксперимента, в – общий вид прессы

Эксперименты проводились как в режиме непрерывного нагружения (скорость нагружения менялась в интервале 0,25-2,5 кН/мин), так и в квазистатическом режиме при фиксированном положении поршня гидроподъемника. В последнем случае после очередного приращения нагрузки выдерживалась пауза, как правило, не меньше 30 мин., после чего проводилось электровоздействие длительностью также около 30 мин., затем снова выдерживалась пауза примерной той же длительности. Упомянутые паузы необходимы для завершения релаксационных процессов в образце и выхода последнего на так называемое фоновое состояние. Вся последовательность этапов от одного увеличения нагрузки до следующего увеличения нагрузки носит название цикла. Проведение эксперимента по такой схеме позволяет изучить в динамике поведение образца при фиксированном уровне нагрузки, а также минимизировать помехи, индуцируемые механическими компонентами прессы.

На рис. 2 приведена функциональная схема генераторной и измерительной аппаратуры установки.

Электрический ток в образце создается двумя парами электродов – медными пластинами (А-В и С-Д), которые могут устанавливаться на любых гранях образца. На электроды подается напряжение в виде однополярных импульсов или в виде синусоидальных сигналов. Напряжение на пары электродов может подаваться одновременно или попеременно. Параметры импульсов на электродах А-В: амплитуда напряжения – до 200 В, амплитуда выходного тока – до 200 мА, частотный диапазон – 0-1 кГц, скважность – 0,1-10, длительность фронта и спада – не более 0,1 мс. Параметры синусоидальных сигналов на электродах А-В: амплитуда напряжения – до 40 В, амплитуда выходного тока – до 200 мА, частотный диапазон – 0-1 кГц. Параметры импульсов на электродах С-Д: амплитуда напряжения – до 80 В, амплитуда выходного тока – до 200 мА, частотный диапазон – 0-10

кГц, скважность – 0,1-10, длительность фронта и спада – не более 10 мкс. Параметры синусоидальных сигналов на электродах С-Д: амплитуда напряжения – до 40 В, амплитуда выходного тока – до 200 мА, частотный диапазон – 0-10 кГц.

Для измерения сигналов акустической эмиссии используются датчики ПАЭ20-200, устанавливаемые на разных боковых гранях образца. Их частотный диапазон – 20-200 кГц, коэффициент преобразования на частоте 100 кГц – $7,5 \cdot 10^9$ В/м. Сигнал с датчиков поступает на усилители. Частотный диапазон усилителей – 10-400 кГц, коэффициент передачи 200 В/В. Для измерения нагрузки на образец используется датчик силы – тензометрический преобразователь 5001ДСТ-30т. Для измерения вертикального (продольного) и поперечного размера образца применяются датчики перемещения М-023 индуктивного типа. Диапазон измерений – ± 5 мм, частотный диапазон 0-10 Гц, коэффициент передачи канала – 1 В/мм. Температуры образца измеряется полупроводниковым датчиком AD22100К.

Аналоговые сигналы, действующие на выходах усилителей и измерителей тока, подаются на высокоскоростной и на низкоскоростной блоки регистрации. Высокоскоростной блок используется в тех случаях, когда необходимо получить временные и спектральные характеристики сигналов акустической эмиссии. Низкоскоростной блок используется в тех случаях, когда необходимо получить энергетические оценки сигналов акустической эмиссии и сопоставить их с изменениями физических характеристик образца. Для решения этой задачи в каждом канале измерения акустической эмиссии имеются выпрямители и фильтры нижних частот с полосой пропускания 0-50 Гц. Фильтры сглаживают выпрямленные сигналы и позволяют использовать невысокие скорости аналого-цифрового преобразования.

Регистрация и первичная обработка результатов производилась с использованием программы PowerGraph.

Результаты и их обсуждение. В настоящей статье представлены результаты, полученные на образцах искусственного песчаника.

Оценка химического состава по итогам исследования шлифов показала, что в значительной части крупных зёрен соотношение элементов близко к таковому в SiO_2 . В прослойках существенная доля принадлежит Са. Он может входить в состав как СаО, так и CaCO_3 . Содержание основных элементов лежит в пределах: углерод – 17,4-19,4 вес. %, 28,0-31,0 ат. %; кислород – 33,8-34,5 вес. %, 41,2-41,8 ат. %; кремний – 23,6-25,7 вес. %, 16,3-17,8 ат. %; кальций – 12,5-14,4 вес. %, 6,0-6,6 ат. %; остальные элементы – натрий, магний, алюминий, сера, калий, железо.

Размеры образцов составляли $240 \times 120 \times 60$ мм. Перед экспериментом образец выдерживался в 1% растворе поваренной соли, что обеспечивало необходимый и достаточный уровень его проводимости. Открытая пористость образца составляет 17,7%. Для того, чтобы минимизировать испарение раствора образец обертывался пластиковой лентой, что в свою очередь, меняло режим теплообмена в образце, связанного с внутренним джоулевым энерговыделением.

Электровоздействие осуществлялось путем пропускания постоянного тока на уровне 140-70 мА с использованием в данном случае лишь одной пары электродов. Ток имел продольное направление, так как электроды устанавливались на верхней и нижней гранях.

Предварительно на аналогичных образцах искусственного песчаника из той же партии были подобраны длительности пауз в пределах одного цикла, обеспечивающих необходимую глубину релаксации с тем, чтобы уровень акустической эмиссии либо вышел на уровень фона, либо приблизился к нему. Длительность каждой экспериментальной сессии составляла около 5 суток.

Эксперименты проводились на двух идентичных образцах (№6 и №7). В качестве примера на рис. 2 представлены результаты регистрации по одному из циклов для образца № 7.

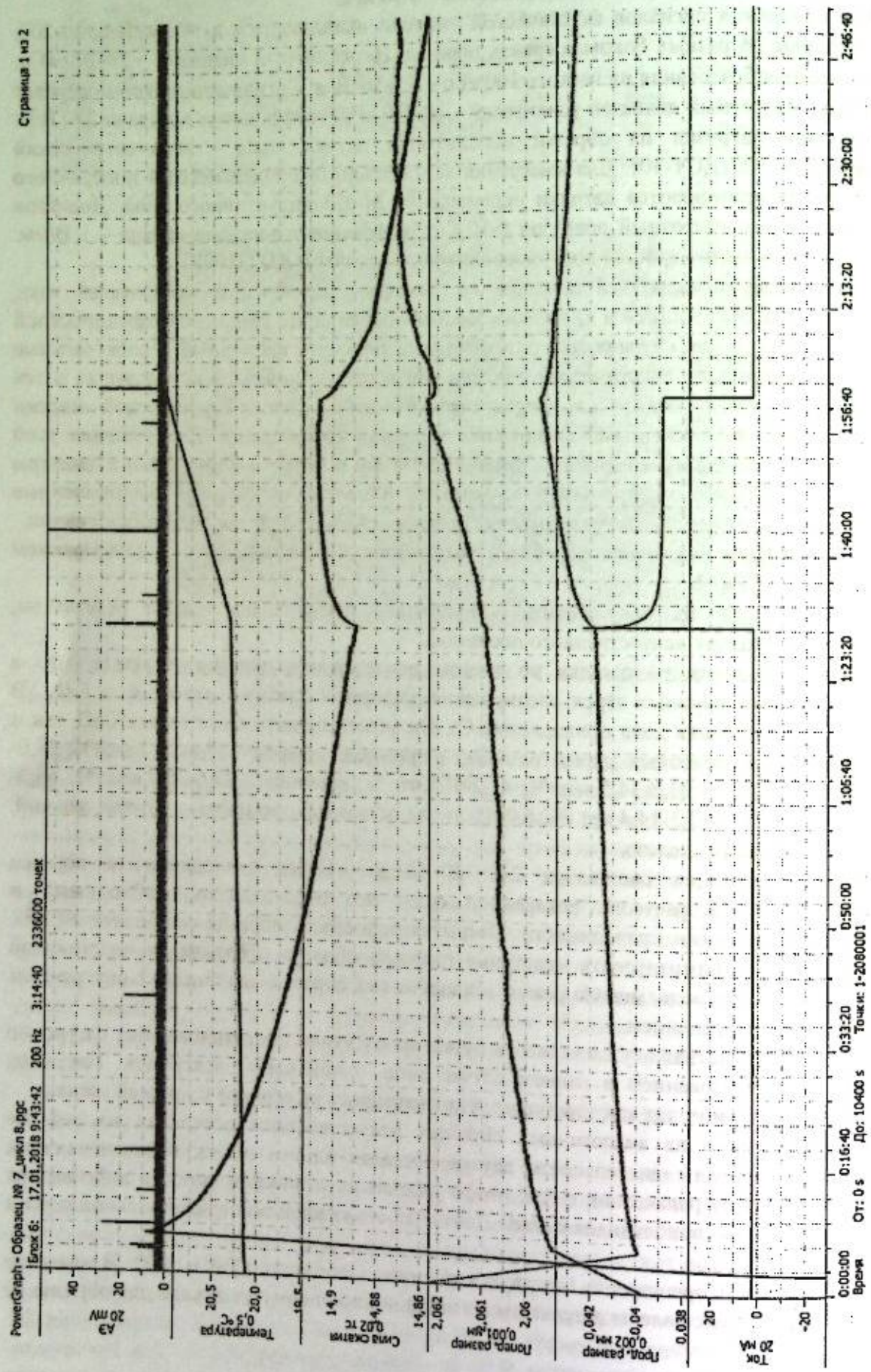


Рисунок 2 – Экспериментальные данные для образца № 7 (на примере цикла 8); нагружение от 136 до 150 кН, время до ЭВ – 5100 с, длительность ЭВ – 1865 с, время после ЭВ – 8574 с

На рисунке приняты сокращения: АЭ – сигналы акустической эмиссии на входе АЦП2, попер. размер – изменение поперечного размера образца, прод. размер – изменение продольного размера образца. Видно, что достаточно интенсивная акустическая эмиссия проявляется на этапе приращения нагрузки. После окончания увеличения нагрузки эмиссия постепенно затухает. Длительность интервала от окончания увеличения нагрузки до электровоздействия выбрана достаточной для того, чтобы акустическая эмиссия вышла на фоновое значение.

Основной результат экспериментов сводится к тому, что для большинства циклов (9 циклов из 10 для образца № 6 и 9 циклов из 12 для образца № 7) наблюдается выраженный эффект от электровоздействия, заключающийся в увеличении как числа акустических импульсов, так и их интенсивности в энергетическом выражении. Кроме того, установлено, что явным также является эффект последствия: повышенная акустическая эмиссия продолжается некоторое время и после выключения тока. Этот эффект проявился в 8 циклах из 10 для образца № 6 и в 9 циклах из 12 для образца № 7. Это достаточно представительный результат в пользу подтверждения влияния электровоздействия на акустическую эмиссию, а по существу на процесс трещинообразования.

Как видно из представленных на рис.2 данных, температура на поверхности образца практически сразу реагирует на включение тока. Это вполне естественно, поскольку ток подводится ко всей торцевой поверхности и протекает по всему объему образца настолько равномерно, насколько сам образец однороден по своему объему. Благодаря этому поверхность образца к концу токового импульса достигает температуры около 0,9 от максимальной. Сам по себе прирост температуры образца за время электровоздействия составил чуть больше 2 °C.

Такому изменению температуры соответствуют наблюдаемые на стадии квазистатического режима отклонения силы нагрузки и поперечного и продольного размеров образца от монотонного дрейфа. И хотя масштаб этих отклонений составлял несколько сот ньютонов для силы нагрузки (при самой величине около 165 кН) и около первых микрон для размеров образцов, тем не менее, эти особенности на фоне общего дрейфа четко выражены. Такое поведение этих параметров проявляется на обоих образцах во всех циклах и отражает определенную закономерность. Оценки показывают, что нагрев образца на 2°С способен привести к наблюдаемым на этапах электровоздействия отклонениям от монотонного дрейфа.

Кривая поперечного размера во всех циклах оставалась монотонно растущей. Можно предположить, что монотонный характер кривой поперечного размера является проявлением некоего дилатационного процесса, физическая природа которого, скорее всего, связана с процессом трещинообразования. Поскольку наклон этой кривой почти не меняется, то и интенсивность этого дилатационного процесса более или менее стабильна.

В эксперименте установлен достаточно высокий уровень воспроизводимости результатов, свидетельствующего о влиянии электрических импульсов на акустическую эмиссию, хотя в литературе приводятся примеры [24], когда отклик геоматериала на единичное импульсное воздействие проявляется только в результате применения специальных приемов накопления (метод «наложения эпох» или когерентного суммирования). Это связано с изменчивостью акустического режима, обусловленной достаточно сложными и случайными процессами, происходящими в неоднородных энергонасыщенных средах и приводящими к непрерывной перестройке структуры трещины.

Отдельно следует вернуться к обоснованию выбранной нами формы электрического тока. В более ранних экспериментах на искусственных образцах на основе смеси двуокиси циркония, двуокиси алюминия и цемента [17] были применены два типа электрических воздействий: 1) прямоугольные импульсы с напряжением 200 В, с частотой 2 Гц и скважностью 2; и 2) прямоугольные импульсы с напряжением 80 В, с частотой 1 кГц и скважностью 2. При таких воздействиях энергия, вложенная в образец, составляла соответственно 300 и 50 Дж. При этом в пределах одного квазистатического этапа

проводились разнесенные во времени либо два электровоздействия, либо одно. В случае двух воздействий на втором из них воздействия первого и второго типа совмещались (бинарное воздействие), а одиночное воздействие в разных циклах было либо первого, либо второго типа.

Эти эксперименты показали, что после начала электровоздействия, даже при высоком уровне нагрузки ($k_p > 0,8$), реакция образца в виде акустической эмиссии носит противоречивый характер. Число импульсов в единицу времени может, как увеличиваться, так и уменьшаться или оставаться без существенных изменений. Эти данные свидетельствовали о необходимости более детального анализа влияния формы электрических импульсов на поток и интенсивность акустической эмиссии. Это относится и к вопросу критичности крутизны фронтов электрических импульсов, которой в некоторых работах придается особое значение [22]. Выбранная нами простейшая форма постоянного тока должна была ответить на вопрос, насколько эти представления получают подтверждение в эксперименте. Тот факт, что в настоящей работе получено явное проявление электровоздействия постоянным током, дает дополнительный импульс к поиску механизма этого воздействия. Среди них, как нам представляется, наиболее обоснованным является эффект теплового воздействия, сформулированный в работе [21]

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН.

Авторы благодарят Г.Е.Вальяно, И.Я.Дихтер и Е.Д.Лазарева за помощь на различных этапах выполнения работы и оформления результатов.

Литература

1. Тарасов Н.Т. Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии // ДАН. 1997. Т. 353. № 4. С. 543-545.
2. Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 152-160.
3. Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Изменение сейсмичности Бишкекского геодинамического полигона при электромагнитном воздействии // Геология и геофизика. 2001. № 10. С. 1641-1649.
4. Tarasov N.T., Tarasova N.V. Spatial-Temporal Structure of Seismicity Of the North Tien-Shan and Its Change under Effect of High Energy Electromagnetic Pulses // Ann. Geophys. 2004. Vol. 47, No. 1. P. 199-212.
5. Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Аладьев А.В., Авагимов А.А., Брагин В.Д., Зейгарник В.А., Закупин А.С., Сычева Н.А. О проявлениях электротриггерной сейсмичности на Бишкекском полигоне (на пути к активному мониторингу) // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Труды II Междунар. симп., г. Новосибирск, 2005. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2005. С. 112-116.
6. Chelidze T., De Rubeis V., Matcharshvili T., Tosi P. Influence of Strong Electromagnetic Discharges on the Dynamics of Earthquakes Time Distribution in the Bishkek Nest Area (Central Asia) // Ann. Geoph. 2006. Vol. 49, No. 4/5. P. 961-975.
7. Сычев В.Н., Авагимов А.А., Богомолов Л.М., Зейгарник В.А., Сычева Н.А. О триггерном влиянии электромагнитных импульсов на слабую сейсмичность в связи с проблемой разрядки избыточных тектонических напряжений // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2008. С. 179-189.
8. Тарасов Н.Т. Влияние сильных электромагнитных полей на скорость сеймотектонических деформаций // ДАН. 2010. Т. 433. № 5. С. 689-692.
9. Макаров П.В., Еремин М.О. Модель разрушения хрупких и квазихрупких материалов и геосред // Физическая мезомеханика. 2013. Т. 16. № 1. С. 5-26.
10. Стефанов Ю.П. Некоторые нелинейные эффекты поведения горных пород // Физическая мезомеханика. 2016. Т. 19. № 6. С. 54-61.

11. Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка, и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37-54.
12. Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Анализ процесса выделения энергии при формировании магистрального разрыва в лабораторных исследованиях по разрушению горных пород и перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2000. № 2. С. 44-55.
13. Ботвина Л.Р. Эволюция поврежденности на различных масштабах // Физика Земли. 2011. № 10. С. 5-18.
14. Смолин И.Ю., Макаров П.В., Кульков А.С., Еремин М.О., Бакеев Р.А. Режимы с обострением при разрушении образцов горных пород и элементов земной коры // Физическая мезомеханика. 2016. Т. 19. № 6. С. 77-85.
15. Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Закономерности релаксации сейсмического режима по натурным и лабораторным данным // Физика Земли. 2004. № 10. С. 26-36.
16. Дамаскинская Е.Е., Пантелеев И.А., Кадомцев А.Г., Наймарк О.Б. Влияние состояния внутренних границ раздела на характер разрушения гранита при квазистатическом сжатии // Физика твердого тела. 2017. Т. 59. Вып. 5. С. 920-930.
17. Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Ключкин В.Н. О структуре акустической эмиссии модельных образцов при внешнем воздействии // Физика Земли. 2006. № 10. С. 36-42.
18. Закупин А.С., Авагимов А.А., Богомолов Л.М. Отклики акустической эмиссии геоматериалов на воздействие электроимпульсов при различных величинах сжимающего напряжения // Физика Земли. 2006. № 10. С. 43-50.
19. Боровский Б.В., Богомолов Л.М., Закупин А.С., Мубасарова В.А. К вопросу о стимулировании акустической эмиссии образцов геоматериалов электромагнитными полями // Физика Земли. 2011. № 10. С. 71-81.
20. Пантелеев И.А., Мубасарова В.А., Дамаскинская Е.Е., Богомолов Л.М., Наймарк О.Б. Влияние слабого электрического поля на пространственно-временную динамику акустической эмиссии при одноосном сжатии графита // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы третьего Всерос. семинара-совещания, ИДГ РАН, г. Москва, 2015. Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС. 2015. С. 244-252.
21. Лапшин В.Б., Патонин А.В., Пономарев А.В., Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Строганова С.М. Инициация акустической эмиссии в обводненных образцах песчаника // ДАН. 2016. Т. 469. № 1. С. 97-101.
22. Богомолов Л.М. О механизме электромагнитного влияния на кинетику микротрещин и электростимулированных вариаций акустической эмиссии породных образцов // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13. № 3. С. 39-56.
23. Богомолов Л.М. Как электромагнитные импульсы влияют на разрывообразование на разных структурных уровнях (физика энерговоздействия) // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всерос. семинара-совещания, ИДГ РАН, г. Москва, 2015. Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС. 2015. С. 42-51.
24. Sobolev G.A., Ponomarev A.V., Avagimov. A.A., Zeigarnik V.A. Initiation Acoustic Emission with Electric Action. In "Book of abstracts and papers". XXVII Gen. Ass. of ESC. Lisbon Univ., Lisbon, Portugal". P. 277-281 (2000).

АНАЛИЗ ФРАКТАЛЬНЫХ СВОЙСТВ СЕЙСМИЧЕСКОГО СИГНАЛА

Имашев С.А., Сычев В.Н.

sanzhar.imashev@gmail.com, sychev@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

В результате исследований, направленных на оценку применимости фрактального анализа к геофизическим данным было выявлено, что сейсмический сигнал проявляет фрактальные свойства, которые варьируются в период прихода сейсмических волн. Фрактальный анализ сейсмического шума показал, что в периоды электромагнитного мониторинга земной коры с применением электроразведочного генераторного устройства ЭРГУ-600 изменяется мультифрактальный спектр сейсмического шума. В частности, отмечается существенное сужение спектра сингулярности и изменение величины обобщенного показателя Хёрста в моменты включения установки. Отмечаемое изменение фрактальных характеристик является следствием возникновения в сейсмическом сигнале стационарных частотных составляющих, что вносит элемент детерминированности в сам сейсмический сигнал, который по природе своей стохастичен.

Ключевые слова: сейсмический сигнал, фрактальный анализ, фрактальная размерность, параметр Хёрста, мультифрактальный анализ, спектр сингулярности.

Введение. Фрактальный анализ активно применяется в сейсмологии как для описания распределения афтершоковых последовательностей [1] и условий подготовки сильных землетрясений [2], так и для описания самих сейсмических записей [3, 4]. Считается, что сейсмический сигнал обладает стохастическими свойствами и, являясь проявлением комплексных динамических процессов, происходящих в недрах земли, несет в себе элементы хаоса [5]. В общем случае, сейсмическая волна не является чистым фракталом, и не может быть описана одним значением фрактальной размерности во всем диапазоне масштабов. Однако, особенность сейсмического сигнала, состоящая в том, что реальный сигнал является набором низкочастотных и высокочастотных компонент различной природы, дает возможность применять фрактальный анализ к соответствующим выделенным компонентам, как к самофинным фракталам в диапазоне определенных масштабов [4], и позволяет получать дополнительную информацию из таких сигналов [6, 7].

Методика и результаты. Свойства сейсмического сигнала обычно исследуются с помощью, так называемого, параметра Хёрста – H . Этот параметр назван в честь одного из основоположников анализа фрактальных свойств временных рядов – британского гидролога Э. Хёрста, исследовавшего среднегодовой режим расхода воды в реках [8].

В работе [9] проведен обзор и сравнение основных методов оценки параметра Хёрста для исследования фрактальных свойств временных рядов: метод нормированного размаха (RS) [10], метод средних вейвлет-коэффициентов (AWC) для случая непрерывного (CWT) и дискретного (DWT) вейвлет-преобразований [11, 12], метод анализа флуктуаций после исключения масштабно-зависимых трендов (DFA) [13], метод, основанный на дискретной производной второго порядка (DSOD) [14] и его вейвлет версия (WDSOD) [15], метод дисперсии детализирующих коэффициентов (WDRE) [16]. В результате сравнения вышеуказанных методов было выявлено, что наиболее точные оценки параметра Хёрста в широком диапазоне значений, а также длин исследуемых сигналов дают следующие методы: DFA, WDSOD и AWC для случая непрерывного вейвлет-преобразования с вейвлетом Морле (рис. 1).

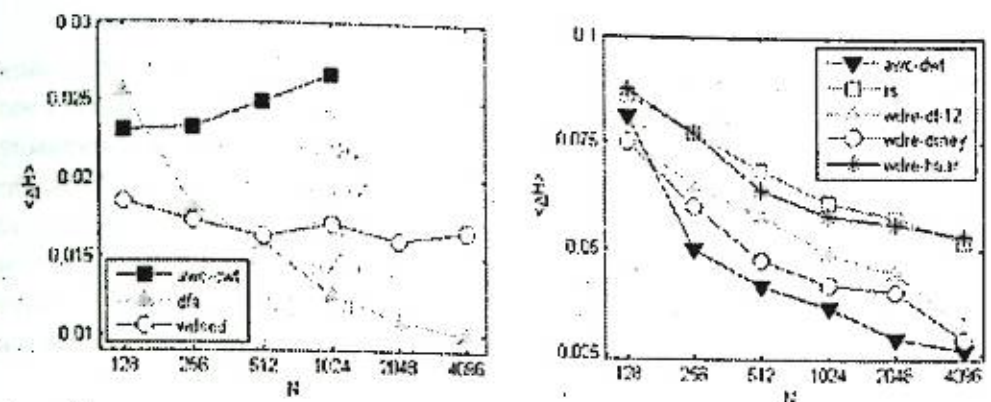


Рисунок 1 – Средняя величина погрешности оценки параметра Хёрста во всем диапазоне модельных значений $\langle \Delta H \rangle$ для различных длин сигнала

Рассмотрим в качестве примера сейсмический сигнал и попробуем выделить из его высокочастотной компоненты (шума), момент прихода Р-волны. На рисунке 2 представлена запись землетрясения 31.08.2015 с $K = 9,6$ на станции СНМ сети KNET по ННЗ-компоненте с частотой 100 Гц (горизонтальная ось – номер отсчета, вертикальная – скорость в нм/с). Участок А характеризуется относительно гладким видом кривой по сравнению с участком непосредственного события В, который отличается от первого осцилляциями.

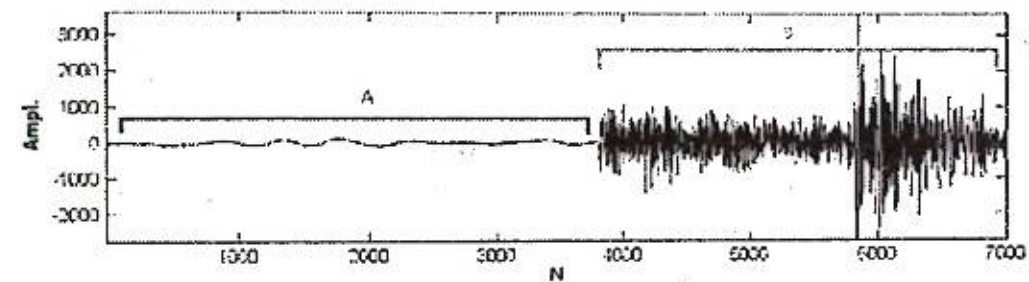


Рисунок 2 – Запись землетрясения 31.08.2015 с $K = 9,6$ на станции СНМ сети KNET по ННЗ-компоненте

На рисунке 3 представлены шумовые компоненты сейсмического сигнала, выделенные с помощью пороговой фильтрации на основе оценок порога методами `rigsure`, `sqrtwolog` и `minimaxi` и соответствующие им оценки параметра Хёрста методом WDSOD со скользящим окном 256 точек.

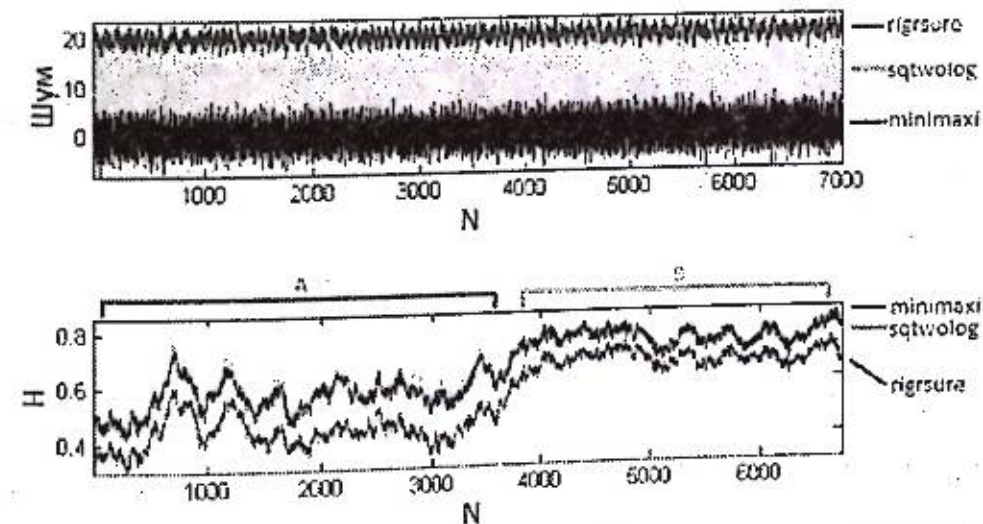


Рисунок 3 – Высокочастотный шум, полученный применением различных порогов нелинейной фильтрации, и результат оценки параметра Хёрста этих шумовых сигналов методом WDSOD с шириной окна 256 отсчетов

Из этих оценок следует несколько важных выводов. Во-первых, фоновая шумовая компонента (участок А) в целом дает меньшие значения параметра Хёрста по сравнению со значениями на участке прихода сейсмических волн. Увеличение значений параметра Хёрста (рост персистентности) на участке прихода сейсмической волны может быть результатом роста степени согласованности различных компонент сигнала [7]. Во-вторых, необходимо отметить, что, наряду с увеличением значений параметра Хёрста, одновременно происходит их более компактная группировка относительно некоторой средней величины, т.е. наблюдается переход от мультифрактального режима со значительными флуктуациями параметра Хёрста к монофрактальному режиму.

На рисунке 4 приведены расчетные кривые метода DFA для сейсмического шума, где угол наклона аппроксимационной линии и есть параметр Хёрста H . Из графика видно, что данный ряд не может характеризоваться одним значением угла наклона и на разных масштабах присутствует различная степень самоподобия.

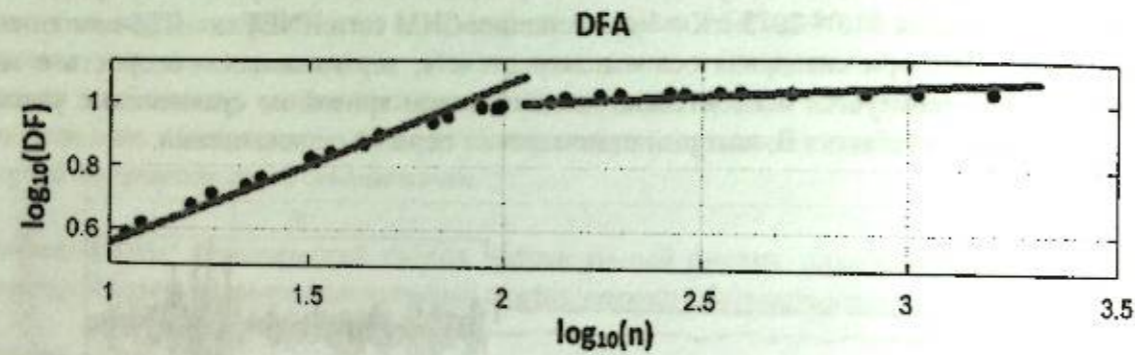


Рисунок 4 – К оценке параметра Хёрста сейсмического шума методом анализа флуктуаций после исключения масштабно-зависимых трендов (DFA)

Отмеченные особенности свидетельствуют о том, что дальнейший анализ необходимо проводить на основе мультифрактального анализа с рассмотрением таких характеристик, как верхняя и нижняя границы спектра сингулярности, обобщенный показатель Хёрста и ширина спектра сингулярности [6].

В качестве примера на рисунке 5 показаны сигналы с монофрактальной и мультифрактальной структурой и их мультифрактальные характеристики.

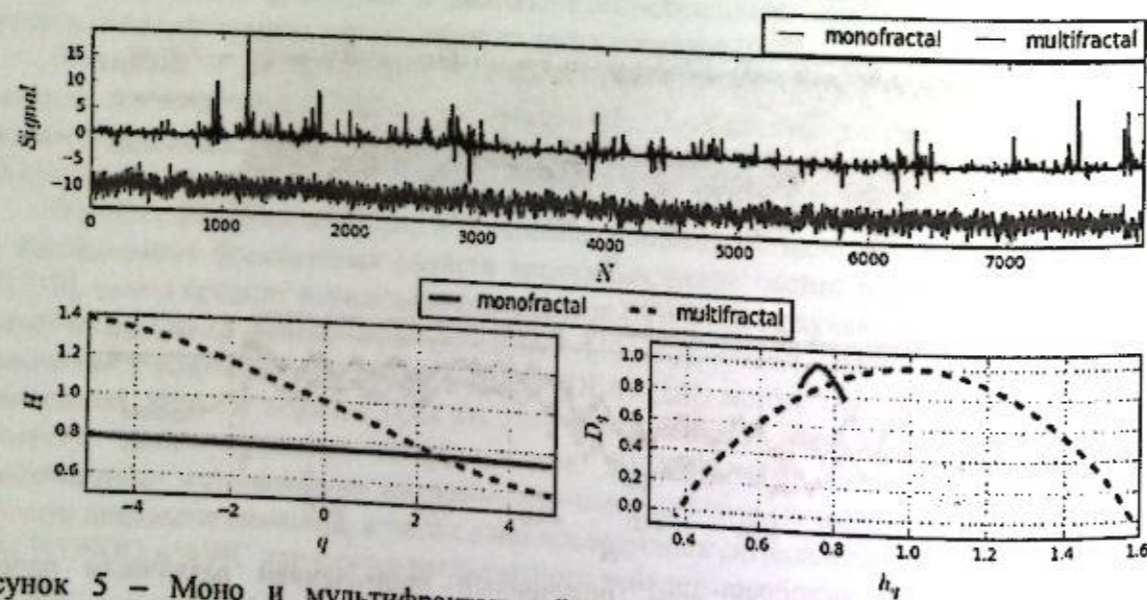


Рисунок 5 – Моно и мультифрактальные сигналы и расчет их мультифрактальных характеристик

В качестве примера рассмотрим динамику изменения мультифрактальных характеристик сейсмического шума, измеренного во время работы установки ЭРГУ-600-2. В качестве основного пункта измерений была выбрана стационарная станция, расположенная в подземном бункере на территории ИС РАН, где размещены приемники сигналов геоакустической эмиссии и сейсмического шума, на котором проводятся непрерывные измерения, а в качестве дополнительного пункта была выбрана точка вблизи питающего диполя установки (рис.6).



Рисунок 6 – Пункты измерения сейсмического шума

На рисунке 7 показан сейсмический сигнал, зарегистрированный на стационарной станции 13-02-2017 с 00:00 до 18:00 и выделенный методом нелинейной пороговой фильтрацией (вейвлет Добеши 12-го порядка) сейсмический шум.

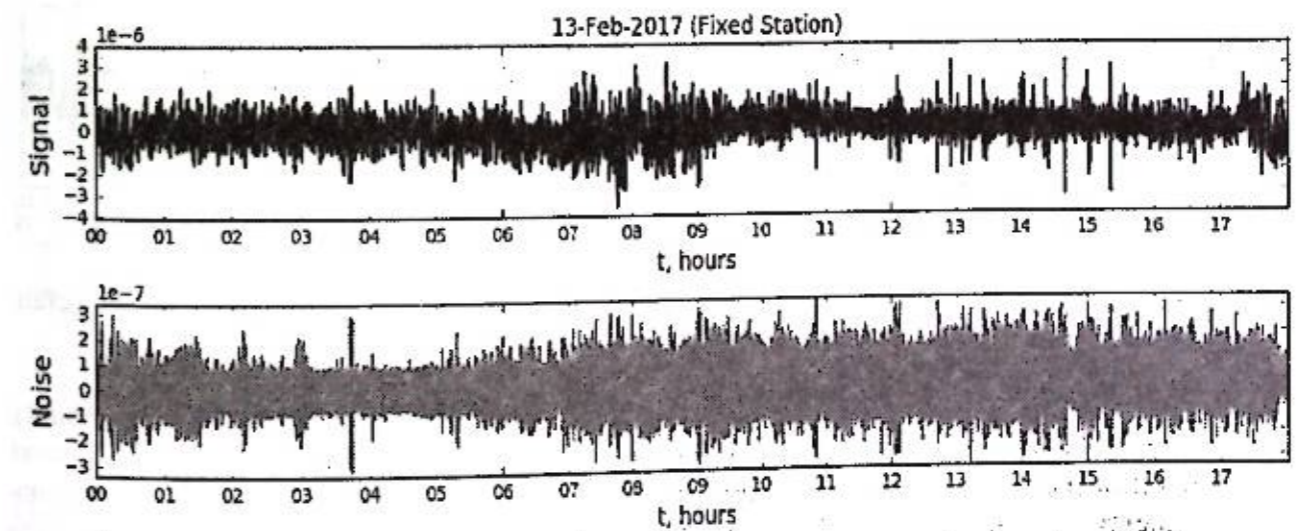


Рисунок 7 – Сейсмический сигнал и выделенный сейсмический шум (стац. станция)

Для полученного сейсмического шума были рассчитаны верхняя, нижняя границы и ширина спектра сингулярности в скользящем окне 5000 точек (25 секунд) (рис.8).

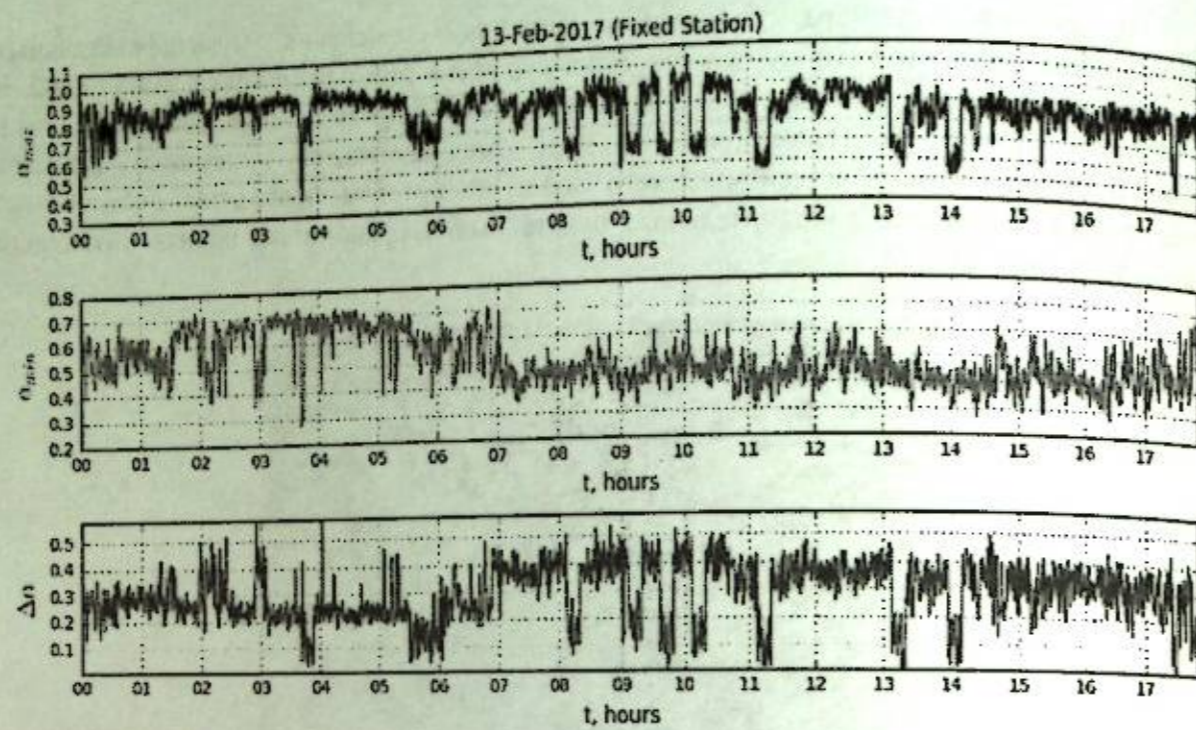


Рисунок 8 – Динамика верхней, нижней границы и ширины спектра сингулярности для сейсмического шума (стац. станция)

Как видно из рисунка в графике временных вариаций ширины спектра сингулярности в период с 08:00 до 14:00 наблюдаются периодические провалы одинаковой длительности. В результате сравнения с каталогом времен запусков установки ЭРГУ-600-2 было выявлено, что указанные провалы в ширине спектра сингулярности в точности совпадают с моментами включения установки (рис.9)

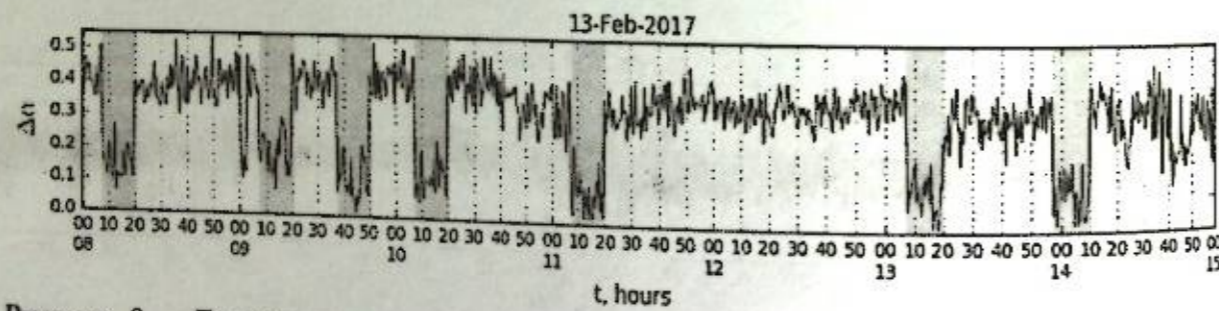


Рисунок 9 – Динамика ширины спектра сингулярности для сейсмического шума (стац. станция), серыми участками выделены моменты работы ЭРГУ

При детальном рассмотрении участков сейсмического шума (рис.10, верхний), связанного с работой установки ЭРГУ-600-2 (выделено красным цветом) и в перерывах между ними (выделено зеленым цветом), было выявлено, что в периоды работы установки наблюдается уменьшение вариаций обобщенного показателя Хёрста и ширины спектра сингулярности (рис.10, нижние).

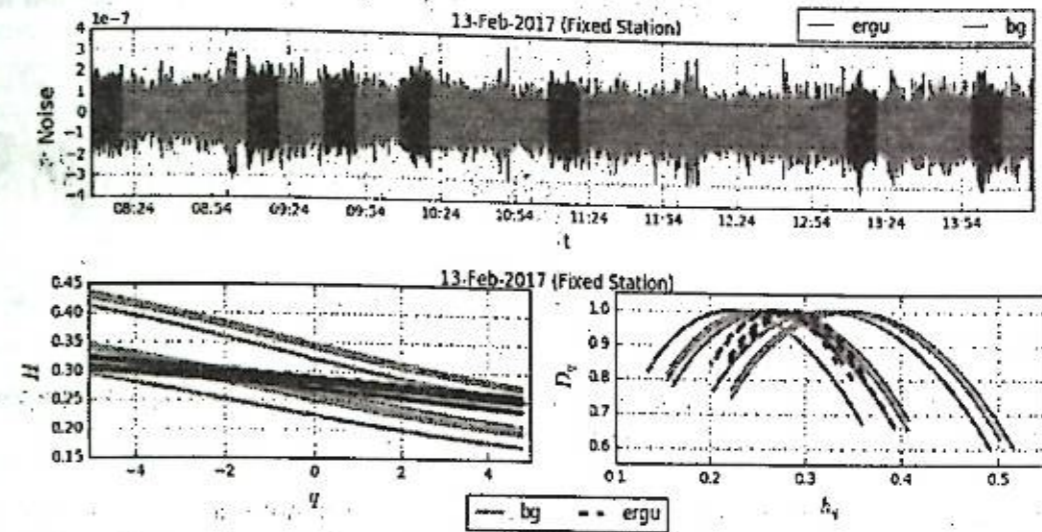


Рисунок 10 – Сейсмический шум (стац. станция), серыми участками выделены моменты работы ЭРГУ

Для выяснения причины перехода сейсмического шума от мультифрактального к монофрактальному (т.е. к более детерминированному) режиму было решено проанализировать частотные спектры этих участков. В качестве примера на рисунке 11 представлены частотные спектры 1-го и 6-го периодов работы ЭРГУ и периодов 1-го и 6-го промежутков между работой установок.

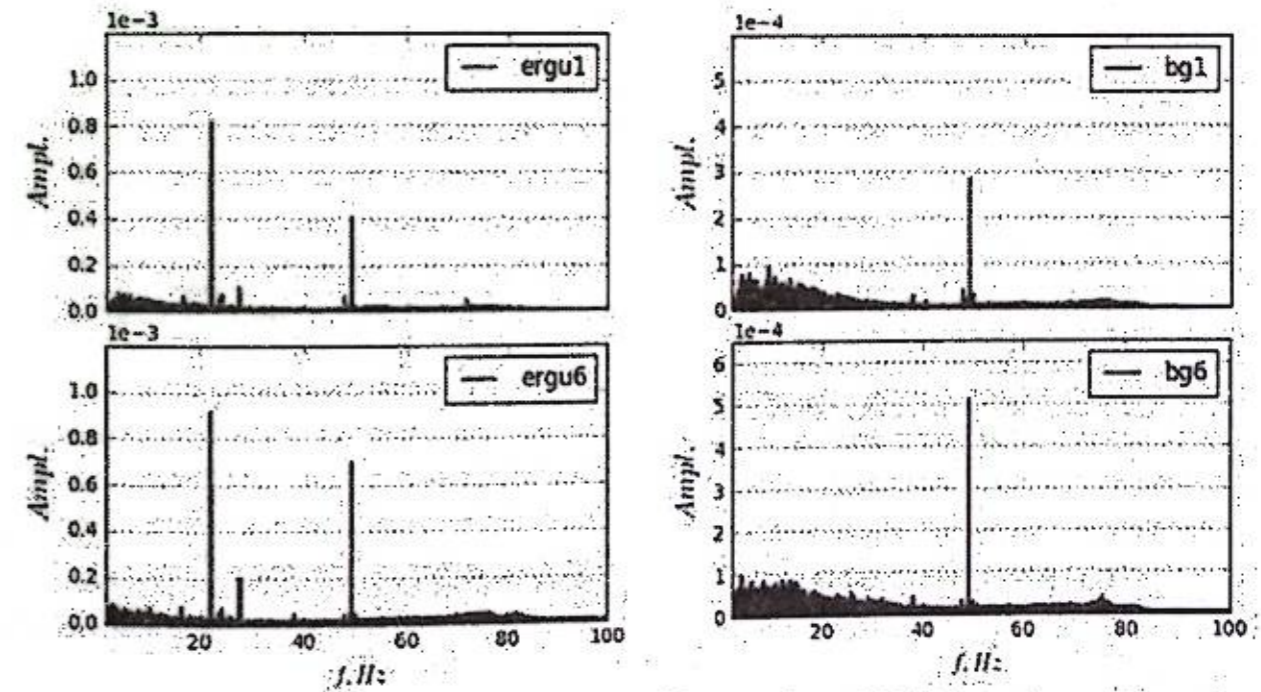


Рисунок 11 – Частотные спектры 1-го и 6-го периодов работы ЭРГУ (слева) и периодов 1-го и 6-го промежутков между работой установок (справа)

Как видно из рисунков, спектр в отсутствие импульсов ЭРГУ характеризуется только наличием промышленной частоты (50 Гц), тогда как спектр в периоды работы установки характеризуется не только этой частотой и также и другими которые возникают вследствие наведенного сейсмического эффекта во время работы установки ЭРГУ-600-2.

Для исследования влияния сейсмических свойств среды, была проведена также регистрация сейсмического шума на мобильном пункте на территории ИС РАН 08-02-2017. На рисунке 12 представлена динамика ширина спектра сингулярности сейсмического шума,

зарегистрированного на стационарном пункте и полевой станцией, расположенной в здании на расстоянии ~200 м от первой.

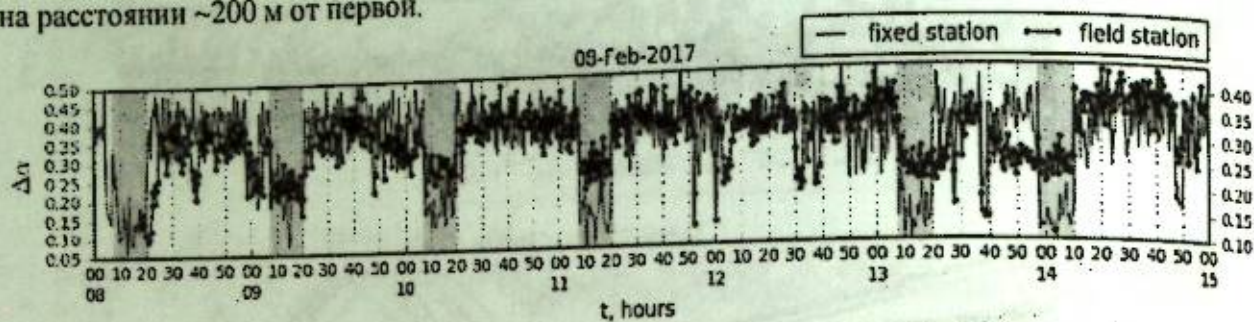


Рисунок 12 – Ширина спектра сингулярности сейсмического шума, зарегистрированного двумя станциями: полевой станцией и в стационарном пункте

Как видно из рисунка, оба графика показывают синхронное уменьшение спектра сингулярности во время работы установки ЭРГУ-600-2. Меньший уровень падения значений ширины спектра сингулярности, можно связать с особенностями расположения точек регистрации. Так, например, стационарная станция расположена на глубине ~5 м на выходе коренных пород, тогда как полевая станция располагалась на фундаменте здания.

Разница в значениях ширины спектров сингулярности проявилась и частотных спектрах (рис. 13) на примере 6-го периода энерговоздействия. Из графиков видно изменение амплитуд характерных частот для стационарного пункта (слева) и полевой станции (справа)

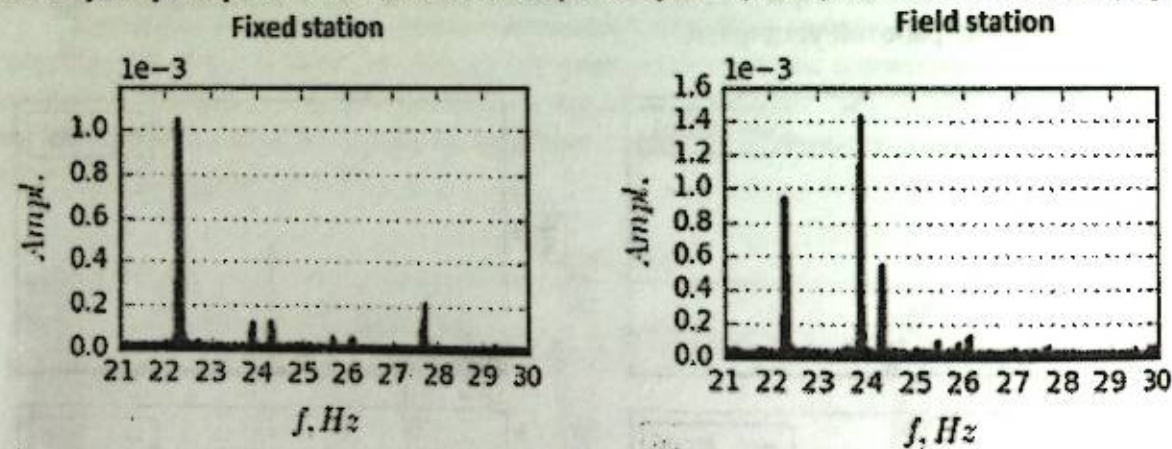


Рисунок 13 – Частотные спектры сейсмического шума для 6-го периода работы установки ЭРГУ-600-2 по данным стационарного станции (слева) и полевой станции (справа)

Выводы. Выявлено, что сейсмический сигнал характеризуется различными значениями параметра Хёрста и выделенный высокочастотный сейсмический шум несет в себе скрытую информацию о структурировании шумов на участках прихода сейсмических волн. Фрактальный анализ полученных данных показал, что во время работы установки ЭРГУ-600-2 изменяется мультифрактальный спектр сейсмического шума, в частности, наблюдается уменьшение ширины спектра сингулярности и обобщенного показателя Хёрста. Изменение фрактальных характеристик в сторону монофрактального поведения обуславливалось наличием в сейсмическом сигнале стационарных частотных составляющих.

Литература

1. Dimri V.P., Vedanti N., Chattopadhyay S. Fractal analysis of aftershock sequence of the Bhuj earthquake: A wavelet-based approach. *Current Science*. 2005. Vol. 88. № 10. P. 1617–1620.
2. Teotia S.S., Kumar D. Role of multifractal analysis in understanding the preparation zone for large size earthquake in the North-Western Himalaya region. *Nonlin. Processes Geophys.* 2011. Vol. 18. № 1. P. 111–118.

3. Любушин А.А. Тренды и ритмы синхронизации мультифрактальных параметров поля низкочастотных микросейсм // *Физика Земли*. 2009. № 5. С. 15–28.
4. Cao M.-S., Ren Q.-W., Wang H.-H., Gong T. A Method of Detecting Seismic Singularities Using Combined Wavelet with Fractal. *Chinese J. Geophys.* 2005. Vol. 48. № 3. P. 740–749.
5. Turcotte D.L. *Fractals and chaos in geology and geophysics*. New York: Cambridge University Press, 1997. 398 p.
6. Любушин А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука. 2007. 227 с.
7. Padhy S. Rescaled range fractal analysis of a seismogram for identification of signals from an earthquake. *Current science*. 2004. Vol. 87. № 5. P. 637–641.
8. Hurst H.E., Black R.P., Simaika Y.M. *Long-term storage: An experimental study*. London: Constable, 1965. 145 p.
9. Сычев В.Н., Имашев С.А. Оценка параметра Хёрста сейсмического сигнала // *Геосистемы переходных зон*. 2017. № 2. С. 50–61.
10. Scurlant L. *Fractals and multifractals in ecology and aquatic science*. London: Taylor & Francis. 2010. 360 p.
11. Simonsen I., Hansen A., Nes O.M. Determination of the Hurst exponent by use of wavelet transforms. *Phys. Rev. E*. 1998. Vol. 58. № 3. P. 2779–2787.
12. Чен Б.Б., Имашев С.А. Оценка параметра Хёрста по наклону энергетического спектра на основе вейвлет-преобразования // *Вестник КРСУ*. 2007. Т. 7. № 8. С. 65–75.
13. Kantelhardt J.W., Koscielny-Bunde E., Rego H.H.A., Havlin S., Bunde A. Detecting long-range correlations with detrended fluctuation analysis. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*. 2001. Vol. 295. № 3–4. P. 441–454.
14. Istas J., Lang G. Quadratic variations and estimation of the local Hölder index of a Gaussian process. *Annales de l'Institut Henri Poincaré (B) Probability and Statistics*. 1997. Vol. 33. № 4. P. 407–436.
15. Jiménez A., Tiampo K.F., Levin S., Posadas A.M. Testing the persistence in earthquake catalogs: The Iberian Peninsula. *Europhys. Lett*. 2006. Vol. 73. № 2. P. 171–177.
16. Abry P., Flandrin P., Taqqu M.S., Veitch D. Self-similarity and long-range dependence through the wavelet lens. *Theory and applications of long-range dependence*. 2003. P. 527–556.

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ И РЕОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗЕМЛИ

Литовченко И.Н.

litovira@rambler.ru

Институт сейсмологии Республики Казахстан, г. Алматы, Казахстан

На современных сейсмических данных получены некоторые результаты применения методики расчета термодинамических и реологических характеристик в очагах землетрясений Земли [5], совпадающие с ранее полученными в [2], что подтверждает универсальность данной методики.

Ключевые слова: термодинамические и реологические характеристики, очаг землетрясения, энергия, магнитуда.

В современных условиях активизации сейсмичности Земли на первое место выходят методы и методики исследования физических условий формирования очагов землетрясений. В этом плане, актуальной на сегодняшний день является вычислительная методика, предложенная в работах [2, 5]. Методика применялась автором в реализации вычислений на современном сейсмическом материале. Для вычислений применялся мировой каталог землетрясений [3] (NEIC) для разных магнитуд $M \geq 2.5$ за период 1973-2016 г.г. и каталог сильных и катастрофических землетрясений с $M \geq 6.0$ за период 1900-2016 г.г. Методика носит универсальный характер, так как позволяет вычислять значения физических параметров в очагах землетрясений различных магнитуд в сейсмоактивных регионах Земли и для сейсмичности в целом.

В методике установлены связи между важными физическими параметрами очаговой области землетрясений:

$$\lg E = 9.257 + 2.7M - 0.1M^2, \quad (1)$$

$$\lg V(\text{см}^3) = 6.56 + M(2.6 - 0.1M), \quad (2)$$

$$U = E/V, \quad (3)$$

$$E_s = 2.7 + 0.1M, \quad (4)$$

$$T(K) = 196.8K(\lg E_{\max} - \lg E), \quad (5)$$

$$\alpha_v = T(K)/(7733)^2, \quad (6)$$

$$G \approx K/V\alpha_v, \quad (7)$$

$$\tau_{kr} = \sigma^* \lg \varphi, \quad (8)$$

$$\sigma = \varepsilon^* G, \quad (9)$$

$$\lg \eta = \lg \eta_{\max} - \lg(E_{\max}/E), \quad (10)$$

где E и M - энергия и магнитуда землетрясений, V - критическая величина объема очага, U - плотность потенциальной энергии сейсмических волн в единице объема (эрг/см³), E_s - удельная энергия изменения формы очага, G - объемный модуль упругости, k - постоянная Больцмана, α_v - коэффициент объемного теплового расширения, τ_{kr} - сбрасываемые очагом добавочные напряжения, σ - нормальная компонента эффективных напряжений, η - вязкость пород в очаге, η_{\max} - максимальное значение вязкости верхних слоев Земли.

В результате применения вычислительной методики [2, 5], получены численные значения реологических и термодинамических характеристик в очагах землетрясений Земли. Отметим, что исходными данными для определения физических характеристик параметров являются магнитуда и энергетический класс землетрясения. Численные результаты расчетов

термодинамических и реологических параметров землетрясений приведены в таблице ниже. На рисунке 1 представлены 2-D и 3-D распределения гипоцентров землетрясений с разными магнитудами. Черным цветом показаны землетрясения с $M \geq 2.5$, серым - $M \geq 6.0$. Распределение гипоцентров землетрясений весьма неравномерно, как на поверхности, так и по глубине. Для изучения физических условий в очагах землетрясений разных магнитуд проводились вычисления параметров: энергия сейсмических волн ($\lg E$); температура среды очага ($^{\circ}\text{C}$); 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. Прогнозирование этих параметров имеет существенное теоретическое значение для количественной оценки геодинамических процессов в коре, и их реологической принадлежности может служить сопоставление с выводами других исследователей [1, 2].

Таблица. Термодинамические и реологические параметры, рассчитанные по универсальной методике (Составитель: Литовченко И.Н.)

M	K	lgE (Эрг)	lgV (см³)	U	E _s	T(°C)	U*10 ⁻¹¹	α _v	τ _{кр}	σ	η	η _{max}	lgη
2.3	8.1	13.35	12.44	2.947	2.92	2109.824	1.1744	3.99E-05	0.00167	0.00493	3.10981	15.292	
2.6	8.95	13.8	12.64	2.927	2.98	2068.751	1.17366	3.91E-05	0.00167	0.00493	3.10783	15.121	
2.7	9.56	14.32	12.85	2.987	3.01	3024.05	1.19732	3.84E-05	0.00174	0.00524	3.10568	14.728	
2.8	9.04	14.31	13.06	2.977	2.95	1981.748	1.21049	3.77E-05	0.00175	0.00502	3.10372	15.247	
2.9	9.22	14.23	13.28	2.987	2.99	1939.519	1.24311	3.70E-05	0.0018	0.00488	3.10179	15.716	
3	9.4	14.16	13.48	2.997	3	1898.294	1.26618	3.63E-05	0.00184	0.00474	3.09978	16.587	
3.1	9.58	14.07	13.69	3.007	3.01	1857.183	1.28934	3.56E-05	0.00187	0.0046	3.09794	17.178	
3.2	9.76	14.0	13.9	3.017	3.02	1816.456	1.31252	3.49E-05	0.00191	0.00446	3.09611	17.883	
3.3	9.94	13.92	14.12	3.027	3.03	1776.082	1.33574	3.42E-05	0.00195	0.00432	3.09429	18.718	
3.4	10.12	13.85	14.34	3.037	3.04	1736.131	1.35912	3.35E-05	0.00199	0.00418	3.09242	19.591	
3.5	10.3	13.78	14.56	3.047	3.05	1696.574	1.38263	3.28E-05	0.00203	0.00404	3.09055	20.502	
3.6	10.48	13.7	14.78	3.057	3.06	1657.411	1.40629	3.21E-05	0.00207	0.0039	3.08868	21.451	
3.7	10.65	13.63	15.01	3.067	3.07	1618.642	1.43017	3.14E-05	0.00211	0.00376	3.08682	22.438	
3.8	10.84	13.57	15.24	3.077	3.08	1580.266	1.45424	3.07E-05	0.00215	0.00362	3.08495	23.463	
3.9	11.02	13.5	15.48	3.087	3.09	1542.211	1.47854	3.01E-05	0.0022	0.00348	3.08308	24.526	
4	11.2	13.43	15.72	3.097	3.1	1504.494	1.50307	2.95E-05	0.00224	0.00334	3.08121	25.627	
4.1	11.38	13.36	15.97	3.107	3.11	1467.199	1.52784	2.89E-05	0.00229	0.0032	3.07934	26.766	
4.2	11.56	13.29	16.22	3.117	3.12	1430.298	1.55284	2.83E-05	0.00234	0.00306	3.07747	27.943	
4.3	11.74	13.22	16.48	3.127	3.13	1394.29	1.57807	2.77E-05	0.00239	0.00292	3.0756	29.158	
4.4	11.92	13.15	16.74	3.137	3.14	1358.173	1.60354	2.71E-05	0.00244	0.00278	3.07373	30.411	
4.5	12.1	13.08	17.01	3.147	3.15	1322.954	1.62924	2.65E-05	0.00249	0.00264	3.07186	31.701	
4.6	12.29	13.01	17.28	3.157	3.16	1288.642	1.65517	2.59E-05	0.00254	0.0025	3.07	33.026	
4.7	12.48	12.94	17.56	3.167	3.17	1254.234	1.68134	2.53E-05	0.00259	0.00236	3.06813	34.396	
4.8	12.64	12.87	17.84	3.177	3.18	1220.734	1.70774	2.47E-05	0.00264	0.00222	3.06626	35.811	
4.9	12.82	12.8	18.12	3.187	3.19	1188.141	1.73437	2.41E-05	0.00269	0.00208	3.06439	37.271	
5	13	12.73	18.41	3.197	3.2	1156.454	1.76124	2.35E-05	0.00274	0.00194	3.06252	38.776	
5.1	13.18	12.66	18.7	3.207	3.21	1125.674	1.78834	2.29E-05	0.00279	0.0018	3.06065	40.326	
5.2	13.36	12.59	19.0	3.217	3.22	1095.801	1.81564	2.23E-05	0.00284	0.00166	3.05878	41.921	
5.3	13.54	12.52	19.3	3.227	3.23	1066.834	1.84317	2.17E-05	0.00289	0.00152	3.05691	43.561	
5.4	13.72	12.45	19.6	3.237	3.24	1038.774	1.87094	2.11E-05	0.00294	0.00138	3.05504	45.246	
5.5	13.9	12.38	19.9	3.247	3.25	1011.621	1.89894	2.05E-05	0.00299	0.00124	3.05317	46.976	
5.6	14.08	12.31	20.2	3.257	3.26	985.374	1.92717	2.0E-05	0.00304	0.0011	3.0513	48.751	

Продолжение таблицы

37	14.26	21.4	18.13	3.267	3.27	827.0029	2.2844	1.01E-02	0.00333	0.00404	0.00512	21.608
38	14.44	21.57	18.28	3.277	3.28	835.4017	2.3743	1.02E-02	0.00341	0.00423	0.00532	22.083
39	14.62	21.71	18.42	3.287	3.29	843.7914	2.4650	1.03E-02	0.00349	0.00442	0.00551	22.516
40	14.8	21.86	18.56	3.297	3.3	852.1745	2.5576	1.04E-02	0.00356	0.00461	0.0057	22.967
41	14.98	22.01	18.7	3.307	3.31	860.5511	2.6527	1.05E-02	0.00364	0.0048	0.00589	23.436
42	15.16	22.17	18.84	3.317	3.32	868.9211	2.7497	1.06E-02	0.00372	0.00499	0.00608	23.924
43	15.34	22.3	18.97	3.327	3.33	877.2847	2.8487	1.07E-02	0.0038	0.00518	0.00627	24.431
44	15.52	22.44	19.1	3.337	3.34	885.6417	2.9497	1.08E-02	0.00388	0.00537	0.00646	24.958
45	15.7	22.58	19.24	3.347	3.35	893.9917	3.0527	1.09E-02	0.00396	0.00556	0.00665	25.505
46	15.88	22.72	19.38	3.357	3.36	902.3347	3.1577	1.1E-02	0.00404	0.00575	0.00684	26.072
47	16.06	22.86	19.52	3.367	3.37	910.6717	3.2647	1.11E-02	0.00412	0.00594	0.00703	26.659
48	16.24	23.01	19.66	3.377	3.38	919.0017	3.3737	1.12E-02	0.0042	0.00613	0.00722	27.266
49	16.42	23.15	19.8	3.387	3.39	927.3247	3.4847	1.13E-02	0.00428	0.00632	0.00741	27.893
50	16.6	23.29	19.94	3.397	3.4	935.6417	3.5977	1.14E-02	0.00436	0.00651	0.0076	28.54
51	16.78	23.44	20.08	3.407	3.41	943.9517	3.7127	1.15E-02	0.00444	0.0067	0.00779	29.211
52	16.96	23.58	20.22	3.417	3.42	952.2547	3.8297	1.16E-02	0.00452	0.00689	0.00798	29.902
53	17.14	23.73	20.36	3.427	3.43	960.5517	3.9487	1.17E-02	0.0046	0.00708	0.00817	30.613
54	17.32	23.87	20.5	3.437	3.44	968.8417	4.0697	1.18E-02	0.00468	0.00727	0.00836	31.344
55	17.5	24.02	20.64	3.447	3.45	977.1247	4.1927	1.19E-02	0.00476	0.00746	0.00855	32.095
56	17.68	24.16	20.78	3.457	3.46	985.4017	4.3177	1.2E-02	0.00484	0.00765	0.00874	32.866
57	17.86	24.31	20.92	3.467	3.47	993.6717	4.4447	1.21E-02	0.00492	0.00784	0.00893	33.657
58	18.04	24.45	21.06	3.477	3.48	1001.9347	4.5737	1.22E-02	0.005	0.00803	0.00912	34.468
59	18.22	24.6	21.2	3.487	3.49	1010.1917	4.7047	1.23E-02	0.00508	0.00822	0.00931	35.299
60	18.4	24.74	21.34	3.497	3.5	1018.4417	4.8377	1.24E-02	0.00516	0.00841	0.0095	36.15
61	18.58	24.89	21.48	3.507	3.51	1026.6847	4.9727	1.25E-02	0.00524	0.0086	0.00969	37.021
62	18.76	25.03	21.62	3.517	3.52	1034.9217	5.1097	1.26E-02	0.00532	0.00879	0.00988	37.902
63	18.94	25.18	21.76	3.527	3.53	1043.1547	5.2487	1.27E-02	0.0054	0.00898	0.01007	38.803
64	19.12	25.32	21.9	3.537	3.54	1051.3847	5.3897	1.28E-02	0.00548	0.00917	0.01026	39.724
65	19.3	25.47	22.04	3.547	3.55	1059.6017	5.5327	1.29E-02	0.00556	0.00936	0.01045	40.665
66	19.48	25.61	22.18	3.557	3.56	1067.8147	5.6777	1.3E-02	0.00564	0.00955	0.01064	41.626
67	19.66	25.76	22.32	3.567	3.57	1076.0217	5.8247	1.31E-02	0.00572	0.00974	0.01083	42.607
68	19.84	25.9	22.46	3.577	3.58	1084.2247	5.9737	1.32E-02	0.0058	0.00993	0.01102	43.608
69	20.02	26.05	22.6	3.587	3.59	1092.4217	6.1247	1.33E-02	0.00588	0.01012	0.01121	44.629
70	20.2	26.19	22.74	3.597	3.6	1100.6147	6.2777	1.34E-02	0.00596	0.01031	0.0114	45.67
71	20.38	26.34	22.88	3.607	3.61	1108.8017	6.4327	1.35E-02	0.00604	0.0105	0.01159	46.731
72	20.56	26.48	23.02	3.617	3.62	1117.0017	6.5897	1.36E-02	0.00612	0.01069	0.01178	47.812

Для каждой магнитуды рассчитаны по соответствующим формулам (1-10) из [2] значения приведенных термодинамических и реологических параметров. Отметим, что логарифм удельной (объемной) плотности энергии сейсмических волн ($\lg U$) в отличие от ($\lg V$) находится в прямолинейной зависимости от магнитуды. Существует два вида удельной энергии очага землетрясения, связанные с: 1) изменением объема, 2) изменением формы очага, которые для одной и той же магнитуды отличаются на один порядок величины [2]. Величина потенциальной энергии сейсмических волн зависит от величины объема очага и практически не зависит от удельной плотности энергии U . Это следует из различий в изменениях V и U для диапазона магнитуд от 2.5 до 9.2.

Если рассмотреть соотношение между энергией и температурой в очаге землетрясения, то в теоретическом плане вероятность взаимосвязи между энергией и магнитудой землетрясения с термодинамическими параметрами очага может предполагаться из самой природы накопления термоупругих напряжений в верхних оболочках Земли. Такое накопление, по мнению некоторых авторов [4], является следствием неравномерного

распределения температур и различия физических свойств геологической среды [2]. Показателем концентрации напряжений на глубине служит их разрядка в виде землетрясения.

Эмпирические уравнения связи по [1, 2], температуры в очаге землетрясения в момент сбрасывания добавочных упругих напряжений с энергией в очаге: $T(K) = 196.8K(\lg E_{\max} - \lg E)$, где $196.8K$ – константа, определяющая количество градусов, соответствующее изменению энергии (Эрг) на один порядок; $\lg E$ – логарифм энергии сейсмических волн. $\lg E_{\max}$ – логарифм максимального значения энергии сейсмических волн используются и при расчете вязкости η . Сопоставление значений логарифма энергии сейсмических волн, рассчитанных по методике и температур, вычисленных по уравнениям из [2], обнаруживает, обратное соотношение между E и T , а также между значениями магнитуд и температур. По мере увеличения температуры уменьшаются магнитуды и, соответственно, значения энергии сейсмических волн. Сопоставление расчетных значений α_v с данными его измерения, обнаруживает одинаковый характер возрастания значения α_v в зависимости от роста температуры (T), хотя при однозначности порядка величины отмечается некоторое расхождение в самой величине коэффициента [2].

Увеличение значений α_v с ростом температур вызвано тем, что ориентировки максимального теплового расширения и максимальной сжимаемости обычно близки [2, 5]. 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 очаге землетрясений определяются по уравнениям [2] с подстановкой полученных значений α_v и соответствующих температур $T(K)$. Согласно данным [3], анализ распределения гипоцентров землетрясений с магнитудами $M < 5.0$ по глубине показывает их концентрацию в вытянутых квазивертикальных больших и малых объемах [2]. Расчетные значения температур для землетрясений с магнитудами $5.0 \leq M \leq 9.0$ соответствуют температурам кристаллизации составных элементов коры [1, 2, 4, 5]. 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 [2].

На практике расчетные данные по сбрасываемым (эффективным касательным) напряжениям $\tau_{кр}$, полученным по уравнению из [2, 5], отвечает характерным напряжениям в очагах большинства катастрофических землетрясений [1, 4]. 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 [2, 5, 6]. 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 [1, 2, 4].

Таким образом, на современных сейсмических данных получены некоторые результаты применения методики расчета термодинамических и реологических характеристик в очагах землетрясений Земли [5], совпадающие с ранее полученными в [2], что подтверждает универсальность данной методики. Актуальность на сегодня этой работы велика, методика [2] представляет настоящую научную концепцию в области сейсмичности и сейсмической опасности: физических условий в очагах землетрясений, универсальной теоретической и практической ее реализации.

Автор благодарит научного руководителя академика НАН РК А.К.Курсеева за многолетнюю работу в этом направлении, за помощь и большой вклад в исследование физических условий в очагах землетрясений [1]. Так же всех сотрудников СОМЭ, предоставивших материалы сейсмических наблюдений [6].

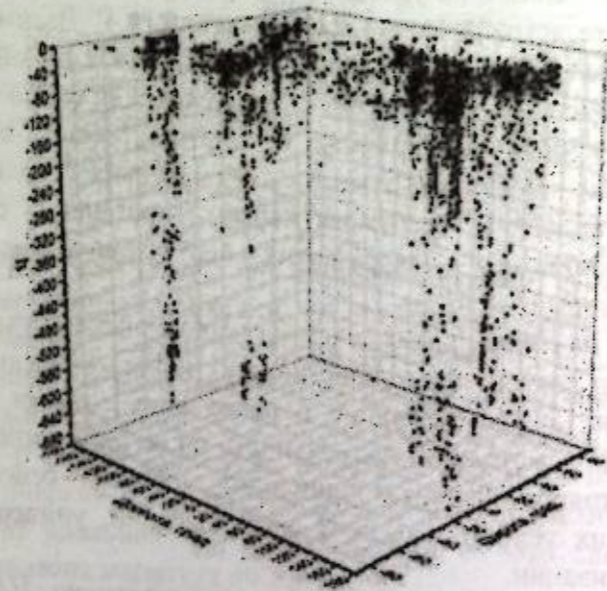
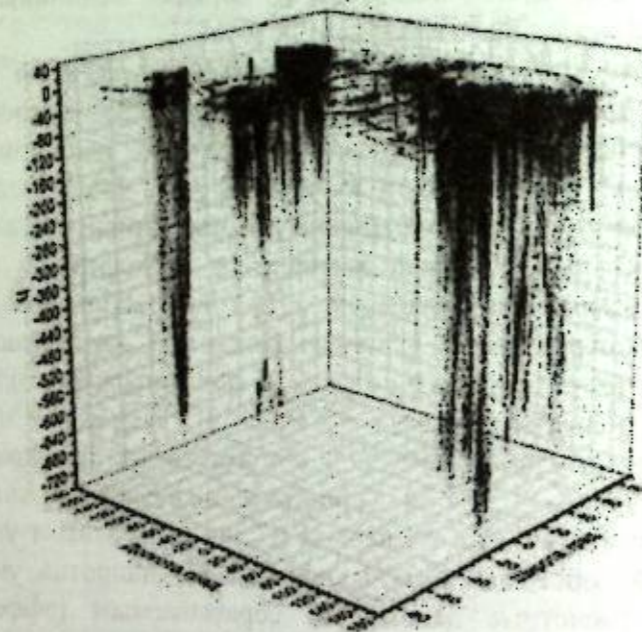
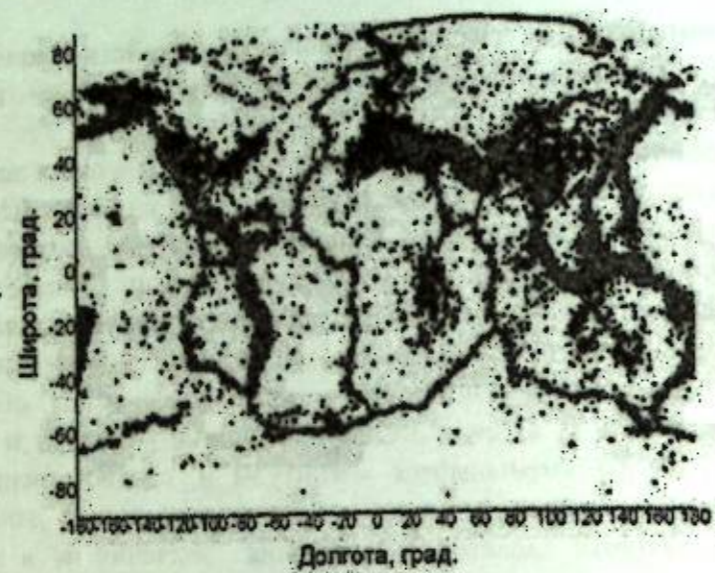


Рисунок 1 – Распределение сейсмичности Земли для разных магнитуд землетрясений по мировому каталогу (NEIC): 2D – эпицентров землетрясений (черным – $M \geq 2.5$, серым – $M \geq 6.0$), 3-D – распределение гипоцентров

Литература

1. Курскеев А.К. Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. Алматы. 2004. 504 с.
2. Тулиани Л.И. Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы. М.: Научный мир. 1999. 216 с.
3. Мировой каталог землетрясений // Электронный ресурс. http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html
4. Горбунова Е.А., Шерман С.И. Вероятность сильных ($M \geq 7.5$) землетрясений в зонах разломов Центральной Азии (тектонифизический анализ) // Геодинамика и тектонофизика. 2016. № 7 (2). С. 303-314. DOI:10.5800/GT-2016-7-2-0208
5. Литовченко И.Н. Физические параметры очаговых зон сильных землетрясений земной коры Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Известия НАН РК. Сер. геологическая. 2009. № 5. С. 59-67.
6. Каталог сейсмических наблюдений за 1980-2017 г.г. Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция (СОМЭ).

граната, разрывы минеральных зерен со смещением и формированием "лоскутных" полосок, развитие деформационных двойников и ламелей в плагиоклазах, параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов [13]. В целом, распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов в шовной зоне проявлено структурами преимущественно правосдвиговой и подчиненной левосдвиговой кинематики и бластомилонитами с преобладающими элементами ламинарного течения. Границы между породными комплексами маркируются поверхностями срыва и притирания.

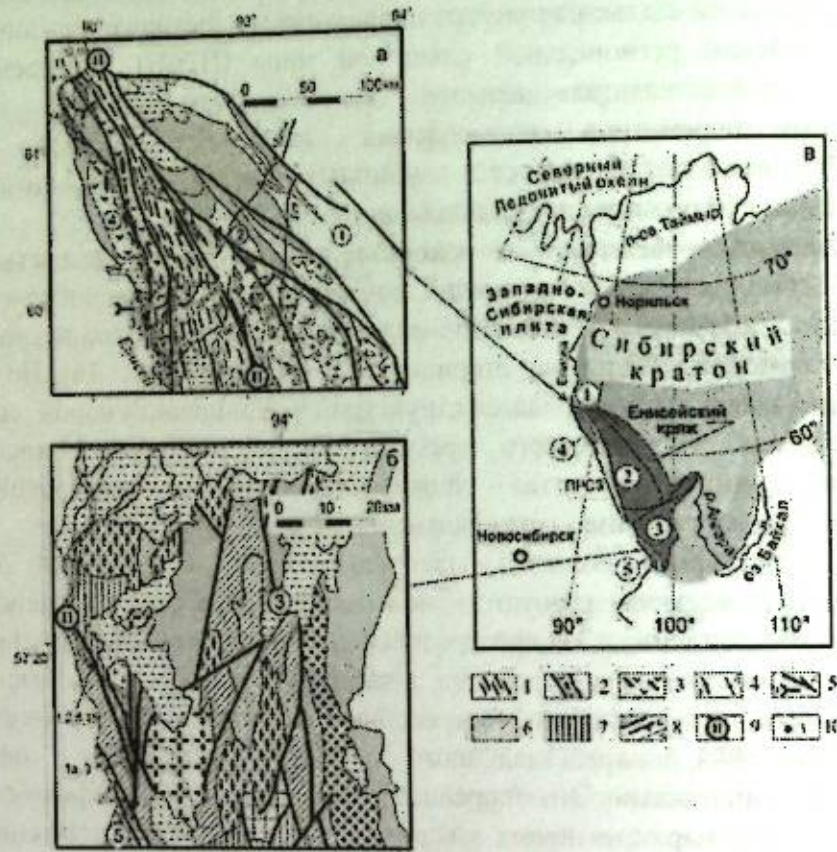


Рисунок 1 – Схема геологического строения (а) северного (Заангарья) и (б) южного (Ангаро-Канский блок) сегментов ПРСЗ в структуре Енисейского кряжа; (в) – положение ПРСЗ (светло-серым) и тектонических блоков: 1 – Восточный и 2 – Центральный Заангарского сегмента; 3 – Ангаро-Канский блок, 4 – Исаковский и 5 – Предивинский террейны, в западной части Сибирского кратона

1 - бластомилониты (NP) по породам гаревского комплекса (PP) (параавтохтон), 2 - высокобарические метабазит-ультрабазитовые и апогнейсовые бластомилониты (тектонический шов, аллохтон), 3 - метабазитовые и молассовые комплексы Исаковского террейна (аллохтон); 4 - элементы залегания сланцеватости: наклонные (а) и вертикальные (б); 5 - направление тектонических движений (NP): поддвиги (а) и сдвиги (б); 6 - енисейский амфиболит-гнейсовый комплекс (PP); 7 - канский гранулит-гнейсовый комплекс (AR-PR?); 8 - тектонические нарушения: разломы (а), надвиги (б) и прочие границы (в); 9 - Приенисейский разлом; 10- точки отбора образцов

Условия и время заложения региональных глубинных разломов в регионе остаются неясными. Однако интерпретация геохронологических данных разновозрастных популяций монацитов в тектонитах, испытавших перекристаллизацию в ходе последовательных деформационных процессов, указывает на неоднократную активизацию ПРСЗ в регионе в диапазоне времени 1.54-0.6 млрд. лет [14].

Геолого-структурная и минералогическая характеристика объектов исследования. Первый объект работ расположен на северо-западе Заангарья Енисейского кряжа (рис. 1а). В этом районе в строении ПРСЗ выделено 3 крупных блока (с востока на

запад): континентальный - гнейсо-амфиболитовый, метабазит-ультрабазитовый и вулканоплутонический [15]. В пределах северного сегмента ПРСЗ изучены образцы метапелитовых и метабазитовых тектонитов шовной зоны из правобережья р. Енисей, различающихся как по характеру и интенсивности деформаций, так и неоднородностью их вещественного сложения. В составе тектонического меланжа распространены реликтовые блоки метапелитов $Grt+Bt+Ms+Pl+Qz\pm Kfs\pm Chl$ состава и линзы метабазитов, сложенные $Grt+Amp+Pl+Ph+Ep+Spn+Rt\pm Pg\pm Cb\pm Chl$ ассоциацией [16]. В гранатовых амфиболитах выделяются две стадии развития. Пиковая ассоциация представлена интенсивно деформированными минералами бластомилонитов. Реликтовые включения глаукофана, альбита, фенгита и эпидота обнаружены в зернах граната и сфена, что свидетельствует об участии первых в ранней допиковой ассоциации. Формирование наиболее интенсивно деформированных тектонитов связывается с завершением аккреции Исаковского террейна к западной окраине Сибирского кратона на рубеже около 600 млн. лет назад [11].

В южном сегменте ПРСЗ изучены метаморфические породы Ангаро-Канского блока (рис. 1б), представленные $Sil+Grt+Bt+Pl\pm Opx$ метапелитовыми гнейсами. Чередование интенсивно деформированных и недеформированных участков выражается одновременным присутствием разновозрастных реликтовых текстур исходных пород и развитых по ним бластомилонитов. Неоднородность деформаций в шовной зоне подтверждается морфологией порфириобластов граната, образующих две генерации, где мелкий синтетектонический гранат обрастает крупными порфириобластами граната ранней генерации, образуя скопления в «тенях» давления или сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии [17].

Химический состав минералов и P-T условия метаморфизма. Химический состав фаз пород изучен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН по стандартным процедурам [18].

Компонентный состав гранатов в метабазитах пиковой ассоциации Заангарья варьирует в диапазоне: Alm_{55-66} , Pgr_{5-11} , Grs_{22-32} , Sps_{5-9} , с железистостью ($X_{Fe}=0.84-0.92$). Амфибол представлен роговой обманкой с высокой железистостью ($X_{Fe}=0.34-0.53$), реже барруазитом с повышенным содержанием Na_2O (до 2.8 мас%). Плагиоклаз относится к альбит-олигоклазу с содержанием $X_{An}=Ca/(Ca+Na+K)=0.04-0.17$. Для мусковита характерны высокие содержания фенгитового компонента (3.4-3.5 Si в ф.к.) и суммы $FeO+MgO$ (до 5.5 мас.%) при незначительных изменениях парагонитовой составляющей ($X_{Na}=0.03-0.08$). Реликтовые включения глаукофана с максимальным содержанием Na_2O до 7.76 мас.% были обнаружены в зернах граната и титанита. Мусковиты характеризуются пониженными содержаниями фенгитового компонента (3.35 Si в ф.к.) и парагонитовой составляющей ($X_{Na}=0.01$), а состав плагиоклаза представлен практически железистостью ($X_{Fe}=0.93-0.95$) по сравнению с гранатами из пиковой генерации.

В зоне сдвиговых деформаций для бластомилонитов Ангаро-Канского блока характерны более низкие содержания анортитового минала ($X_{An}=0.26$ vs $X_{An}=0.38$) в плагиоклазах наряду с несколько пониженными концентрациями альмандинового (Alm) и спессартинового (Sps) компонента при более существенном повышении содержания гроссуляра (Grs) в гранатах в отличие от недеформированных пород. Слабое уменьшение железистости и содержания Sps в перекристаллизованных гранатах в зонах интенсивных деформаций может быть связано с незначительным увеличением температуры; а существенное повышение содержания Grs компонента граната с одновременным уменьшением X_{An} составляющей в плагиоклазах определяется ростом давления. Это свидетельствует о проявлении в зонах разломов более высокотемпературных и высокобарических особенностей минералов из разных генераций свидетельствуют о наложении более высокотемпературных и высокобарических минеральных ассоциаций на ранние парагенезисы в сдвиговых зонах.

Оценки P-T параметров метаморфизма пород получены по реальным составам породообразующих минералов при совместном использовании взаимосогласованных

калибровок и соответствующих моделей смещения для разных геотермобарометров, а также компьютерных программ и псевдосечений, обзор которых приведен в [19].

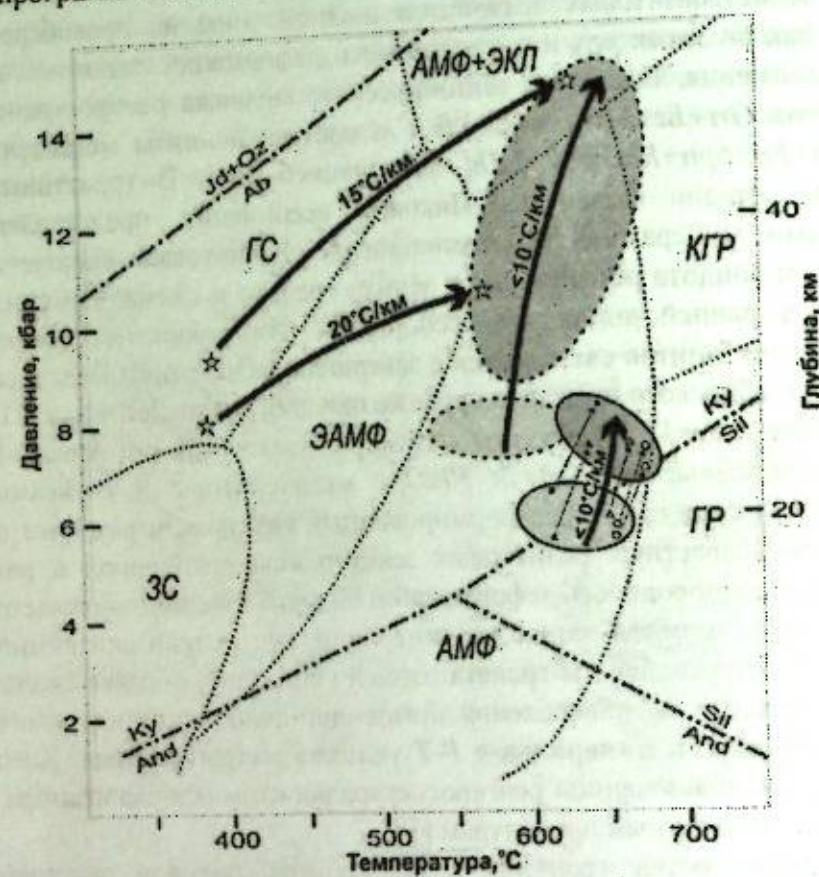


Рисунок 2 – P - T условия и тренды эволюции метаморфизма для исходных пород и тектонитов. Эллипсы светло- и темно-серого цветов обозначают P - T области исходных гнейсов и развитых по ним бластомилонитов. P - T поля пород Ангаро-Канского блока и Заангарья оконтурены, соответственно, сплошной и пунктирной линиями. Направления P - T трендов эволюции метаморфизма показаны толстыми стрелками со значениями метаморфического градиента. Тонкими стрелками показаны локальные вариации P - T параметров между реликтовыми гнейсами и тектонитами в разных доменах пород Ангаро-Канского блока. Точечные контуры – границы метаморфических фаций для метабазитовой системы [20]

Статистическими различиями между P - T параметрами формирования тектонитов и исходных пород выявлена значимая корреляция условий метаморфизма с интенсивностью деформаций и реологией пород. Среди тектонитов шовной зоны наблюдаются видимые различия по P - T параметрам их формирования, что свидетельствует о существенной неоднородности и контрастности проявления деформаций по простиранию и вкrest простирания ПРСЗ. Более интенсивно деформированные тектониты, приуроченные, как правило, к приразломным зонам или полосам концентрированных деформаций, показывают повышенные значения величин давления (10-15 кбар в метабазитах и 8-13 кбар в метапелитах) в сравнении с фоновыми (литостатическими) значениями более раннего регионального метаморфизма (6-8 кбар), определенными для менее деформируемых участков гаревского комплекса [21, 22]. В целом же, формирование основной массы бластомилонитов происходило с повышением давления в среднем на 2-3 кбар при незначительном повышении температуры (рис. 2). Максимальные превышения давления (до 5 кбар) отмечены в породах метабазит-ультрабазитового блока, залегающих внутри зоны серпентинитового меланжа.

Обсуждение результатов в рамках тектонических моделей и выводы. На основании геолого-структурных и петрологических исследований, выполненных с использованием минеральной геотермобарометрии и псевдосечений в системе NCKFMASH,

установлена пространственная связь и корреляция вариаций P - T условий метаморфизма с интенсивностью деформаций пород, что свидетельствует о неоднородности распределения этих параметров в пределах ПРСЗ. Эти процессы контролировались системой дискретных сдвиговых плоскостей и зон деформаций, обусловивших многократную деструкцию пород с несколькими пиками динамометаморфизма. Выявленные различия в P - T параметрах метаморфизма между сильно- и слабдеформированными породами и конфигурации P - T -трендов эволюции контролировались разными тектоническими механизмами [19]. Повышение давления на 1.5-3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким $dT/dH < 10^\circ\text{C/km}$ в парагнейсах Ангаро-Канского блока и бластомилонитах северного сегмента ПРСЗ могло быть обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород, т.е. когда при скоростях процессов около 1-10 мм/год не достигалось выравнивание температур между блоками земной коры из-за тепловой инерции по сравнению с давлением [23]. Максимальные превышения давления на 5 кбар и температуры на 200°C при более высоком градиенте $dT/dH = 20^\circ\text{C/km}$ могли быть результатом прогрессивной перекристаллизации субстрата, осложненной локальным разогревом пород при вязких деформациях и превышением ориентированного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига. Выявленные различия в P - T параметрах метаморфизма пород согласуются с термодинамическими расчетами [4, 19] и результатами численных экспериментов [24, 25]. Представленные свидетельства подтверждают представления о возможности генерации сверхдавлений и повышения температуры при интенсивных сдвиговых деформациях в шовных зонах земной коры [26].

Литература

1. Bell T.H., Rieuwers M.T., Cihan M., Evans T.P., Ham A.P., Welch P.W. Inter-relationships between deformation partitioning, metamorphism and tectonism // *Tectonophysics*. 2013. V. 587. P. 119-132.
2. Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for exhumation of high-pressure rocks // *Geophysical Res. Letters*. 2013. V. 40. P. 1984-1988.
3. Tajchmanova L., Vrijmoed J., Moulas E. Grain-scale pressure variations in metamorphic rocks: implications for the interpretation of petrographic observations // *Lithos*. 2015. V. 216-217. P. 338-351.
4. Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смутьская А.И. Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // *Геофизические исследования*. 2015. Т. 16. № 1. С. 44-68.
5. Mancktelow N.S. Tectonic pressure: Theoretical concepts and modelled examples // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 149-177.
6. Moulas E., Podladchikov Y.Y., Aranovich L.Y., Kostopoulos D. The problem of depth in geology: When pressure does not translate into depth // *Петрология*. 2013. Т. 21. № 6. С. 577-587.
7. Gerya T. Tectonic overpressure and underpressure in lithospheric tectonics and metamorphism // *Journal of Metamorphic Geology*. V. 33. P. 785-800.
8. Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transangarian Yenisey Ridge, Siberia // *International Geology Review*. 2011. V. 53. No. 7. P. 802-845.
9. Likhanov I. I., Polyanskii O. P., Reverdatto V. V., Kozlov P. S., Verzhinin A. E., Krebs M., Memmi I. Metamorphic evolution of high-alumina metapelites near the Panimba overthrust (Yenisei Range): mineral associations, P - T conditions, and tectonic model // *Russian Geology and Geophysics*. 2001. V. 42. № 8. P. 1205-1220.

точках собрана информация по геологическим стресс-индикаторам напряжений. Всего собрано около 700 замеров, из них 325 с информацией о кинематике относительного перемещения бортов разрывных нарушений. Собранные полевые данные позволили реконструировать основные параметры локальных стресс-состояний по комплексу геологических индикаторов палеонапряжений. Для реконструкции палеонапряжений мы использовали метод катакластического анализа применительно к геологическим данным [8] и метод структурно-парагенетического анализа [9]. В 23 точках наблюдения удалось реконструировать основные параметры 24 локальных стресс-состояний. В ходе расчетов получены основные параметры локальных стресс-состояний (ориентация осей главных напряжений, коэффициент Лоде-Надаи и др.).

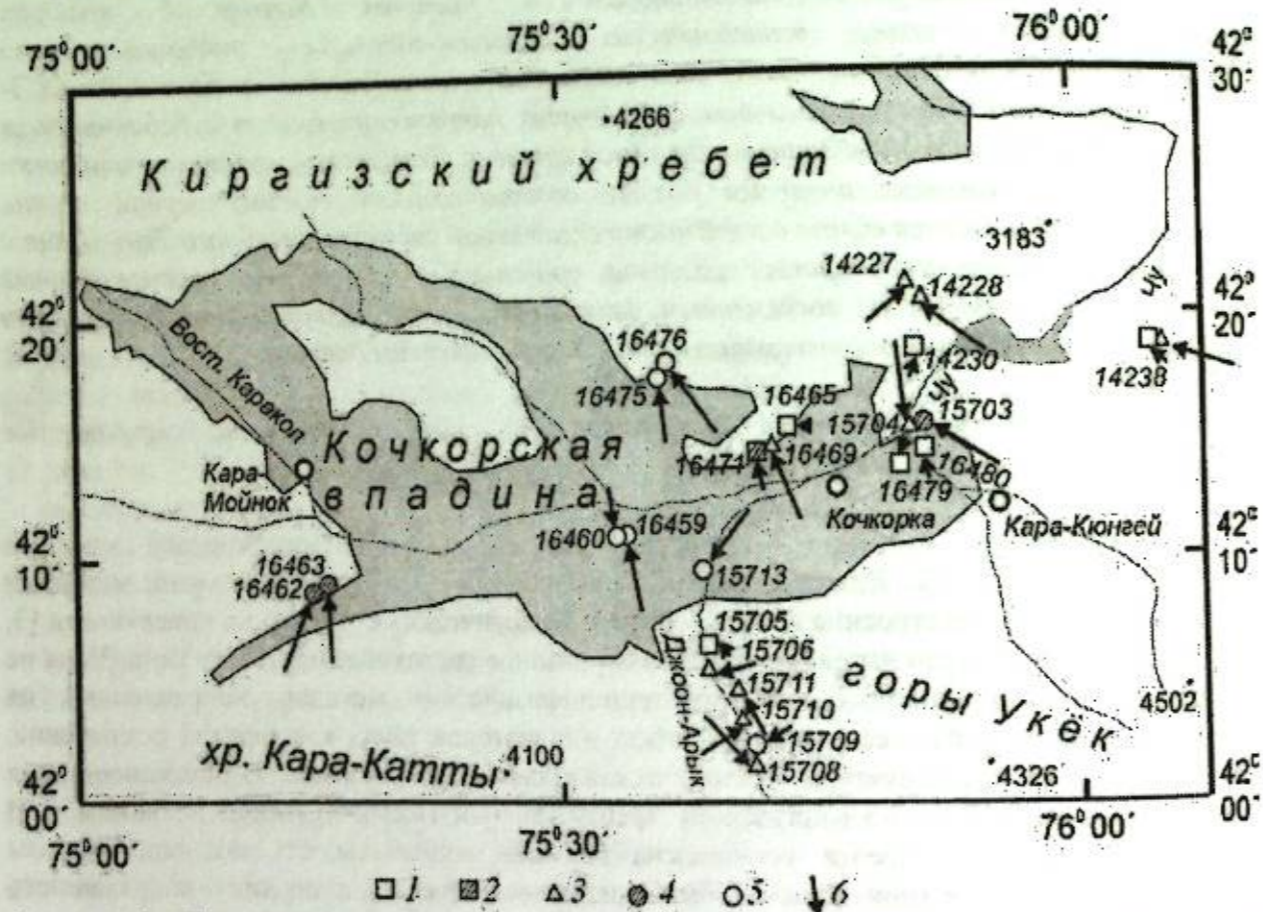


Рисунок 1 – Тип напряженного состояния и ориентировка осей максимальных сжимающих напряжений в пределах Кочкорской впадины. Кайнозойские отложения впадины выделены серым цветом. Цифрами (курсивом) обозначены номера точек наблюдения. Стрелками показаны проекции осей максимальных сжимающих напряжений, а значками – тип напряженного состояния:

1 – горизонтального растяжения, 2 – горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом, 3 – горизонтального сдвига, 4 – горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом, 5 – горизонтального сжатия, 6 – проекции осей максимальных сжимающих напряжений (направление стрелок в сторону погружения; длина указывает на угол наклона оси - при крутом погружении стрелки короткие, при пологом погружении – длинные)

Большая часть замеров была проведена в палеозойских и более древних образованиях, слагающих борта Кочкорской впадины. В неогеновых отложениях, слагающих южные краевые части впадины и небольшие поднятия внутри неё, удалось зафиксировать зеркала скольжения отличной сохранности, а также другие геологические индикаторы тектонических напряжений, которые позволили реконструировать локальные стресс-состояния различными методами. Эти локальные стресс-состояния несомненно могут быть отнесены к свидетельствам новейших тектонических деформаций.

Проведенная реконструкция показывает, что в изученном районе оси максимальных сжимающих напряжений (σ_3) преимущественно ориентированы в ССЗ-ЮЮВ направлении, занимая при этом субгоризонтальное положение (рис. 2). Оси минимальных сжимающих напряжений (девиаторного растяжения - σ_1) имеют преимущественно субширотную и реже субвертикальную ориентацию. Субвертикальная ориентация характерна для кайнозойских отложений южной части впадины. Некоторое разнообразие ориентировок осей максимального сжатия наблюдается уже непосредственно к югу от Кочкорской впадины в смежном хребте, сложенном палеозойскими образованиями. Здесь в серии точек, расположенных вдоль р. Джоон-Арык, зафиксированы обстановки, связанные как с северо-восточными направлениями максимального сжатия, так и с северо-западными его ориентировками (рис. 1). Установленная ориентация осей главных напряжений для верхних горизонтов земной коры Кочкорской впадины и её обрамления согласуется с данными по современным движениям земной поверхности [10], механизмами крупных землетрясений [3] и реконструкциями по сейсмологическим данным [11].

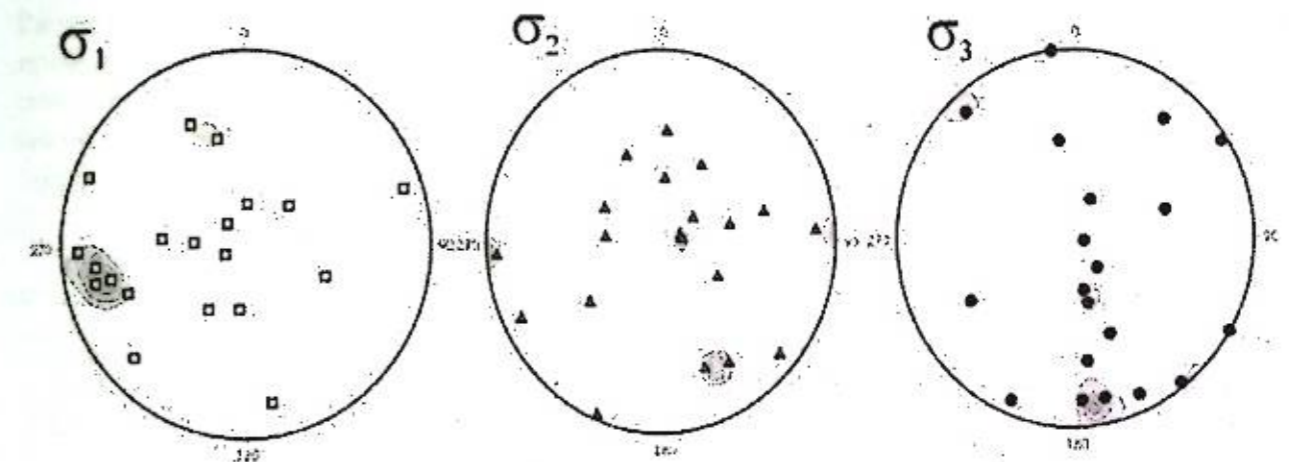


Рисунок 2 – Ориентировка осей главных напряжений для локальных стресс-тензоров в пределах Кочкорской впадины. На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны выходы осей главных напряжений и плотностные максимумы их распределения. Оси σ_1 , σ_2 , σ_3 – минимальных (девиаторное растяжение), промежуточных и максимальных сжимающих напряжений. Заливкой показаны плотностные максимумы распределения на диаграммах выходов соответствующих осей

Изученные структурные парагенезы зеркал скольжения разного кинематического типа, отрывов и других дизъюнктивных структур также свидетельствуют о ССЗ направлении максимального сжатия. На северном борту Кочкорской впадины (к северо-западу от сел. Кочкорка) в обстановке горизонтального сдвига наблюдается парагенез правых сдвигов северо-западного простирания и левых сдвигов субмеридионального простирания, а также отрывов ССЗ простирания. Западнее хорошо проявлены взбросо-надвиговые нарушения ВСВ простирания с падением плоскостей сместителя как на ЮЮВ, при этом надвигание шло по азимуту ССЗ 330°, так и на ССЗ (рис. 3).

В центральной части Кочкорской впадины (западнее сел. Кок-Жар) в неогеновых отложениях, слагающих небольшой хребет субширотного простирания, в серии точек зафиксированы четкие зеркала скольжения, которые характеризуют новейший этап тектонического развития. Среди них преобладают пологие надвиговые нарушения с падением сместителя в южных румбах (рис. 4 и 5). На зеркалах скольжения видна отчетливая механическая штриховка (либо тонкая глинистая примазка), по которой уверенно определяется относительное перемещение их крыльев. Тектонические трещины субмеридионального простирания имеют неровные границы или приоткрыты, что свидетельствует об отрывном характере данных структур. Проведенной реконструкцией методом катакластического анализа установлены следующие ориентировки осей главных

напряжений в двух точках наблюдения: $\sigma_1 - 95 \angle 60^\circ$, $\sigma_2 - 255 \angle 28^\circ$, $\sigma_3 - 349 \angle 9^\circ$; $\sigma_1 - 5 \angle 54^\circ$, $\sigma_2 - 266 \angle 7^\circ$, $\sigma_3 - 171 \angle 35^\circ$. Таким образом, для новейшего этапа геологическими стресс-индикаторами подтвержден режим горизонтального сжатия с ССЗ ориентировкой оси σ_3 и индикаторами подтвержден режим горизонтального сжатия с ССЗ ориентировкой оси σ_3 и субвертикальной ориентировкой оси σ_1 . Промежуточная ось σ_2 по этим данным занимает широтное субгоризонтальное положение. Геологические и геофизические исследования более крупных разрывных структур, проведенные в этой части Кочкорской впадины, устанавливают сходную тектоническую обстановку с формированием пологих надвигов субширотного простирания [4].

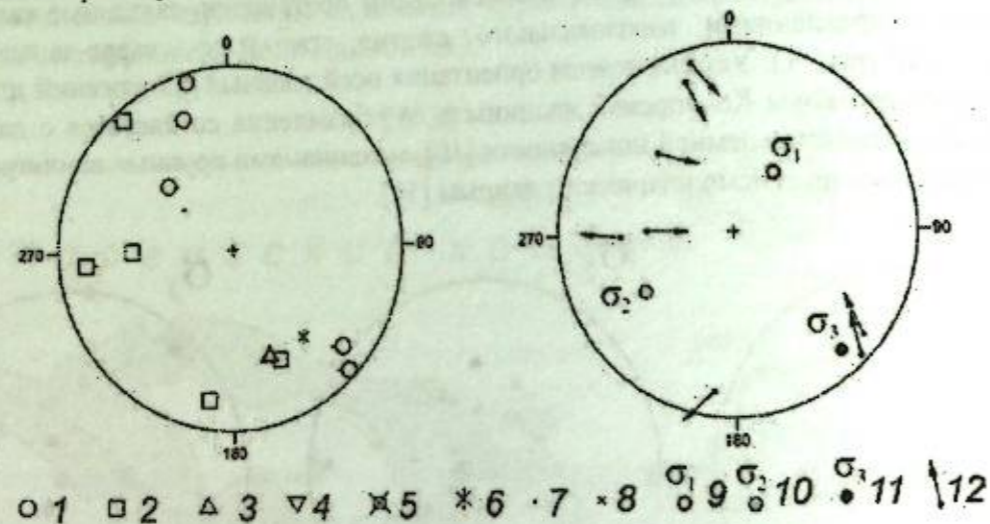


Рисунок 3 – Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных методом катакlastического анализа в точке наблюдения № 16475 (Кокадыр):

1-8 – полюса тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – отрывы, 6 – жилы, 7 – трещины сколового типа, 8 – элементы залегания слоистости (нормальное), 9-11 – оси главных нормальных напряжений: 9 – минимальных, 10 – промежуточных, 11 – максимальных, 12 – направление перемещения всякого блока в полюсах трещин (зеркал скольжения) со структурно-кинематическими данными, которые были использованы при реконструкции. Толщина линий значков (1-4) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: хорошая (толстые) и предполагаемая (тонкие)

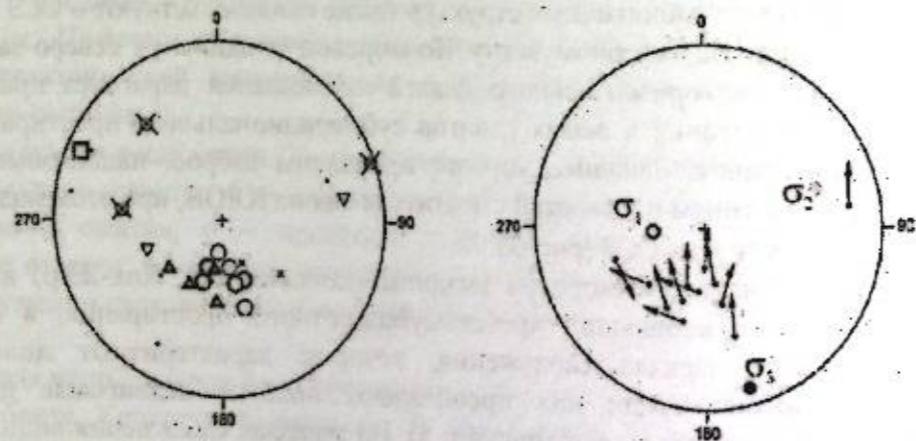


Рисунок 4 – Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных методом катакlastического анализа в миоценовых отложениях в точке наблюдения № 16459 (Кокджар). Условные обозначения приведены на рис. 3

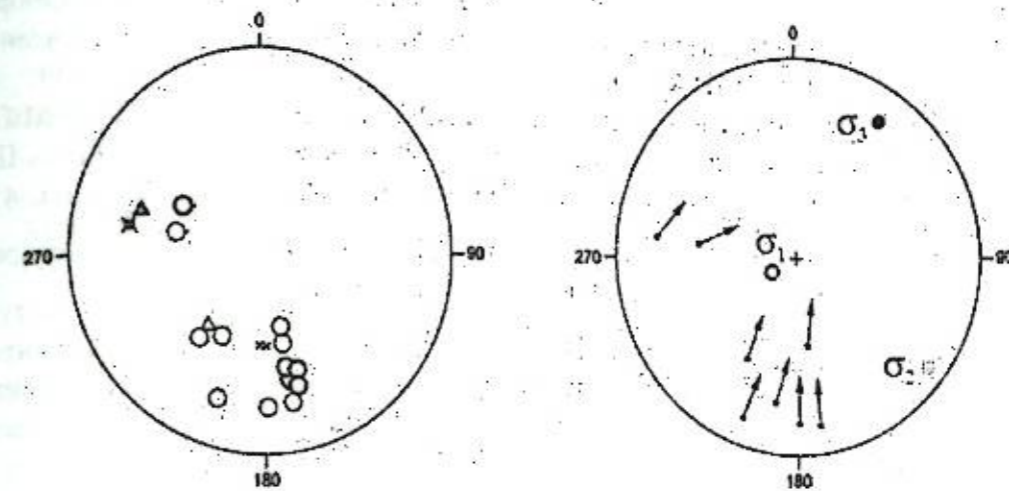


Рисунок 5 – Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных методом катакlastического анализа в миоценовых отложениях в точке наблюдения № 15713 (Джоон-Арык). Условные обозначения приведены на рис. 3

Данные проведенной реконструкции по всей совокупности измеренных индикаторов палеонапряжений показывают, что в области Кочкорской впадины преобладают два типа напряженного состояния – горизонтального сжатия и сдвига, а также их сочетания. Обстановки горизонтального растяжения фиксируются намного реже и приурочены к восточной окраине Кочкорской впадины. Интересно, что в случае субвертикальной ориентации оси максимального сжатия промежуточная ось направлена на ССЗ или субмеридионально. Это свидетельствует о ССЗ направлении латерального укорочения во всех изученных точках Кочкорской впадины. К югу от впадины в долине р. Джоон-Арык преобладают обстановки горизонтального сдвига, а ориентации осей максимального сжатия имеют большую изменчивость (реконструированы северо-восточные и северо-западные направления).

Ранее было установлено, что для новейших поднятий Северного Тянь-Шаня характерны преимущественно обстановки горизонтального сжатия и сдвига [6, 11]. При этом на новейшем этапе геодинамический тип напряженного состояния закономерно меняется от режима горизонтального растяжения в предгорных прогибах к режимам горизонтального сжатия и сдвига в горной части [11, 12]. Преобладающие в Кочкорской впадине обстановки горизонтального сжатия и сдвига больше соответствуют режиму горной части, вследствие расположения вблизи осевой части складчатой системы Северного Тянь-Шаня и полноценного вовлечения в процесс развития орогенных поднятий. Это является, по-видимому, существенным различием напряженно-деформированного состояния небольших межгорных впадин с одной стороны и крупных предгорных прогибов с иными характеристиками земной коры с другой стороны.

Авторы признательны А.К. Рыбину и С.И. Кузикову за помощь в организации полевых работ. Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ 15-05-06857-а и 15-05-10138-к.

Литература

1. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе. 1986. 314 с.
2. Корженков А.М. Морфоструктуры и сейсмичность Кочкорской впадины и её горного обрамления (Северный Тянь-Шань) // Известия НАН КР. 1999. № 3-4. С. 33-39.

3. Омуралиева А., Омуралиев М., Джумабаева А. Локальная скоростная 3D неоднородность зоны Южно-Кочкорского разлома, её сейсмичность и Кочкорское землетрясение Тянь-Шаня 2006 г. // Известия НАН КР. 2009. № 2. С. 32-46.
4. Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К. Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным // Геология и геофизика. Т. 59. № 4. С.417-436.
5. Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 2014. № 3. С. 127-141.
6. Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н. Напряженно-деформированное состояние Киргизского хребта по данным изучения геологических стресс-индикаторов // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле // Материалы 4-й тектонофизической конф., г. Москва, 3-7 октября 2016 г. Т. 1. М.: ИФЗ. 2016. С. 152-161.
7. 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.
8. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука. 2007. 406 с.
9. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173-235.
10. Кузиков С.И. Методические задачи и проблемы точности GPS-наблюдений (на примере Бишкекского геодинимического полигона) // Физика Земли. 2014. № 6. С. 55- 69.
11. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.А., Кузиков С.И., Маринин А.В. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети КНЕТ //Геология и геофизика. 2016. № 3. С. 496-520.
12. Ребецкий Ю.Л. Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. Вып. 4. С. 437-466.

УДК 553.49 +550.346(575.2)

О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ МЕЖДУ РЕЖИМОМ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД И РАЗВИТИЕМ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО КЫРГЫЗСТАНА

Муралиев А.Н., Кендирбаева Дж.Ж., Малдыбаева М.К., Абдраева Б.С.

abmuraliev@mail.ru

Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, г. Бишкек, Киргизия

На основе комплексирования свойств гидрогеологической среды с типами подвижек МОЗ Северного Кыргызстана, как в региональном плане, так и по локальным геолого-тектоническим структурам выяснилось, что между ними существуют пространственно-временные связи, которые фиксируются при определяющей роли эпицентрального расстояния, если они задействованы по полигонному принципу.

Ключевые слова: механизм очага землетрясений, гидрогеологическая среда, пространственно-временные связи, эпицентрального расстояния, термоминеральные воды, временные вариации, режим физико-химических показателей, резкий скачок.

Землетрясения - одно из проявлений современной жизни земной коры и подкорового вещества, которые, испытывая воздействия напряжений, расчленяют на прочные и ослабленные участки, сочленяющие и расчленяющие структуры. В крупных, включающих несколько блоков, сосредоточиваются очаги землетрясений с различными конфигурациями, ослабляющими движения по одним разломам и усиливающими по другим разломам. Однако, несмотря на отсутствие четких знаний о характере взаимосвязей между временным ходом водной среды и проявлениями сейсмичности, между распределением характера МОЗ и ними прослеживаются пространственно-временные связи, о чем известно по многочисленным гидроэффектам, не повторяющимся от одного землетрясения к другому. Например, после подземных толчков их физико-химические показатели возвращаются в прежнее состояние, но разрыв между верхним и нижним пределом колебаний имеет индивидуальные циклы, как и МОЗ.

На графиках любой длительности видно, что в режиме ТМВ, непрерывно находящихся под воздействием колебательных процессов, отражается тензочувствительность пунктов, но по отдельному параметру не выявляются устойчивые связи, а стандартным способом, т.е. суммированием значений нельзя судить о периодах подготовки землетрясений. Поэтому в этой работе, привлекая пространственно-временное распределение эпицентров землетрясений, произошедших непосредственно в районах наблюдений, исследованы взаимосвязи МОЗ и перестройки концентраций ТМВ, несмотря на отсутствие между ними как внешней, так и внутренней схожести. Это обусловлено тем, что надежное измерение динамики сейсмического процесса недоступно вообще, а реакции гидрогеологических полей могут свидетельствовать о периодах до, во время и после сейсмических толчков, т.к. между структурными и водно-механическими свойствами существуют как закономерно обусловленные, так и статистические связи.

Следует сказать, что на поверхности земли наблюдаем выходы каналов, объединенных в самоподобную систему фрактальными характеристиками, тесно связанными со структурой путей миграции и, как следствие, с собственно аномалиями фиксирующего объекта, например, трещинных или пластово-поровых термальных вод. Предположив, что в процессе их миграции преобладает вертикальное внедрение, можно построить гипотетические 3-D модели распределения любого иона в зависимости от глубины циркуляции. Этим сравниваются гидрогеохимические данные с другими, например, сведениями о МОЗ Северного Кыргызстана. Для этого необходимы внутренние или внешние

импульсы, обуславливающие появление, распределение и накопление аномалий. Такой анализ можно выполнить на динамических системах, каковыми являются ТМВ, т.е., наблюдая за механизмами диффузии в реальном времени задается моделирование и производится решение обратных задач. С начала, учитывая, что любой геолого-гидрогеологический объект в определенной степени связан с неоднородностью Земли, рассчитываются среднемесячные значения (x_1), среднеквадратичное отклонение ($\pm\sigma$), дисперсия (S) и нормированный доверительный интервал ($\pm 2\sigma$), являющиеся естественной мерой их распределения.

Временные ряды по ним образуют приблизительно повторяющиеся кривые, т.е. ломаную систему из протяженных линий, в характере которых не всегда отражается очевидная роль тектонических нарушений, а именно, разломов глубинного типа, реальная сеть которых представляет собой разнопорядковую систему делимости с хаотично выраженной анизотропной организацией слоев земной коры. Поэтому для слежения за процессами накопления напряжений в земной коре и геохимическими параметрами как в региональном плане, так и по локальным геолого-тектоническим структурам рассмотрены механизмы пространственно-временного распределения плотности распределения и локализации их эпицентров. Так, на основе изучения плотности распределения или локализации эпицентров выделяются зоны, с которыми определенным образом связаны некоторые гидроминеральные ресурсы.

В качестве примера предлагаются территории, где проводятся полигонные наблюдения, т.е. где одновременно изучается режим подземных вод и сейсмический режим. При этом эти результаты практически совпадают с распределением гравитационного поля, а остальные параметры также дают достаточно однородное поле.

Итак, наличие пространственной взаимосвязи между режимом термоминеральных вод (ТМВ) и развитием напряженного состояния земной коры в Северном Кыргызстане достигнуто на основе сопоставительного анализа.

К настоящему времени результаты сейсмологических исследований в Кыргызстане, направленных на выявление пространственно-временной связи подземных вод с сейсмическими событиями, систематизированы и обобщены в многочисленных научно-методических трудах, где освещены как гипотезы, так и конкретные факты, направленные на прогноз землетрясений. В них унифицированными являются временные графики основных параметров в подземных водах, на которых резко выделяющиеся формы и амплитуды приняты за периоды до и во время свершения событий. Так, для местоположений и эпицентров сильных ($K \geq 10,6$) землетрясений по территориям Кыргызстана и сопредельных областей, начиная с исторических времен, установлено, что они располагаются не равномерно по сейсмоактивной зоне, а концентрируются группами в областях с линейными размерами 50-70 км: на картах эпицентров сильных землетрясений, построенных до 1930 г. и, начиная с инструментального периода, видно, что области с высокой концентрацией сильных землетрясений, достаточно устойчиво сохраняют свои конфигурации, а их компактное сосредоточение имеет реальную физическую природу, т.к. остановка разрывов от произошедших землетрясений являются концентраторами напряжений. Последующим подвижкам проще реализоваться именно в таких областях, у которых линейные размеры, в большинстве случаев, существенно меньше, чем в рамках концепции «сейсмической бреши». Так, по данным узбекских ученых, длина тектонически напряженной области, охваченной тремя Газлийскими землетрясениями в 1976 и 1984 гг., по «сейсмической бреши» превышает приблизительно 150 км, но в реальности же она значительно короче, т.е. менее 70-80 км.

Параметры механизма очагов (МО) землетрясений базируются на модели Хонды-Введенской, основанной на особенностях диполя без момента [1], выделяемых по знакам вступления первых смещений продольных Р-волн записями ≥ 7 -ми сейсмических станций, находящихся в разных азимутах от района исследований [1-3]. Для этого из Каталога землетрясений Института сейсмологии НАН КР за 2006-2011 гг. выбраны сейсмические

события с $K \geq 5-15$ с эпицентрами, расположенными в районах пунктов наблюдений- ТМВ «Аламедин» и «Иссык-Ата», «Кара-Ой», «Каджи-Сай» и «Джеты-Огуз».

Таблица 1. Распределение землетрясений по типам подвижек

Типы подвижек	сдвиг	сброс	сдвиго-сброс	надвиг	сдвиго-надвиг	сдвиг по пологой	взброс
Кол-во толчков	2	3	5	2	2	3	6

В этом плане по районам ТМВ «Аламедин» с координатами $\varphi=42^{\circ}36'$, $\lambda=74^{\circ}40'$, и «Иссык-Ата» с координатами $\varphi=42^{\circ}36'$, $\lambda=74^{\circ}55'$ выбраны землетрясения с эпицентрами, расположенными между $\varphi=42^{\circ}15'-42^{\circ}50'$ и $\lambda=74^{\circ}18'-75^{\circ}20'$.

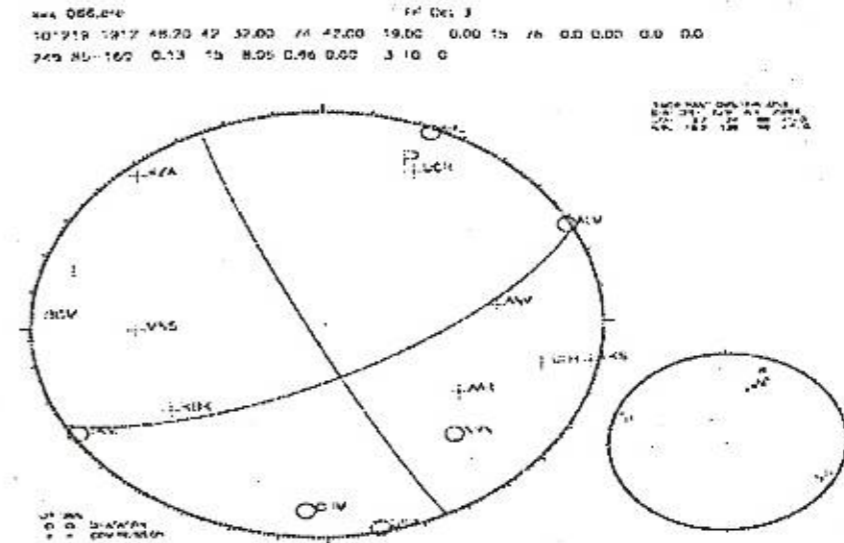


Рисунок 1 – Стереограмма МО землетрясения с $K=7,6$ и $h=19$ км от 19.12.2010 г

Привлечены сведения МО 20 землетрясений с энергетическими классами от 10,1 до 15, произошедших за 2006-2011 гг., как известно, их количество за счет перехода к цифровому формату, начиная с 2011 года, резко увеличилось. Так, за эти периоды в 15 случаях с $K \geq 5,1-7,4$ зафиксированы подвижки с преобладанием «сбросового» и «надвигового» типов, тогда как таковые с $K \geq 10$, в основном, имеют «взбросовый» и «сдвиго-надвиговый» характер (табл.1). Их гипоцентры находятся на глубинах от 14 до 30 км, а стереограмма МО землетрясения с $K=7,6$ от 19 декабря 2010 года ($h=19$ км), произошедшего между $\varphi=42^{\circ}32'$ $\lambda=74^{\circ}42'$, показано на рис. 1, куда привлечены данные 15 сейсмостанций, из которых на 9-ти зафиксированы знаки «+», а на 6-ти- «-».

Деформации в очаге этого землетрясения по nodальной линии имеет «сдвиговый» вид с незначительным ($\pm 3^{\circ}$) разбросом.

Таблица 2. Решение МО землетрясения с $K=7,6$ и $h=19$ км 19.12.2010 г

STK1=155	DIP1=85	Slip1=-160	P azm=21	P pl=18
STK2=63	DIP2=70	SLIP2=-5	Tazm=287	Tpl=10

Таким образом, совместив данные режимных наблюдений ТМВ с пространственно-временной миграцией эпицентров землетрясений, произошедших не только в это время, но и за период 2006-2011 гг., выясняется, что в системе «предвестник-землетрясение-отклик», испытывающей нагрузки с $K \leq 10$, какие-либо взаимосвязи между этими характеристиками отсутствуют, т.е. их режимный ход в годовом и многолетнем разрезе относительно стабильный, т.е. находится в пределах доверительного коридора, затухаясь

На примере ТМВ «Джеты-Огуз» четко прослеживается затрудненность решения проблемы прогноза землетрясений из-за многофазности объектов, т.е. геохимические и гидродинамические всплески – это результат взаимодействия двух и более сред, отличающихся по физико-химической природе формирования, и следствие, реакции.

Здесь две скважины, которые, несмотря на близкое расположение, неоднозначно реагируют на сейсмические события: если скв. 20 четко испытывает приближающееся влияние как сезонных, так и сейсмических факторов, то скв. 6 проявляет себя после событий, но, самое главное, в эти ТМВ информации из земных недр улавливаются при всех видах деформации МОЗ.

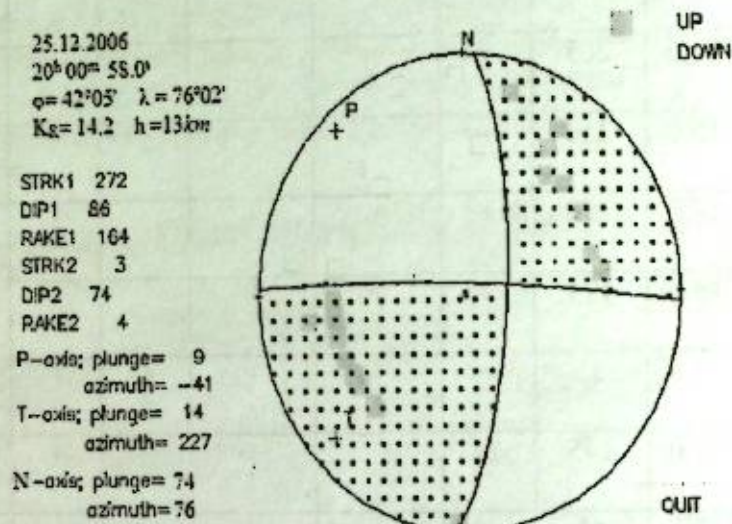


Рисунок 3 – МО Кочкорского землетрясения от 25 декабря 2006 года

Для района ТМВ «Джеты-Огуз» выбраны землетрясения в пределах $\phi=42^{\circ}00'-42^{\circ}30'$ и $\lambda=77^{\circ}50'-78^{\circ}42'$, произошедшие за 2009-2011 гг., а для 4-х сейсмических событий определены МО, имеющих нижеследующие характеристики: как видно из табл. 5, их очаги находятся на глубинах от 16 до 30 км, среди которых ощутимым является землетрясение с $K=11,6$, гипоцентром, расположенным на глубине 25 км при «сдвига-надвиговой» деформации, а стереограмма МО толчка от 29.04.2009 года с $K=8,4$ располагается между координатами $\phi=42^{\circ}15'$ и $\lambda=77^{\circ}58'$. Для определения МО этого землетрясения участвовало 10 сейсмостанций. Из них 7 дали знак «+», а 3- «-».

Таблица 5. Выписка из Каталога землетрясений Института сейсмологии НАН КР

№№ п/п	Даты	Часы, мин., сек	Географические координаты		Глубина, км	Энергетический класс
1	2009.04.29	12-42-3.5	42°15'	77°58'	16	8,4
2	2011.05.30	13-58-59.4	42°11'	78°38'	30	7,7
3	2011.06.02	21-06-41.6	42°22'	78°25'	25	11,6
4	2011.07.21	11-28-2.3	42°14'	77°59'	20	6,3

В очаге деформации имеют «сдвига-надвиговой» характер, а из 3-х землетрясений 2011 года, толчок 30 мая 2011 с $K=7,7$ имеет «сдвига-сбросовой» тип.

Выводы. Результаты режимных наблюдений по физико-химическим показателям ТМВ, формирующим свои физико-химические параметры на глубинах около 5 км, показывают, что после обработки могут быть информативными для краткосрочного анализа развития напряженного состояния земной коры в Северном Кыргызстане:

- короткопериодные скачки независимо от глубины циркуляции и литологии вмещающих образований, резко выделяясь на фоне годового режима, особенно, сезонной цикличности и объективно отражая аргументации о возможности пространственно-временной связи с МОЗ, указывают в пользу того, что в периоды сейсмической активизации свойства горных пород разрушаются сложными трещинами, вовлекая за собой разный отклик неустойчивости в системе «подземный толчок – режим ТМВ».

- сопоставление сведений о МОЗ с данными ТМВ «Аламедин» и «Иссык-Ата», «Кара-Ой» и «Джеты-Огуз», показано, что данными мониторинговых наблюдений, задействованных для прогноза землетрясений, можно реально фиксировать изменение свойств геолого-гидрогеологической среды и типов развития подвижек, исходящих из напряженных структур при определяющей роли эпицентрального расстояния и превышении выше предела прочности, особенно, там, где они расположены по полигонному принципу.

Таким образом, совместное исследование процессов сейсмических проявлений и изменений в различных прогностических полях с учетом характерных размеров активных тектонических структур и факторов, определяющих особенности взаимосвязи между ними, создает благоприятные условия для научно-обоснованного решения важнейших прикладных задач, связанных с выделением областей, в которых в долгосрочной и среднесрочной перспективе возможна сейсмическая активизация.

Литература

1. Введенская Н.А. Исследования напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука. 1969. 135 с.
2. Муралиев А.М. Сейсмичность и сеймотектонические деформации Юго-Западной Киргизии и сопредельных территорий. Фрунзе: Илим. 1986. 105 с.
3. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176-1190.
4. Кендирбаева Дж.Ж. Особенности режима подземных вод Кыргызстана в периоды афтершоков Сары-Жазского (Кокпакского) землетрясения // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2017. № 1 (9). С. 44-53.
5. Кендирбаева Дж.Ж., Гребенникова В.В. Пространственно-временная динамика сейсмогидрогеологического «интерьера» Кыргызстана // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2018. № 1. С. 45-53.
6. Кендирбаева Дж.Ж. О дискретности гидрогеологических условий и разрывно-блоковой делимости Кыргызского Тянь-Шаня // Глубинное строение, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Екатеринбург. 2017. С. 206-210.

ВЛИЯНИЕ НОРМАЛЬНОГО ДАВЛЕНИЯ В ИМИТАТОРЕ РАЗЛОМА НА ТРАНСФОРМАЦИЮ РЕЖИМА ЕГО СКОЛЬЖЕНИЯ

Новиков В.А.¹, Кочарян Г.Г.²
novikov@ihed.ras.ru

¹Объединенный институт высоких температур Российской академии наук, г. Москва, Россия

²Институт динамики геосфер Российской академии наук, г. Москва, Россия

Представлены результаты лабораторных экспериментов на пружинно-блочной модели по сдвиговому деформированию контактной зоны, заполненной кварцевым песком с размером частиц 0,2-0,5 мм в диапазоне нормальных давлений σ_n от 10 до 145 кгс/см² при максимальном усилии сдвигового деформирования 1000 кгс. Показано, что до $\sigma_n \sim 15$ кгс/см² в зоне деформирования наблюдается крит, который при повышении нормального усилия $F_{\text{норм}}$ переходит в прерывистое скольжение. Установлено, что уже при $\sigma_n > 15$ кгс/см² в контактной зоне происходит дробление и перетиранье частиц песка, что приводит к изменению жесткости разлома и режима его скольжения. При $\sigma_n \sim 30$ кгс/см² в начале эксперимента прерывистое скольжение происходит в виде событий медленного скольжения. Затем, по мере разрушения (перетиранья) частиц песка до размеров 5-50 мкм время событий медленного скольжения сокращается, и режим деформирования постепенно переходит в регулярные подвиги (режим "стик-слип").

Ключевые слова: разлом, пружинно-блочная модель, режим скольжения, нормальное давление, дробление частиц

Введение. Для физического моделирования деформационных процессов в разломе земной коры в настоящее время широко используются пружинно-блочные модели [1], основанные на механизме землетрясения, предложенном в работе [2], как прерывистом скольжении по разлому. При лабораторном моделировании процессов в очаге землетрясения на глубине 10-20 км в имитаторе разлома необходимо создать нормальное давление в контактной зоне на уровне литостатического давления, которое при таких условиях достигает 100-200 МПа. При этом использование простых пружинно-блочных моделей типа С-1 [3], когда нормальная нагрузка подвижного блока обеспечивается установкой на него калиброванных грузов, перемещаемых вместе с подвижным блоком, невозможно. В этом случае наиболее приемлемой является схема "сэндвич" [1], когда подвижный блок зажимается между двумя неподвижными блоками. Для обеспечения длительных экспериментов порядка 20-30 часов, за которые можно получить достаточный объем информации о параметрах деформирования конкретного заполнителя контактной межблочной зоны, а также для длительных экспериментов с воздействием на контактную зону, когда необходимо получить параметры деформирования контакта до, во время и после воздействия, достаточно сложно выполнить контактную зону в виде двух слоев заполнителя, когда один из них находится над подвижным блоком. В этом случае вместо заполнителя контакта под подвижным блоком можно использовать роликовую опору качения РОД-102, которая применяется в станках нормальной и повышенной точности и обеспечивает плавное перемещение подвижного блока, восприятие значительных нагрузок (до 2500 кгс), действующих в направлении, перпендикулярном плоскости перемещения блока, с малыми потерями на трение (коэффициент трения 0,002 – 0,004).

1. Пружинно-блочная модель С-2. Схема пружинно-блочной модели С-2, разработанной в ОИВТ РАН, с использованием схемы "сэндвич" и роликовой опоры РОД-102 представлена на рис.1. Общий вид стендового комплекса представлен на рис. 2. В качестве модельных бортов разлома используются подвижный и неподвижный блоки из базальта. Перемещение подвижного блока обеспечивается электромеханическим приводом

машины для механических испытаний материалов LFV-10kN (компания Walter+bai AG) с минимальной скоростью 1 мкм/с. Сдвиговая нагрузка подвижного блока создается приводом через калиброванные тарельчатые пружины, а нормальная - вертикальным нагружением неподвижного блока калиброванными грузами с использованием рычажной системы (рис.1). Измерение горизонтального сдвигового усилия, прикладываемого к подвижному блоку через тарельчатую пружину, и горизонтального перемещения силового плунжера датчиками, встроенными в машину LFV-10kN с точностью измерения 0,01 кН и 0,1 мкм, соответственно. Акустическая эмиссия (АЭ) в процессе сдвига регистрировалась высокочастотным датчиком ПАЭ ПГ20-200 в частотном диапазоне 20-200 кГц. Регистрация параметров производилась с использованием блока АЦП USB-3000 и программного обеспечения PowerGraph[®].

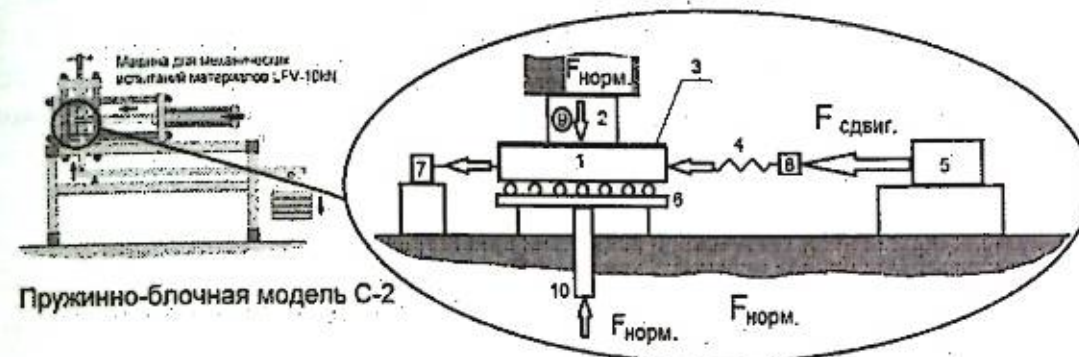
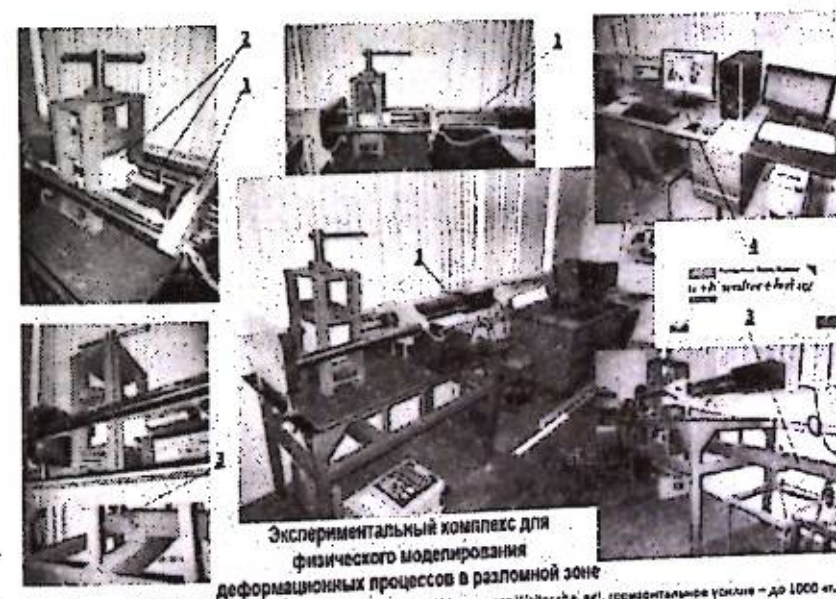


Рисунок 1 – Схема пружинно-блочной модели С-2 на основе машины для механических испытаний материалов LFV-10kN для экспериментов при высоком нормальном давлении в контактной зоне (до 1000 бар). 1 – подвижный блок, 2 – неподвижный блок, 3 – дисперсный наполнитель межблочного контакта, 4 – пружина, 5 – силовой привод LFV-10kN, 6 – роликовая опора качения РОД-102, 7 – индукционный датчик перемещения подвижного блока, 8 – датчик сдвигового усилия машины LFV-10kN, 9 – датчик ВЧ акустической эмиссии ПАЭ ПГ20-200 (20 – 200 кГц), 10 – шток рычажной системы нормального нагружения подвижного блока; $F_{\text{норм}}$, $F_{\text{сдвиг}}$ – нормальное и сдвиговое усилия



Экспериментальный комплекс для физического моделирования деформационных процессов в разломной зоне

1. Машина для механических испытаний материалов LFV-10kN (компания Walter+bai AG), горизонтальное усилие – до 1000 кг.
2. Блоки горных пород, имитирующие сейсмический разлом, с комплектом тарельчатых пружин для вертикального нагружения.
3. Рычажная система вертикальной (нормальной) нагрузки, вертикальное усилие – до 2000 кг.
4. Система контроля и управления экспериментальным комплексом, сбора и обработки данных.

Рисунок 2 – Внешний вид пружинно-блочной установки С-2 с нормальной нагрузкой подвижного блока (3) до 2000 кгс, усилием сдвиговых деформаций в контактной зоне между подвижным и неподвижными блоками (2) до 1000 кгс и минимальной скоростью перемещения конца тарельчатой пружины 1 мкм/с, обеспечиваемых электромеханическим приводом машины для механических испытаний материалов LFV-10kN (1)

2. Результаты лабораторных экспериментов. Выполнено исследование влияния характеристик заполнителя на характер сдвигового деформирования на установке С-2 ОИВТ РАН при повышенном нормальном давлении. Проведены эксперименты по сдвиговому деформированию контактной зоны, заполненной кварцевым песком с размером частиц 94-200 мкм в диапазоне нормальных давлений σ_n от 10 до 145 кгс/см² при максимальном усилии сдвигового деформирования 1000 кгс. Показано, что в начале эксперимента (суммарное перемещение подвижного блока ~ 10 мм) до $\sigma_n \sim 30$ кг/см² в зоне деформирования наблюдается крип, который при повышении P_n переходит в прерывистое скольжение. Тем не менее, при длительном деформировании контактной зоны (порядка 10 ч, суммарное перемещение подвижного блока ~ 40 мм) установлено, что уже при $\sigma_n \sim 15-20$ кг/см² в контактной зоне происходит постепенное разрушение частиц песка, что влияет на характер сдвигового деформирования. Например (см. рис. 3), при $\sigma_n = 29,4$ кг/см² в начале эксперимента прерывистое скольжение происходит волнообразно в виде крипа. Затем, по мере разрушения (перетирания) частиц песка до размеров 5-50 мкм крип переходит в регулярные резкие подвиги (слипы).

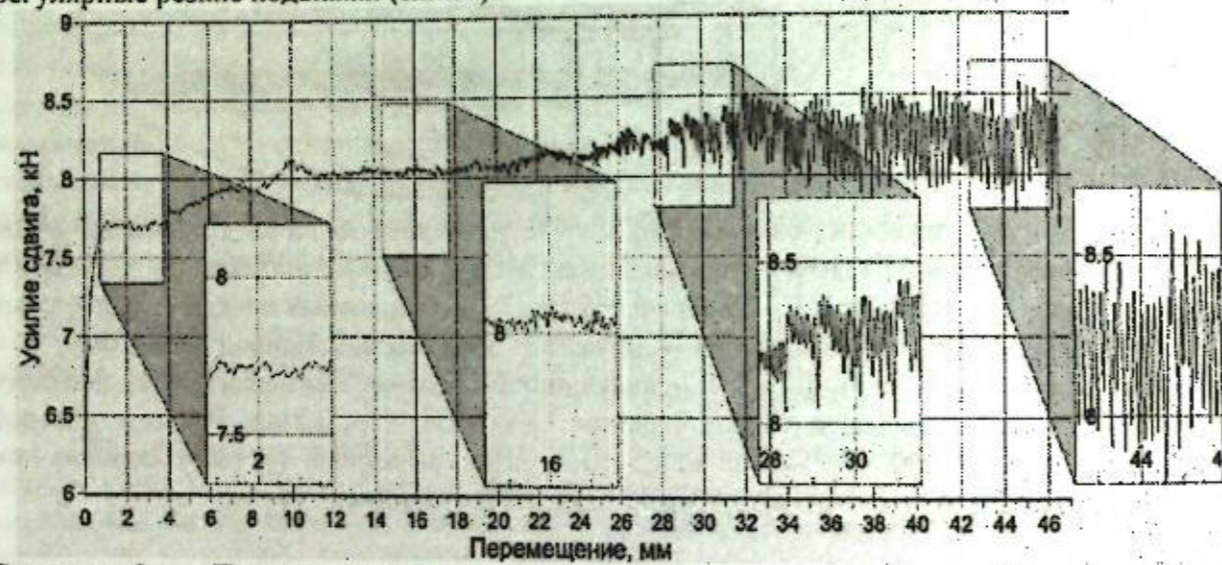


Рисунок 3 – Переход крипа в режим прерывистого скольжения ("стик-слип") при нормальном давлении 29,4 кг/см², площадь контакта 48 см², подвижный и неподвижный блоки из базальта. Заполнитель – кварцевый песок с размером частиц <0,2 мм. Скорость перемещения конца пружины, соединенного с приводом, 1 мкм/с. Жесткость пружины 3,235 кН/мм

Следует отметить, что при движении подвижного блока при давлении, начиная с ~ 15-20 кгс/см² раздробленные частицы образуют плотную пленку. Продольные полосы на поверхности пленки гранулированного заполнителя контактной зоны свидетельствуют о том, что трение происходит по поверхности пленки, а не внутри измельченного (перетертого) спрессованного гранулированного материала. При формировании такой пленки режим деформирования межблочного контакта трансформируется из крипа в стик-слип (прерывистое скольжение), включая стадии событий медленного скольжения с временами подвиги блока от 30-50 с до 3 с. (рис. 4).

Для детального анализа степени дробления исходных частиц заполнителя выполнен микроструктурный анализ проб из эксперимента от 02.01.2016 (до и после деформирования) на растровом электронном микроскопе Nova NanoSem. Объектами исследования служили пробы порошков, прикрепленные к предметному столику электропроводным скотчем и напыленные слоем графита толщиной ~ 30 нм в вакуумной установке JEE-420. Общие виды препаратов представлены на рис. 5. Условия эксперимента: нормальное давление $\sigma_n = 1000$ кгс/см², заполнитель – кварцевый песок с исходным размером частиц 200-500 мкм, подвижный блок – базальт, неподвижный блок – металл с насечкой (глубина 0,8 мм),

толщина слоя заполнителя в начале эксперимента 3 мм, в конце – 2,0-2,5 мм. Площадь контакта 2 см².

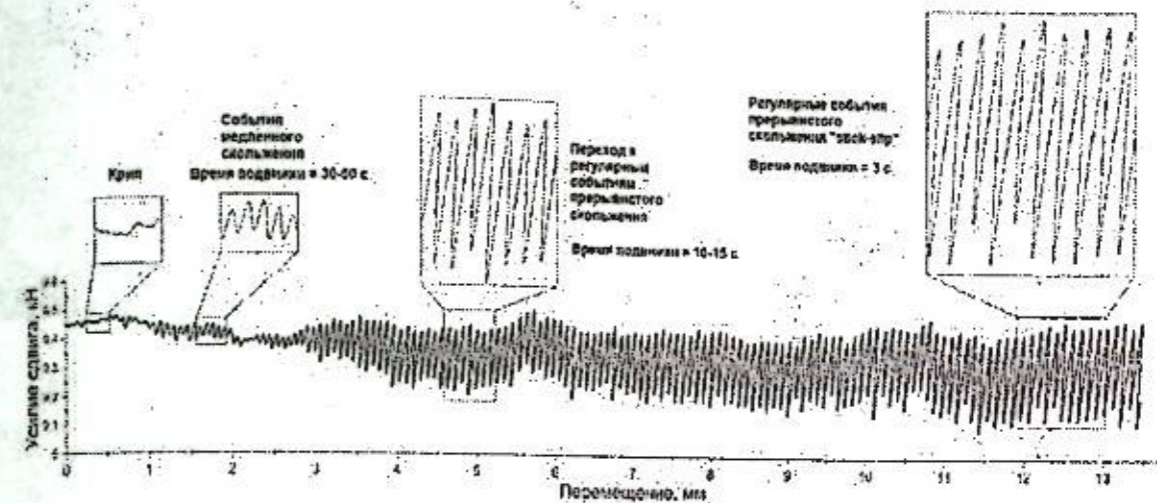


Рисунок 4 – Переход крипа в режим прерывистого скольжения ("стик-слип") при дроблении частиц заполнителя межблочной контактной зоны. Нормальное давление: 16,5 кг/см², площадь контакта 100 см², подвижный и неподвижный блоки из базальта. Заполнитель – кварцевый песок с размером частиц <94 мкм. Скорость перемещения конца пружины, соединенной с подвижным блоком, 1 мкм/с. Жесткость пружины 3,235 кН/мм

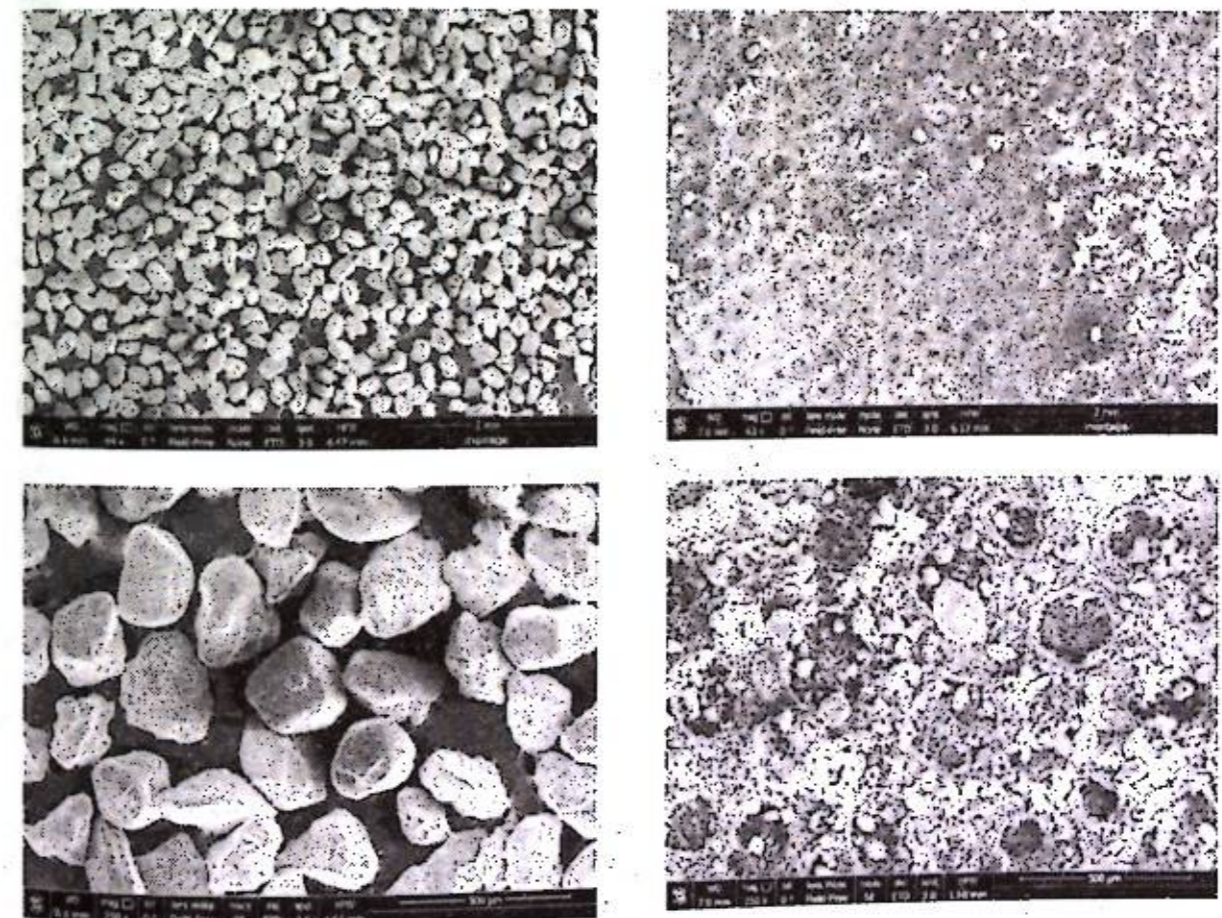


Рисунок 5 – Результаты анализа проб на растровом электронном микроскопе Nova NanoSem. Слева – проба исходного материала, справа – проба, отобранная из межблочного контакта после эксперимента. Характерный размер указан в нижнем правом углу фотографий

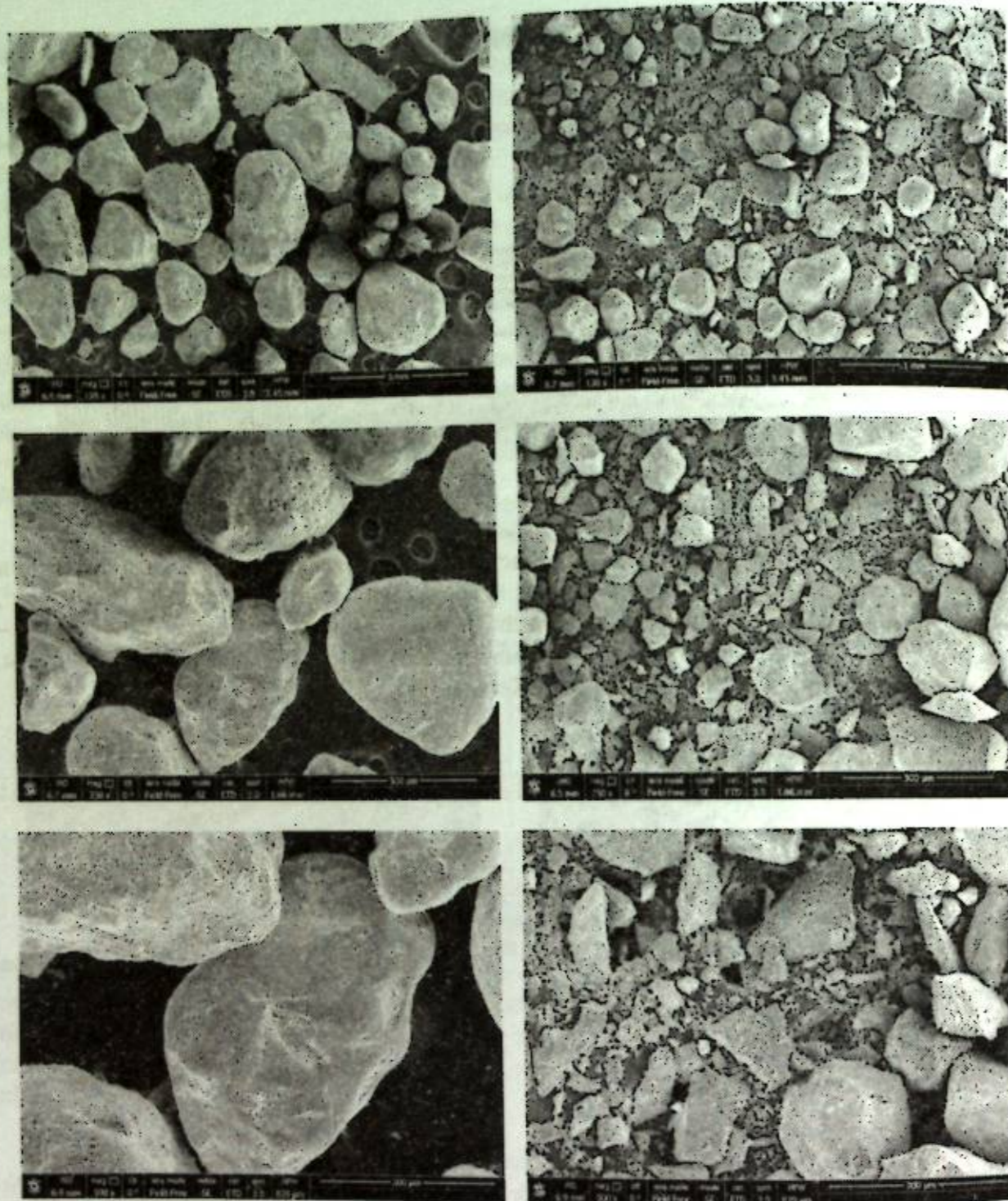


Рисунок 5 (продолжение) – Результаты анализа проб на растровом электронном микроскопе Nova NanoSem. Слева – проба исходного материала, справа – проба, отобранная из межблочного контакта после эксперимента. Характерный размер указан в нижнем правом углу фотографий

Микроструктурный анализ проб заполнителя межблочной зоны до и после деформирования на растровом электронном микроскопе Nova NanoSem показал, что в результате перетирания (дробления) частиц их размер уменьшается на несколько порядков. При исходных размерах частиц 200-500 мкм в пробе, отобранной из межблочного контакта после эксперимента, при перемещении подвижного блока на 10-40 мм размер частиц уменьшается на два порядка (до 1-10 мкм). Исходные частицы, имеющие округлую форму (рис.5), дробятся в пластинки и чешуйки, которые при высоком нормальном давлении спрессовываются в пленку, заполняющую межблочное пространство. Данная пленка имеет

низкую прочность и даже при осторожном отборе с поверхности блока рассыпается на отдельные фрагменты.

Таким образом, при повышенном нормальном давлении ($>15 \text{ кгс/см}^2$) при перемещении борта модельного разлома происходит дробление частиц заполнителя (кварцевого песка) межблочного контакта, приводящего к снижению размеров частиц на два порядка и изменению режима скольжения от крипа к прерывистому скольжению ("стик-слипу"). Раздробленные частицы в виде пластинок и чешуек спрессовываются в сплошную пленку, что необходимо учитывать при построении моделей течения гранулированного материала в межблочном пространстве. С учетом полученных экспериментальных результатов такие идеализированные модели, основанные на представлении о сферической форме частиц, которые формируют так называемые "силовые цепочки" [4], по всей видимости, не будут адекватно описывать процессы сдвигового деформирования заполнителя контактной зоны. Кроме того, при проведении экспериментов на пружинно-блочных моделях при низких давлениях ($\sim 1 \text{ кгс/см}^2$ [3]), при которых дробление частиц не происходит, необходимо в качестве исходного заполнителя использовать гранулированные материалы с размером частиц порядка 10-50 мкм.

Заключение. В результате лабораторных экспериментов на пружинно-блочной модели по сдвиговому деформированию контактной зоны, заполненной кварцевым песком с размером частиц 0,2-0,5 мм в диапазоне нормальных давлений σ_n от 10 до 145 кгс/см² при максимальном усилии сдвигового деформирования 1000 кгс показано, что до $\sigma_n \sim 15 \text{ кгс/см}^2$ в зоне деформирования наблюдается крип, который при повышении нормального усилия $F_{\text{норм}}$ переходит в прерывистое скольжение. Установлено, что уже при $\sigma_n > 15 \text{ кгс/см}^2$ в контактной зоне происходит дробление и перетирание частиц песка, что приводит к изменению жесткости разлома и режима его скольжения. При $\sigma_n \sim 30 \text{ кгс/см}^2$ в начале эксперимента прерывистое скольжение происходит в виде событий медленного скольжения. Затем, по мере разрушения (перетирания) частиц песка до размеров 5-50 мкм время событий медленного скольжения сокращается, и режим деформирования постепенно переходит в регулярные подвижки (режим "стик-слип"). Полученные результаты необходимо учитывать при разработке математических моделей скольжения в разломах, заполненных гранулированным материалом, а также при выборе размеров частиц гранулированного заполнителя межблочной зоны при проведении лабораторных экспериментов на пружинно-блочных моделях (10-50 мкм).

Литература

1. Rosenau M., Corbi F., Dominguez S. Analogue earthquakes and seismic cycles: experimental modelling across timescales // *Solid Earth*, 2017. V. 8, P. 597-635.
2. Brace W. F., Byerlee J. D. Stick-slip as a mechanism for earthquakes // *Science*. 1966, V. 153, P.990-992.
3. Кочарян Г.Г., Новиков В.А. Экспериментальное исследование различных режимов скольжения блоков по границе раздела. Ч. 1. Лабораторные эксперименты // *Физическая мезомеханика*. 2015. Т. 18. № 4. С. 94-104.
4. Anthony J.L., Marone C. Influence of particle characteristics on granular friction // *J. Geoph. Res.* 2005, V. 110, B08409, P. 1-14.

мантии при скоростях деформирования в 10^{-5} – 10^{-6} сек⁻¹, что на много порядков выше скоростей деформаций, имеющих место в природной среде (10^{-12} – 10^{-16} сек⁻¹).

Следует сказать, что практически уже при рождении теории новой глобальной тектоники стали появляться факты, ставящие под сомнения те или иные ее положения. Это привело к тому, что целый ряд этих положений постепенно стал пересматриваться, при этом основная ее идея о главных движущих силах – мантийной тепловой конвекции – оставалась неизменной.

В частности выяснилось, что скорости движения литосферных плит зависят не от их площади, а от наличия большой доли в общем протяжении границ плиты зон субдукции плит. Таким образом, был поставлен под сомнение факт астеносферных течений как движущих сил литосферных плит. Более того, стали говорить о сопротивлении астеносферы движению плит.

Так, В. Эльзассер [10] предположил, что силой, перемещающей плиты, является отрицательная плавучесть их краев в зонах *Беньофа*. Освободившись от излишней воды и испытав метаморфизм на глубине, погруженная часть океанической плиты затягивает себя в мантию, создавая силы растяжения в рифтовых зонах [5]. При этом в астеносфере формируется возвратный поток к рифту, создающий обратный знак касательных напряжений по сравнению с первоначальной моделью Уилсона. К этой модели также возникли вопросы. Так, в частности, из модели неясно, если давления со стороны возникающего континентального рифта нет, что тогда является начальной причиной погружения литосферной плиты в мантию. Также из модели следует, что вдоль погружающейся плиты с глубин выше уплотненного участка должны действовать растягивающие напряжения. В реальности вдоль субдуцирующей плиты согласно фокальным механизмам очагов наблюдается сжатие.

В работе [11] было высказано предположение, что причиной начала субдукционного процесса является достижение океанической литосферой определенной предельной мощности. Являясь более тяжелой, чем астеносфера, она при достаточной толщине создает в зоне сочленения с континентальной литосферой сдвиговые напряжения, превышающие предел прочности. Формируется разрушение, запускающее субдукцию. Подобная гипотеза хорошо соответствует известному факту наличия зон субдукции по контуру Тихоокеанской литосферной плиты, имеющей наибольший площадной радиус, и отсутствие субдукции для Атлантической литосферы, поперечный размер которой наименьший (Индийская плита имеет промежуточные параметры). Гипотеза Ясаманова дополняет идею Эльзассера.

Новые данные о строении мантии, полученные по результатам сейсмической томографии в конце прошлого и начале этого века [12, 13] поставили перед новой глобальной тектоникой новые вопросы. С одной стороны, было показано, что под Африканским рифтом имеется суперплюм (LLSVP — большая провинция низкой скорости поперечных волн / large low-shear-velocity province), что соответствует концепции Уилсона о начале формирования зоны спрединга. С другой стороны, было установлено [14, 15] что многие положительные аномалии скорости в зонах субдукции на глубинах *переходной зоны мантии* (ПМЗ – 400-700 км) имеют латеральное простираие в сотни – первые тысячи километров. Субдуцирующая литосфера выполаживается, формируя стагнент блоков. Также существуют субдуцирующие блоки (под Южной Америкой, Индонезией и южной окраиной бассейна Фиджи), проходящие субвертикально в нижнюю мантию.

Наличие стагнент блоков ставит вопрос об источнике сил для латерального их движения. Идея Эльзассера уже не способна это объяснить. Также не может подобное движение субдуцирующей литосферы объяснить тепловая конвекция.

Стагнент блоки могут надолго «застревать» и накапливаться в *зоне перехода*, но в конечном итоге они «проваливаются» в нижнюю мантию [16]. В опускающейся в нижнюю мантию базальтовой коре слэба постперовскитовый переход [17, 18] приводит к ее уплотнению в сравнении с мантией (1.2-1.5%). В низах мантии обнаружены «кладбища слэбов».

Стагнент блоки не позволяют рассматривать субдуцирующие литосферные плиты как простую нисходящую ветвь термогравитационной конвекции. Конечно, погружающиеся плиты представляют собой фактор, приводящий к охлаждению, но прежде всего верхней мантии. Лишь после длительной фазы задержки и латерального смещения в ПМЗ блок опускается в нижнюю мантию, также охлаждая ее. Поэтому говорить о том, что скорость погружения литосферы зависит от какого-то другого процесса (скорости восходящей ветви конвекции) и взаимодействует с ним, явно нельзя.

Важно отметить, что само существование в течение десятков и даже первых сотен млн. лет в сублатеральном положении тяжелых стагнент блоков на кровле нижней мантии говорит о том, что вещество нижней мантии имеет остаточную прочность – предел текучести. Стагнент блоки должны быть достаточно тяжелы для преодоления этого прочностного барьера.

В подтверждение идеи Эльзассера данные сейсмотомографии [19] показывают отсутствие восходящей ветви мантийной конвекции в существующих сегодня зонах спрединга. В мантии СОХ Атлантики нет областей пониженной скорости (разогрев) глубже 150 км. Вместо замкнутых конвективных ячеек томография показывает ветвящиеся плюмы, исходящие от кровли Африканского и Тихоокеанского от двух суперплюмов. При этом Тихоокеанский суперплюм расположен ближе к субдукционной области Тонга (даже частично подстиляет ее), чем к Восточно-Тихоокеанскому рифту [17].

Фактически это означает, что зоны спрединга имеют пассивный механизм формирования (по Эльзассеру), связанный с латеральным раздвижением литосферных плит. В этом случае частичное подплавление верхней мантии, понижающее скорости сейсмических волн, обусловлено ее декомпрессией в зоне спрединга.

Скорости широтной компоненты движения пунктов GPS-наблюдений GOUJ, STHL, расположенных к востоку от СОХ южной Атлантики, чуть меньше (0.5-1%), чем для пунктов BJCO, DEAR, NKGL, YKRO, WIND, находящихся на западе Африканской континентальной плиты (<http://sideshow.jpl.nasa.gov/mhb/series.html>). Это также говорит в пользу пассивного океанического рифтинга. Заметим, что сам факт малого изменения скоростей на расстояниях в 1000-1500 км говорит о распределенных по латерали силах, приложенных к литосферной плите.

Другой тип структур, который заставляет пересмотреть взгляды на роль термогравитационной конвекции, – это горячие области нижней мантии. Данные сейсмической томографии показали, что слой D", окружающий земное ядро, уже не является тонким (200 км), что соответствовало бы нижнему погранслою [4]. Он концентрируется в двух суперплюмах (Африканский и Тихоокеанский), возвышающимися в нижней мантии над границей ядра на 500-1000 км и занимающими около 50% площади кровли ядра.

Существуют попытки представить эти суперплюмы как восходящие ветви термогравитационной конвекции (доклад В.П. Трубицына в 2016 году в ИФЗ РАН). Однако плотность слоя D" вблизи его внешних границ определяется плотностью постперовскита, и поэтому она выше плотности окружающей мантии на 2-3% [17, 8 с. 251]. У подошвы суперплюмов существуют «пятна» ULVZ (зона ультранизкой скорости), в которой плотность вещества превышает плотность окружающей среды на величину, достигающую 10% [20].

В работах [21, 22] показано, что если тепловая конвекция идет в мантии, окружающей суперплюм, то его вещество может увлекаться вверх до некоторых глубинных уровней. Но для полноценного участия суперплюма в восходящей ветви конвекции плотность его вещества должна не превышать плотность окружающей мантии более чем на 1-2%. Кроме того, суперплюмы достаточно изометричны и не могут сформировать протяженных субмеридиональных или субширотных зон, к которым тяготеют существующие зоны спрединга. Важно также отметить, что оба суперплюма расположены вблизи экватора, что свидетельствует о роли в их положении и, возможно, форме вращения Земли.

Отсутствие ярко выраженной восходящей ветви конвекции в данных сейсмотомографии не является новостью для теоретиков термогравитационной конвекции. В ставшими уже классическими монографиями [5, 23] показано, что так должно быть, если

термогравитационная конвекция определяется не столько разностью температур между верхней и нижней границами слоя, сколько интенсивностью внутренних тепловых источников. В этом случае возникает только один верхний погранслой, и ярко выраженной будет только одна нисходящая ветвь конвекции. Такая модель состояния соответствует данным о соотношении источников, поставляющих тепло в нижнюю мантию (рис. 1, б).

Подобное распределение тепловых источников в мантии подтверждается теоретическими оценками. Согласно оценкам адиабатического градиента в конвектирующем жидком ядре [9] тепловыделение из ядра в нижнюю мантию составляет около 10-14% от общего тепла, выходящего через поверхность земли. При этом оценки вклада в тепловой поток радиогенного тепла нижней мантии дают значения порядка 15-20% [7] от общего тепла. Таким образом, мы видим, что соотношение тепла, поступающего в нижнюю мантию от ее подошвы и изнутри совершенно не то, что используется в численных расчетах по ТМК (см. например работы В.П. Трубицына).

В заключение выполненного анализа, опирающегося на современные сейсмологические данные о строении мантии, приведем результаты изучения природных напряжений методами тектонофизики. В работах [24-26] было показано, что уровень девиаторных напряжений в зоне субдукции в несколько раз ниже уровня этих напряжений во внутриконтинентальных орогенах. При оценке величины напряжений использовался анализ напряженных состояний на диаграммах Мора и сейсмологические данные о величинах сброшенных напряжений в очагах наиболее сильных землетрясений исследуемых регионов.

С позиции ТМК как фактора, определяющего движение литосферных плит, этот низкий уровень напряжений трудно объяснить, т.к. латеральная ветвь конвекции в большей степени захватывает именно океанскую кору и лишь немного внедряется под литосферу континентов [27]. Аномально высокий уровень напряжений латерального сжатия внутриконтинентальных орогенов [28-31] связан не с давлением от границ плит, а с денудационно-эрозионными процессами. Эти процессы в коре орогенов и щитов выводят к поверхности породы, которые на глубине были в закрытом состоянии. Пластические деформации пород, происходящие в условиях вертикального сжатия, приводят к увеличению уровня латерального сжатия в два и более раз (зависит от величины флюидного давления), превосходящих эти напряжения в упругом состоянии, – дополнительное горизонтальное сжатие [32-35]. При выводе породы к поверхности вертикальная нагрузка снимается почти полностью, а значительная часть дополнительного сжатия остается.

Таким образом, напряжения, вызываемые горизонтальными движениями плит, в зонах субдукции создают низкий уровень дополнительного горизонтального сжатия с низким уровнем сбрасываемых напряжений (менее 0.3-0.5 МПа).

Заметим, что с начала нулевых годов в работах западных ученых развиваются идеи о нахождении движущих сил литосферных плит из условий «динамической топографии» [36]. Здесь так же, как и в работах [1, 37], считается, что земля не находится в гидростатическом состоянии (несовпадение геоида и ФПЗ), и поэтому в ней возникают граничные силы со стороны верхней мантии.

Выводы. Верхняя мантия на глубинах ПМЗ близка к температуре плавления, и поэтому ее следует рассматривать как слой, кровля которого наиболее приближена к форме уровневой поверхности потенциала силы тяжести, проходящей на этой глубине. Вдоль кровли ПМЗ реализуется основная часть скольжения литосферных плит. Адиабатический градиент температуры в верхней мантии поддерживается мелкомасштабной тепловой конвекцией, которая не способна объяснить движения литосферных плит размерами в несколько тысяч километров.

В нижней мантии разница между ее температурой и температурой плавления достаточно велика (больше, чем в верхней мантии в несколько раз) и поэтому ее вещество обладает остаточным пределом текучести. В нижней мантии не происходит ТМК в классической ее форме с формированием восходящей горячей ветви. Остывание нижней мантии идет за счет кондуктивного переноса и за счет поступления в нее порций холодных

литосферных блоков – скатертная тектоника (tablecloth). Проникая относительно быстро на большие глубины и накапливаясь там (кладбища слэбов), эти блоки охлаждают мантию по глубине относительно равномерно, не позволяя сформировать наадиабатический градиент температуры. Слой D'' концентрирует в себе наиболее горячее вещество нижней мантии, но оно из-за повышенной плотности не формирует восходящей ветви конвекции, а лишь участвует в создании малых плюмов, которые иногда прорываются в верхнюю мантию.

Зоны спрединга являются структурами пассивного раздвигания, вызываемого движением литосферных плит. Наибольший градиент температуры наблюдается в верхней мантии, здесь вещество находится ближе всего к температуре плавления. Поступающие в верхнюю мантию порции стагнент блоков являются источниками воды, приводя этот слой Земли в наиболее активное состояние.

Самой причиной латеральных движений литосферных плит является не ТМК, а отклонение региональной формы плит от формы уровневой поверхности потенциала силы тяжести, совпадающей с кровлей ПМЗ. Таким образом, ПМЗ является основным слоем тектоносферы, определяющим направление и интенсивность движения литосферных плит.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 17-05-01193а, 16-05-01115а, а также в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л. О возможности существования в литосфере малых тангенциальных массовых сил. Их роль в тектонике и геодинамике // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. Вып. 4. С. 691-704.
2. Holmes, A. Radioactivity and earth movements // Geol. Soc. Glasgow Trans. 1931. Vol. 18. P. 559-606.
3. Wilson, J.T. Did the Atlantic close and then re-open? // Nature. 1966. Vol. 211. P. 676-681.
4. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Т. 1. М.: Мир. 1985. 374 с.
5. Davies G.F. Dynamic Earth. Cambridge. Cambridge University Press. 1999. 458 p.
6. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра. 1965. 378 с.
7. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир. 1972. 342 с.
8. Жарков В.Н. Физика земных недр. М.: ООО Наука и образование. 2012. 383 с.
9. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука. 2013. 416 с.
10. Elsasser W.M. Two-layer model of upper-mantle circulation // JGR. 1971. Vol. 76, Issue 5. P. 1101-1112.
11. Ясаманов Н.А. Современная геология. М.: Недра. 1987. 191 с.
12. Boschi L., Dziewonski A.M. High- and low-resolution images of the Earth's mantle: Implications of different approaches to tomographic modeling // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104, No B11. P. 25567-25594.
13. Zhao D. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2004. Vol. 146. P. 3-34.
14. Processes and Consequences of Deep Subduction / Editors D.C. Rubie, R.D. van der Hilst. Elsevier Science. 2001. 298 p.
15. Fukao Y., Obayashi M., Nakakuki T. Deep Slab Project Group. Stagnant Slab: A Review // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2009. Vol. 37. P. 1010-1028.
16. Pysklywec R.N., Ishii M. Time dependent subduction dynamics driven by the instability of stagnant slabs in the transition zone // Phys. Earth Planet. Inter. 2005. Vol. 149. P. 115-132.
17. Murakami M., Hirose K., Kawamura K., Sata K., Ohishi Y. Postperovskite phase transition in MgSiO₃ // Science. 2004. Vol. 304. P. 855-858.
18. Oganov A.R., Ono S. Theoretical and experimental evidence for a post perovskite phase of MgSiO₃ in Earth's D'' layer // Nature. 2004. Vol. 430. P. 445-448.
19. Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone. Geophys. J. Int. 2013. Vol. 194. P. 417-449.

20. Rost S., Garnero E.J., Williams Q., Manga M. Seismological constraints on a possible plume root at the core-mantle boundary // Nature. 2005. Vol. 435. P. 666-669.
21. McNamara A.K., Zhong S.J. Thermochemical structures beneath Africa and Pacific Ocean // Nature. 2005. Vol. 437. P. 1136-1139.
22. Tackley P.J. Strong heterogeneity caused by deep mantle layering // Geochim. Geophys. Geosyst. 2002. P. 3:1024.
23. Schubert G., Turcotte D.L., Olson P. Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge University Press. 2004. 940 p.
24. 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.
25. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 5. С. 70-84.
26. Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bull. Soc. Geol. Fr. 2013. Vol. 184, No 4-5. P. 335-346.
27. Трубицын В.П. Реология мантии и динамическая теория тектоники литосферных плит // Физика Земли. 2012. № 6. С. 3-22.
28. Rebetsky Yu.L. Achievements of tectonophysics researches in Russia: perspective tectonophysics problems // Comptes Rendus. Geoscience. 2012. Vol. 344, No 3-4. P. 116-124.
29. Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E. Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the central Asia // Tectonophysics. 2012. Vol. 581. P. 114-131.
30. 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.
31. Ребецкий Ю.Л. Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. Вып. 4. С. 437-466.
32. Voight B., St Pierre V.H.P. Stress history and rock stress: Third Cong. Internat. Soc. For Rock Mechanics. Denver. Proc. 1974. Vol. 2. P. 580-582.
33. Гудман Р. Механика скальных пород. М.: Стройиздат. 1987. 232 с.
34. Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады РАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 538-542.
35. 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.
36. Steinberger B. Effects of latent heat release at phase boundaries on flow in the Earth's mantle, phase boundary topography and dynamic topography at the Earth's surface // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2007. Vol. 164. P. 2-20.
37. Ребецкий Ю.Л. Оценка влияния суточного вращения Земли на напряженное состояние континентальной коры // Доклады РАН. 2016. Т. 469. № 2. С. 230-234.

УДК 551.24

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ребецкий Ю.Л.¹, Кузиков С.И.², Сычева Н.А.²

reb@ifz.ru

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, г. Москва, Россия

²Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

В представленной работе впервые выполнено тектонофизическое районирование разломов на основе данных о современном напряженном состоянии. Исходными данными о напряжениях служили сейсмологические данные сети КНЕТ и база данных о механизмах очагов землетрясений, созданная сотрудниками ИС РАН. Сама реконструкция напряжений выполнялась совместно Н.А. Сычевой (ИС РАН) и Ю.Л. Ребецким (ИФЗ РАН) на основе метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА). Еще одним важнейшим базисом проведенных исследований являлась электронная база данных о разломах Северного Тянь-Шаня, созданная С.И. Кузиковым (ИС РАН). Эта база данных содержала не только поточечные координаты разломов с частотой, соответствующей рельефу горной местности (две соседние точки определяют положение сегмента разлома), но и направления и углы погружения разломов (один угол для всего разлома).

В результате работ получена карта разломов, для участков которых были даны направления смещения, соответствующие напряженному состоянию, т.е. в направлении касательных напряжений, действующих на участках разлома. Выделены разломы с кинематикой взбросового, сбросового, сдвигового типов, а также сочетание этих основных кинематических типов смещений. Для получения этих данных использовались результаты первого этапа реконструкции МКА, т.е. только данные об эллипсоиде напряжений.

Важнейшим и уникальным результатом исследований является карта разломов, в которой для каждого сегмента разломов были рассчитаны кулоновы напряжения (КН). Данные о КН позволили выделить участки разломов, не являющиеся опасными (отрицательные значения КН). С другой стороны, были выделены опасные участки разломов, для которых значения КН были близки к пределу прочности (более 80% от прочности сцепления). Остальные участки разломов, для которых КН были положительными, но недостаточно высокими, были отмечены как активные.

Наши исследования показали, что лишь небольшую часть разломов земной коры (около 20-30%) можно отнести к активным в современном поле напряжений. Только небольшая часть (около 20%) участков таких активных разломов выделяется как опасная, где можно ожидать крупномасштабного хрупкого разрушения – землетрясения.

Ключевые слова: Северный Тянь-Шань, метод катакластического анализа, фокальные механизмы, Лоде-Надаи, разлом, активный разлом, напряженное состояние, касательные напряжения, карта активных разломов.

Изучение напряженного состояния Северного Тянь-Шаня нашим коллективом выполняется с середины нулевых годов этого века. В представленной работе показаны результаты впервые выполненного тектонофизического районирования разломов на основе данных о современном напряженном состоянии. Очень важно, что это было сделано для территории Северного Тянь-Шаня в совместных исследованиях сотрудников лаборатории тектонофизики им. М.В. Гзовского ИФЗ РАН и Научной станции РАН в г. Бишкеке. Подобные работы ранее никем в мире не были сделаны.

Тектонофизические приемы сейсморайонирования после М.В. Гзовского [1] основываются на возможности оценки тектонических напряжений. Выполненные нами исследования следует рассматривать как продолжение его работ по развитию геологических – тектонофизических критериев сейсмичности. Предлагается выполнять районирование

разломов по характеру их напряженного состояния. Возможность количественной оценки сейсмической опасности существующих разломов предполагает наличие данных не только о параметрах напряженного состояния, но и данных об азимутах простирания разломов на поверхности и углах погружения разломов на глубине.

Активные разломы. Основу для тектонофизического районирования разломов составили данные о 102 оцифрованных на картах разломах с заданным для них постоянным значением угла погружения (рис. 1) [2]. Каждый из разломов имел множество спрямленных участков, задаваемых в специальном файле координатами точек начала и конца. В основном протяженность отдельных спрямленных участков составляла первые километры (0.01-0.02 градуса) и редко 10-15 км.



Рисунок 1 – Карта активных разломов Северного Тянь-Шаня. Разломы: 1 - Аксуйский, 2 - Чонкурчакский, 3 - Байтикский разлом, 4 - Аламединский, 5 - Иссыкатинский, 6 - Шамсинский, 7 - Каракумузский, 8 - Заилийский, 9 - Северо-Кеминский, 10 - Южно-Кеминский, 11 - Тогуз-Булакский (Северо-Иссыккульский), 12 - Араминский, 13 - Кызылойский, 14 - Каракульский, 15 - Улунбулакский (Узунбулак-Ойканская зона), 16 - Каракольский, 17 - Ортокский, 18 - Акчопский, 19 - Южно-Кочкорский, 20 - Каракурджурский. Пятиугольник – эпицентральная область Беловодских землетрясений 1865, 1986 гг.

Важной особенностью карты разломов является изменение их простирания, проявляющееся как на базах протяженностью десятки километров, так и первые километры. Первая закономерность обусловлена сменой простирания хребтов и впадин, а вторая связана с неровностью горного рельефа в местах выхода разломов на поверхность, что приводит к появлению низкочастотной волнистости их простирания. Чтобы убрать погрешности в определении истинного простирания разломов, вызванные второй составляющей, азимуты простирания разломов усреднялись на длинах 10 км. В наших исследованиях интерес представляли разломы, которые нарушают сплошность кайнозойских образований (или структур) с палеогена по плейстоцен. Этот признак выступал в качестве критерия активности разлома в последний (продолжающийся) орогенетический этап на Тянь-Шане. При пространственном расхождении позиционирования разлома преимущество отдавалось более молодым источникам и крупномасштабным планам, личным наблюдениям.

При наличии нескольких количественных данных по углам погружения разлома для его плоскости приписывалось среднее, при небольших разбросах в значениях. Если на разных сегментах одного разлома зафиксированы данные с принципиальными различиями в углах падения ($>30^\circ$), то разлом разбивался по простиранию на отдельные сегменты с

соответствующими количественными характеристиками. При отсутствии количественных данных о полевых измерениях углов погружения эти данные высчитывались приблизительно по сечению линией разлома горизонталями рельефа. В отдельных случаях, при отсутствии явного указания на сторону падения крутопадающей плоскости разлома, информация для разрывного нарушения была получена посредством анализа геологической и тектонической обстановки, и по аналогии с прилегающими территориями. В сложившейся ситуации не избежать субъективных оценок, однако авторы стремились максимально минимизировать их влияние на итоговый результат.

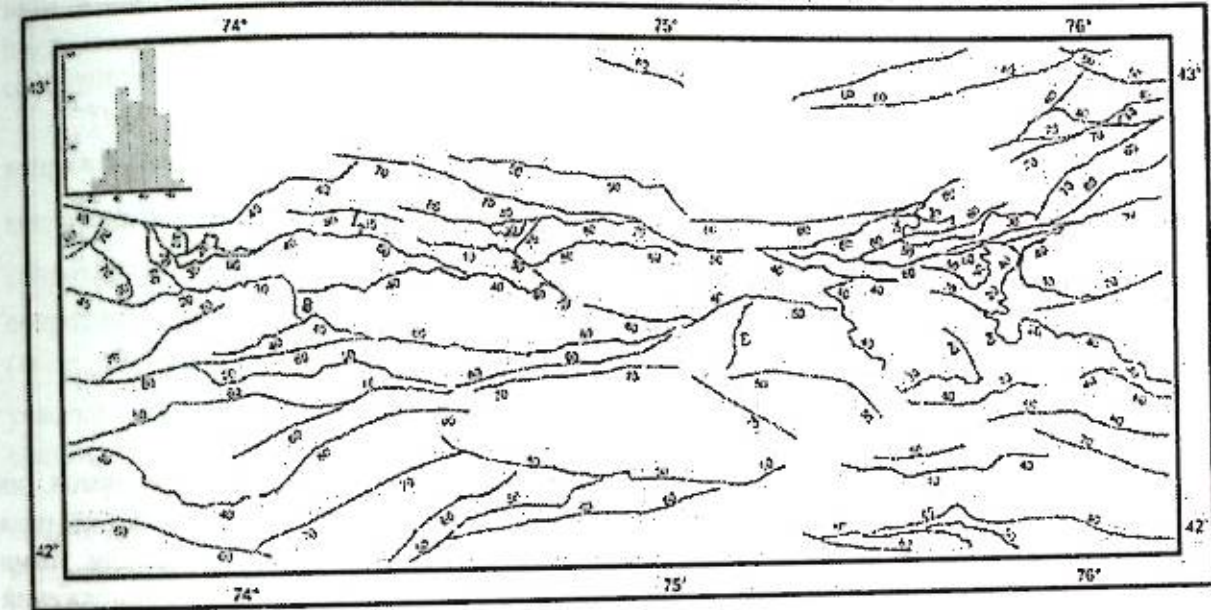


Рисунок 2 – Карта разломов Северного Тянь-Шаня (по С.И. Кузикову) с указанием углов погружения разломов. Углы погружения поставлены со стороны «висячего» крыла разлома и показывают направление его погружения

Обратим внимание, что большая часть разломов погружается под хребты (Суусамырская впадина, южные границы Чуйской впадины и др.). Однако существуют области, где эта тенденция сменяется обратной: южный склон хребта Кендыктас и северный склон Кастеского хребта. В центральной части Киргизского хребта, а также вблизи восточной оконечности Чуйской впадины существуют параллельно простиранию разломы противоположных погружений (на север и юг соответственно).

Природные напряжения. Данные о напряжениях в коре Северного Тянь-Шаня получены на основе каталога механизмов очагов землетрясений локальной сети КНЕТ (НС РАН в г. Бишкеке) за период наблюдения 1994–2012 гг. и включают в себя более 1056 сейсмических событий с магнитудами от 1.16 до 5.4 [3,4]. Результаты реконструкции напряжений для исследуемого региона представлены в работах [5,6,7] и выполнены методом катакластического анализа разрывных смещений (МКА) [8]. Реконструкция осуществлялась в узлах сетки $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ в латеральном направлении для горизонтальных полос мощностью в узлах сетки по глубине 10 км, середины которых находились на глубинах 5, 10, 15 и 20 км. В наших исследованиях будут использованы данные о природных напряжениях только для самого верхнего корового слоя 0-10 км, для которого получены данные о параметрах напряжений для 286 доменов.

В наших исследованиях активных разломов использовались результаты первых двух этапов реконструкции МКА, которые позволяют получать данные об ориентации трех главных осей в виде трех углов Эйлера (для ортогональной тройки векторов), величины коэффициента Лодэ-Надаи, определяющего вид эллипсоида напряжений, и относительные величины эффективного давления и максимального касательного напряжения (нормировка на прочность сцепления массива, которая не известна). Этих параметров тензора напряжений вполне достаточно для расчета нормированных нормальных и касательных напряжений на плоскостях

разломов, данные о которых позволяют не только дать прогноз их кинематики, но и оценить их потенциальную опасность.

Оценка опасности разломов делалась на основе расчета КН ($\tau_c = \tau_n + k_f \sigma_n^*$ при $\sigma_n^* < 0$ и $k_f = 0.6$), с критическими значениями которых в геомеханике связывают прочность горных пород. КН как раз и включают в себя касательные напряжения и эффективные нормальные напряжения. На рис. 2 показана диаграмма Мора, иллюстрирующая возможности анализа близости напряженных состояний к критическим значениям.

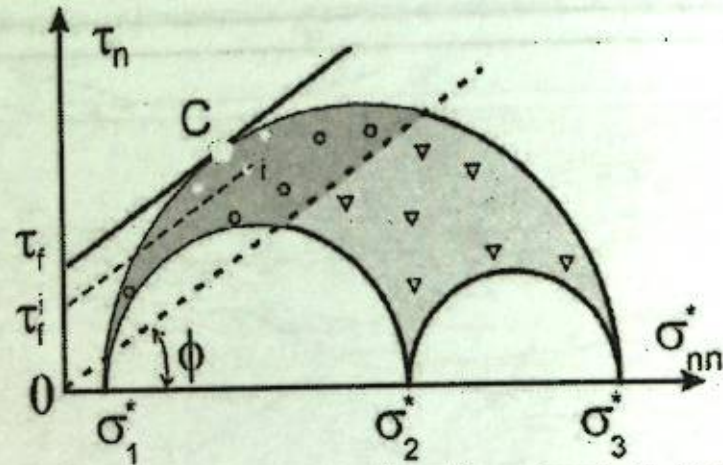


Рисунок 3 – Анализ напряженных состояний, действующих на участках разломов, на диаграмме Мора. Верхняя линия – предел хрупкой прочности пород, нижняя пунктирная линия – минимальное сопротивление сухого трения, область, заключенная между этими линиями – здесь располагаются точки с положительными значениями кулоновых напряжений



Рисунок 4 – Схема, отражающая взаимосвязь диапазона изменения угла ϕ (отсчитывается от вектора простираания при положительных значениях в направлении восстания), определяющего направление смещения вдоль плоскости разлома (β – угол погружения/восстания плоскости), с наименованием по секторам кинематического типа разлома

Напомним, что большие и малые круги Мора характеризуют напряженное состояние объема земной коры, определяемое эффективными главными напряжениями σ_1^* , σ_2^* , σ_3^* , и в пространстве между ними (светло-серая заливка) могут располагаться точки, определяющие эффективные нормальные и касательные напряжения на произвольно ориентированных плоскостях данного объема массива. Полоса разрушения (темно-серая заливка), заключенная между линиями хрупкой прочности и минимального сопротивления сухого трения, отвечает состояниям на разрывах, для которых возможна активизация (смещения бортов разрыва), если кулоновы напряжения τ_c достигнут уровня поверхностной прочности сцепления τ_f^* данного участка разлома (при $0 \leq \tau_f^* \leq \tau_f$).

Рассчитываемые для разломов кулоновы напряжения могут иметь как положительные, так и отрицательные значения. Положительные величины показывают, что точка, характеризующая напряженное состояние участка разлома на диаграмме Мора, расположена внутри области хрупкого разрушения, заключенной между линией предела хрупкой прочности и минимального сопротивления сухого трения (рис. 3). Чем ближе точка к линии хрупкой прочности (точка С), тем опаснее состояние исследуемого участка разлома (белые точки), тем выше уровень касательных напряжений, сбрасываемых при активизации разлома. Точки вблизи линии минимального сухого трения находятся в зоне минимальной возможной активности участка разлома (не залитые точки). Отрицательные значения показывают, что данная точка находится в упругой области, т.е. правее линии минимального сопротивления сухого трения (треугольнички).

При районировании участков разломов по данным о нормированных кулоновых напряжениях τ_c / τ_f ($\tau_c = \tau_n + k_f \sigma_n^*$) они разделялись на три группы: 1) упругое состояние, когда касательные напряжения τ_n , действующие на плоскости разлома, ниже минимального сопротивления сухого трения ($\tau_c \leq 0$); 2) касательные напряжения больше минимального сопротивления сухого трения, но уровень кулоновых напряжений не высокий ($0 < \tau_c / \tau_f \leq 0.8$); 3) высокий уровень кулоновых напряжений $0.8 < \tau_c / \tau_f \leq 1$. Будем далее участки разломов, относящиеся к первой группе, именовать *неактивными* на современной стадии, ко второй – *активными*, а к третьей – *опасными*.

Тектонофизическое районирование разломов. Рассматривая соотношение касательных напряжений, действующих на плоскости разрыва лежачего его крыла в направлении погружения (восстания) и простираания, можно выполнить районирование разломов по их кинематическому типу. Для этого используется значение угла ϕ между направлением вектора касательного напряжения на плоскости разлома и направлением простираания разлома (рис. 4). Заметим, что не для всех участков разломов выполнялось районирование с использованием данных о напряжениях. Это происходило тогда, когда вблизи участка разлома (расстояния более 15 км – масштаб усреднения напряжений) не было данных о напряжениях. В этом случае на всех рисунках, приведенных далее, разлом нарисован тонкой линией.

Данные о кинематике разломов позволили все участки разломов разделить на четыре группы (рис. 5): 1) Разломы с преимущественно взбросовой компонентой смещения, имеющей также небольшую право- или левосдвиговую компоненту; 2) Разломы с преимущественно сбросовой компонентой смещения, имеющей также небольшую право- или левосдвиговую компоненту; 3) Разломы с преимущественно правосдвиговой компонентой смещения, имеющей также небольшую взбросовую или сбросовую компоненту; 4) Разломы с преимущественно левосдвиговой компонентой смещения имеют также небольшую взбросовую или сбросовую компоненту.

Большая часть исследуемой территории представлена разломами взбросовой кинематики с небольшой лево- и право-сдвиговой компонентой. Эти разломы сосредоточены в центральной и северо-восточной части Северного Тянь-Шаня. Основное направление простираания этих разломов ВСВ-ЗЮЗ. В западном и центральном сегментах исследуемой территории появляются протяженные разломы взбросового типа с ЗСЗ-ВЮВ простираанием. Дополнительные расчеты показали, что увеличение угла погружения на 10° приводит в целом к уменьшению представительности разломов взбросового типа. Некоторые разломы, выделяемые как единый разлом типа взброса, содержащий участки преваляющего взброса с компонентой со сдвигом (правым или левым), в новых расчетах разбивались на фрагменты, где преваляровал сдвиг над взбросом. Уменьшение угла на 10° погружения приводило к увеличению в целом представительности разломов с преимущественно взбросовой компонентой.

Разломов с преимущественной компонентой смещения в виде сброса существенно меньше, и они группируются в восточной и западной части исследуемой области, а их

простираются от ВСВ-3Ю3 до ВЮВ-3С3. Центральная часть Северного Тянь-Шаня представлена только разломами в виде взбросов. Протяженность участков разломов с компонентой взброса значительно больше, чем для сбросов. В отличие от ситуации со взбросами увеличение угла погружения показало увеличение представительности разломов сбросового типа, а уменьшение угла погружения практически не привело к каким-либо существенным изменениям.

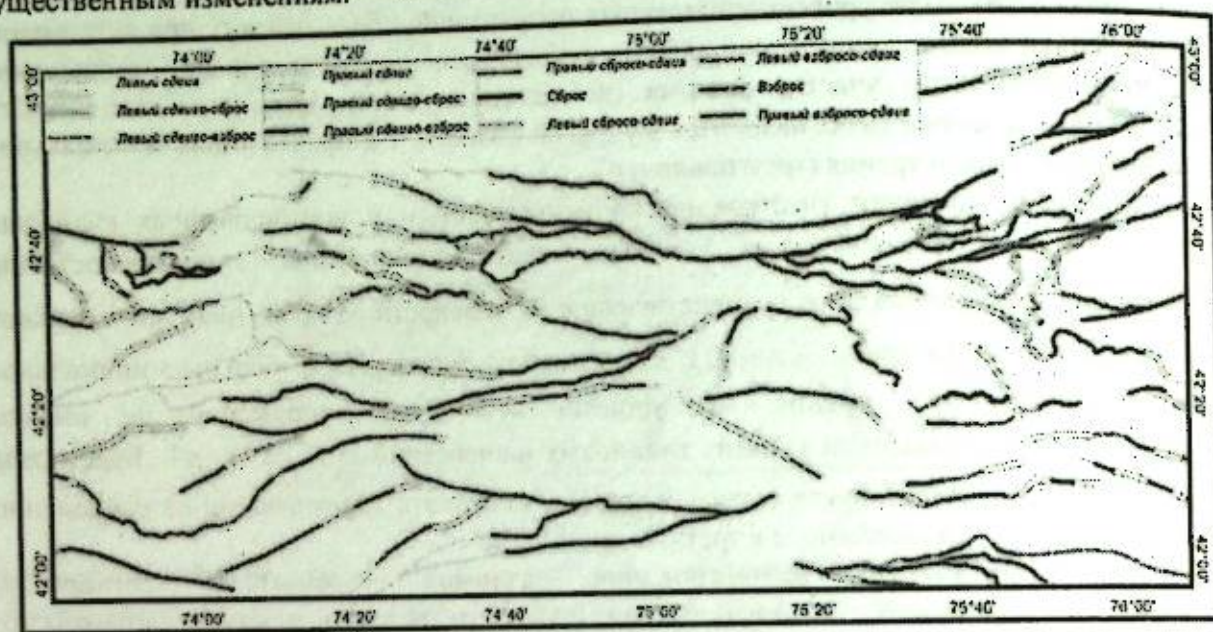


Рисунок 5 – Кинематические типы разломов по данным о современном напряженном состоянии коры верхнего 10 километрового слоя. Тонкие линии показывают положения разломов, для которых отсутствовали данные о напряжениях

Для оценки точности районирования по кулоновым напряжениям расчеты выполнялись не только для углов погружения, представленным на рис. 2, но и для углов, отличающихся от этих значений на 10° в большую и меньшую сторону. Как следует из результатов расчетов, достаточно протяженные (15-25 км) опасные участки разломов устойчиво присутствуют для всех вариантов углов погружения.

Вдоль южного склона Джумгалского хребта и гор Сандык расположен наиболее протяженный участок разломов (до 25 км), который имеет напряженное состояние, близкое к критическому ($0.8 < \tau_c / \tau_f \leq 1$), т.е. это опасный участок разлома. Здесь можно ожидать землетрясения магнитудой 6.5-7.0. Менее протяженные участки опасных разломов (10-15 км) расположены в области сочленения Киргизского хребта и хребта Карамойнок (погружение разломов на север), в центральной части Киргизского хребта, на южном склоне Кастекского хребта. Протяженности отмеченных участков разломов критического состояния показывают, что они способны генерировать землетрясения с магнитудой 5.5-6.5, что для рассматриваемого района является близким к максимальным.

Следует отметить, что имеется несколько участков критического состояния меньшей протяженности вблизи НС РАН в г. Бишкеке. Наиболее протяженный из них (12 км) вдоль границы сочленения Чуйской впадины и северного склона Киргизского хребта. Этот участок разлома находится внутри GPS сети НС РАН. Имеется также несколько малопроотяженных (до 5 км) участков такого состояния, в районе локальных сетей GPS станций, расположенных вдоль субмеридиональных профилей к востоку от НС РАН. Развитие этих профилей позволило бы пересечь опасные участки разломов и выполнить мониторинг особенности их деформационного процесса. Два участка разломов (15 км) с состоянием, близким к критическому, расположены в восточной оконечности Чуйской впадины вдоль южного склона Кастекского хребта.

Для северного Прииссыккуля максимальные длины участков разломов опасного напряженного состояния не превышают 5 км. Отметим здесь Тогуз-Булакский разлом,

который для угла погружения в 70° (рис. 2) расчетами определяется как активный на современной стадии. При этом уровень кулоновых напряжений на нем недостаточен, чтобы присвоить ему уровень опасного разлома. Однако согласно расчетам уменьшение угла погружения до 60° переводит западный участок этого разлома протяженностью 12 км в ранг опасных. Такая ситуация имеет место и для участка разлома южного склона Кастекского хребта.

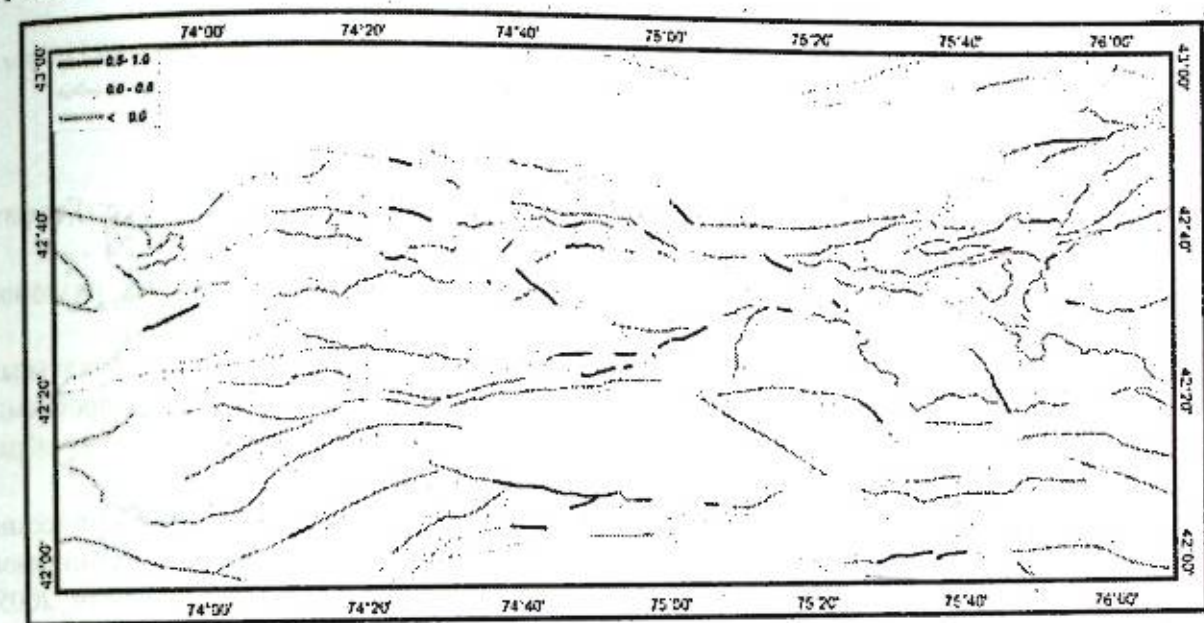


Рисунок 6 – Районирование разломов по величине редуцированных кулоновых напряжений τ_c / τ_f . Линии зеленого цвета – неопасные участки, линии желтого и красного цветов – активные участки разломов (красные – наиболее опасные участки)

Наши исследования показали, что лишь небольшую часть разломов земной коры (около 20-30%) можно отнести к активным в современном поле напряжений. Только небольшая часть (около 20%) участков таких активных разломов выделяется как опасная, где можно ожидать крупномасштабного хрупкого разрушения – землетрясения. Подобные соотношения между общей протяженностью разломов и протяженностью активных или опасных их участков показывает, что разрывная структура земной коры формируется за длительные геологические времена – десятки и сотни миллионов лет, а в современный период только небольшая часть этой структуры используется для диссипации упругой энергии, накопленной в горных массивах.

Заключение. М.В. Гзовский, развивая геологические (тектонофизические) критерии сейсмической опасности, опираясь на параметры, характеризующие напряженно-деформированное состояние коры или верхних ее слоев. Он к таковым относил: градиенты скорости тектонических движений; рельеф тектонического происхождения; вулканическую скорость тектонических движений; длительности действия предельных напряжений; уровень касательных напряжений; направленность изменений деформационного режима и напряженного состояния. Сейчас первые три из этих параметров входят в стандарты анализа при оценке сеймотектонической активности [9-11].

В работах [8,12] было предложено развитие идей М.В. Гзовского по выявлению областей готовящихся сильных землетрясений на основе использования информации о современном напряженном состоянии земной коры, получаемых тектонофизическими методами из данных о механизмах очагов землетрясений. Результатом проведенных исследований является создание нового тектонофизического подхода в районировании сейсмической опасности разломов. Он опирается на «посадку» результатов реконструкции современного напряженного состояния на исследуемые разломы. Подобный анализ в работах М.В. Гзовского и других исследователей ранее не делался и поэтому может рассматриваться как пионерский.

Данную работу не следует рассматривать как законченную. Предстоит анализ соответствия ее результатов и реальной сейсмичности и геологической активности разломов. Несовпадения наших результатов с объективными данными других источников оценки опасностей разломов может быть связано с выбором конкретного угла погружения разлома, а также с определенной вариабельностью напряжений по глубине (в данной работе рассматривался только верхнекоровый слой 0-10 км). Продолжение этих исследований мы видим, прежде всего, с уточнением изменения углов погружения с глубиной.

Работа выполнялась в рамках проектов РФФИ № 12-05-00234а, № 12-05-00550-а и в дальнейшем была продолжена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Гзовский М.В. О задачах и содержании тектонофизики // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1954. № 3. С. 244-263.
2. Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И. Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1225-1250.
3. Сычева Н.А., Аладьев А.В., Мухамадеева В.А., Юнга С.Л. Изучение фокальных механизмов очагов по данным сети KNET // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Сб. материалов Второго междунар. симп., г. Бишкек, 29 октября-3 ноября 2003 г. Москва-Бишкек, 2003. С. 241-253.
4. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадеева В.А. Сейсмоструктурные деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62-78.
5. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Современное поле напряжений Центрального Тянь-Шаня // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы Четырнадцатой междунар. конф., г.Петрозаводск, 27-31 октября 2008 г. Ч. 2. Петрозаводск: Изд. КНЦ РАН. 2008. С. 146-150.
6. Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E. Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the central Asia // Tectonophysics. 2012. V. 581. P. 114-131.
7. 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.
8. Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинematicким характеристикам трещин // Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: Изд. ОИФЗ. 2003. 455 с.
9. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.Е. Типизация земной коры и современные геологические процессы. М.: ИФЗ РАН, 1993. 209 с.
10. Рогожин Е.А. Строение очаговых зон сильных землетрясений России в конце XX столетия // Природные опасности России. Т. 2. Сейсмические опасности. Раздел 1.2. М.: Крук. 2000. С. 19-37.
11. Уломов В.И. Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Кавказе // Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. (Ред. акад. Н.П. Лаверов). Т. 1. Сейсмические процессы и катастрофы. М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 127-146.
12. Ребецкий Ю.Л. Оценка сейсмической опасности на основе тектонофизического анализа сейсмологических данных // Проблемы сейсмоструктуры. Материалы XVII науч.-практ. конф. с междунар. участием, г. Москва, 20-22 сентября 2011 г. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2011. С. 444-451.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И СОЦИАЛЬНЫЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС В ЗЕМНОЙ КОРЕ ОЧАГОВЫХ ЗОН СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Багмапова Н.Х.
bagmanova@list.ru

Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, г. Бишкек, Киргизия

Представлены результаты исследования сейсмического процесса в очаговых зонах некоторых сильных землетрясений ($M \geq 5$) Северного Тянь-Шаня, происходящего в период их подготовки: рассмотрены пространственно-временные особенности распределения сейсмичности, сейсмотектонического деформирования земной коры (на основе механизмов очагов слабых землетрясений) в течение ряда лет до возникновения сильных событий. Отмечается несоответствие характера деформирования земной коры в результате сильных событий с деформированием, происходящим в очаговых зонах в периоды подготовки этих землетрясений. Наибольшей изменчивостью отличается деформирование в широтном направлении (компонента ϵ_{xx}). В вертикальном и меридиональном направлениях (компоненты ϵ_{yy} , ϵ_{zz}) деформации не претерпевают изменений.

Ключевые слова: очаговая зона, механизм очага, сейсмотектоническая деформация, компоненты тензора деформации, сильные землетрясения.

В сейсмическом режиме Северного Тянь-Шаня с 1970 года наблюдается новый этап активизации. Наиболее значительным событием нового этапа явилось Жаланаш-Тюпское землетрясение 1978 года (24.03.1978, $\varphi=42^{\circ}53'$, $\lambda=78^{\circ}35'$, $M=6.6$, $K=15.6$). Следующим по энергии событием было Чолпон-Атинское землетрясение 1982 года (31.12.1982, $\varphi=42^{\circ}52'$, $\lambda=77^{\circ}22'$, $M=5.4$, $K=13.6$). После этих землетрясений в исследуемом районе в 1990 году произошло Байсоорунское землетрясение (12.11.1990, $\varphi=42^{\circ}56'$, $\lambda=77^{\circ}56'$, $M=6.3$, $K=15$). Они связаны в тектоническом плане с отдельными ветвями Чилико-Кеминской группы разломов. В этой же зоне произошли и такие катастрофические события прошлого, как Верненское (1887 г. $M=7.3$), Чиликское (1889 г. $M=8.3$), Кеминское (1911 г. $M=8.2$). На рис.1 показаны все землетрясения с $M \geq 5$, произошедшие с 250 по 2000 гг. на рассматриваемой территории. Исследованию сейсмического процесса в очаговых зонах трех сильных землетрясений ($M \geq 5$) Северного Тянь-Шаня (1978, 1982, 1990 гг.), происходящего в процессе их подготовки, посвящена данная работа.

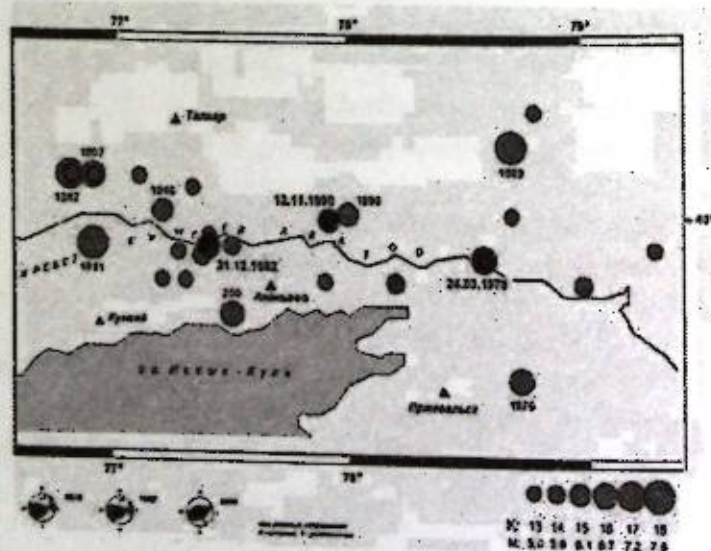


Рисунок 1 – Распределение сильных землетрясений ($M \geq 5$) Северного Тянь-Шаня

Проведено изучение пространственно-временного распределения слабой ($K \geq 7$) и умеренной сейсмичности очаговых зон этих землетрясений по годовым интервалам за 5 лет до сильного события, а также за 3 года после него (афтершоки не рассматривались) на площадях 200×200 км (предполагаемая область подготовки сильного землетрясения). По материалам 5-летних сейсмологических наблюдений распределения эпицентров землетрясений построена гистограмма распределения числа землетрясений (N) отдельно по энергетическим классам и годам (-5, -4, -3, -2, -1, +1, +2, +3) (рис.2). Перед Жаланаш-Тюпским и Чолпон-Атинским (рис.2б,в) землетрясениями наблюдается возрастание активности слабых землетрясений ($K=7,8$), при этом в последний год перед Жаланаш-Тюпским землетрясением в этой зоне не происходит ни одного землетрясения с $K \geq 11$. Для сравнения рассмотрим ход сейсмичности перед Сарыкамьшским землетрясением 5.06.1970 г. ($K=15.6$, $M=6.8$) (рис.2а). В очаговой зоне этого землетрясения сейсмический режим резко изменился. Произошел спад активности слабой сейсмичности (за последние полгода не произошло ни одного землетрясения с $K=7$), а также за несколько лет до него не происходят землетрясения с $K=12, 13$. Можно отметить различия в процессах подготовки этих землетрясений, что, по-видимому, связано с приуроченностью этих землетрясений к различным сейсмоактивным зонам. Степень группирования землетрясений и соотношение относительно сильных и слабых землетрясений в областях подготовки сильных изменяется, что вероятно связано с появлением значительных неоднородностей в распределении напряжений при их подготовке [1].

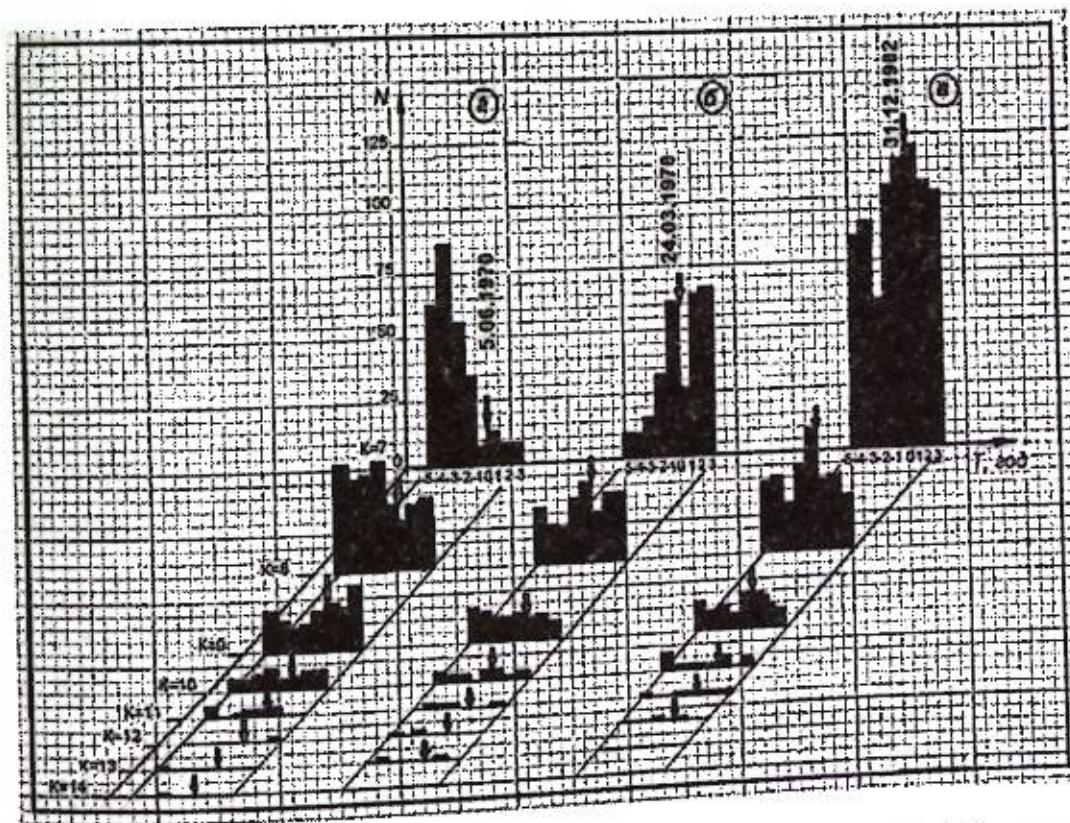


Рисунок 2 – Гистограмма распределения числа слабых землетрясений (N) отдельно по энергетическим классам и годам в очаговых зонах: а - Сарыкамьшского, б - Жаланаш-Тюпского, в - Чолпон-Атинского землетрясений

Исследовался характер сейсмотектонического деформирования (СТД) земной коры очаговых зон трех сильных землетрясений по данным механизмов очагов землетрясений с $K \geq 6$, произошедших за пять лет до сильных событий. В качестве исходного материала послужили данные о механизме очагов землетрясений за 1973-1990 гг с $K \geq 6$ [2-6].

Исследование проводили в областях площадью 200×200 км (предполагаемая область подготовки сильного землетрясения).

Физические представления и теоретические предпосылки, формулы расчета сеймотектонической деформации (СТД) разработаны и подробно описаны Ризниченко Ю.В. [7-9]. По определению, данному Ризниченко Ю.В., под сейсмическим течением горных масс подразумевается та часть тектонических деформаций земной коры и верхней мантии, которая связана с остаточными смещениями в очагах землетрясений. Отдельные очаги представляются микроструктурными деталями в общем процессе разрывно-непрерывного деформирования.

Компоненты тензора деформации рассчитывались простым суммированием вклада каждого землетрясения с учетом его сейсмического момента в общую деформацию выделенного элементарного объема [10]:

$$\bar{\varepsilon}_{ik} = \frac{\sum_{n=1}^N M_o^n}{2\mu V} * \sum_{n=1}^N \left[\frac{M_o^n}{\sum_{n=1}^N M_o^n} * \varepsilon_{ik}^n \right], \quad i, k = x, y, z$$

где μ - модуль сдвига, V - объем элементарной ячейки, N - число землетрясений, попавших в элементарный объем, M_o - сейсмический момент N -го землетрясения, определяемый по корреляционной зависимости $\lg M_o = 11.842 + 0.889 K$ [10], ε_{ik} - компоненты единичного тензора деформации, определяемые уравнениями:

$$\varepsilon_{xx} = \sin^2 \varphi_T \cdot \sin^2 \alpha_T - \sin^2 \varphi_P \cdot \sin^2 \alpha_P$$

$$\varepsilon_{yy} = \sin^2 \varphi_T \cdot \cos^2 \alpha_T - \sin^2 \varphi_P \cdot \cos^2 \alpha_P$$

$$\varepsilon_{zz} = \cos^2 \varphi_T - \cos^2 \varphi_P$$

$$\frac{1}{2} \varepsilon_{xy} = \sin^2 \varphi_T \cdot \sin \alpha_T \cdot \cos \alpha_T - \sin^2 \varphi_P \cdot \sin \alpha_P \cdot \cos \alpha_P$$

$$\frac{1}{2} \varepsilon_{yz} = \sin \varphi_T \cdot \cos \alpha_T \cdot \cos \varphi_T - \sin \varphi_P \cdot \cos \alpha_P \cdot \cos \varphi_P$$

$$\frac{1}{2} \varepsilon_{zx} = \sin \varphi_T \cdot \sin \alpha_T \cdot \cos \varphi_T - \sin \varphi_P \cdot \sin \alpha_P \cdot \cos \varphi_P$$

где φ_P, φ_T - углы с вертикалью осей сжатия (P) и растяжения (T), α_P, α_T - азимутальные углы осей сжатия и растяжения.

Расчеты компонент тензора деформации проводились по программе Соболевой О.В. [11]. Элементарные объемы, для которых определялись значения тензора деформации, имели размеры по широте и долготе равные 0.5° и глубине 40 км.

В результате расчета получены следующие параметры сеймотектонической деформации (СТД) - компоненты тензора СТД $\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{yy}, \varepsilon_{zz}, \varepsilon_{xy}, \varepsilon_{yz}, \varepsilon_{zx}$, интенсивность сдвиговых деформаций, ориентация главных осей деформаций, коэффициент Лоде-Надаи μ . Отдельные компоненты тензора средней деформации дают представление об изменении ячейки осреднения в направлении координатных осей ($\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{yy}, \varepsilon_{zz}$) или их формы в соответствующих плоскостях ($\varepsilon_{xy}, \varepsilon_{yz}, \varepsilon_{zx}$). Рассматриваемые в данной работе компоненты тензора СТД $\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{yy}, \varepsilon_{zz}$ показывают относительное удлинение (положительные значения) или укорочение (отрицательные значения) линейных размеров объемов осреднения в соответствующем направлении (ось X направлена по параллели на восток, ось Y - по меридиану на север, ось Z - вверх, в зенит).

По отдельным компонентам тензора деформации представить деформацию в целом довольно сложно. Объединив три карты нормальных компонент $\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{yy}, \varepsilon_{zz}$ в одну, появилась возможность выделить области земной коры с однородным видом деформирования. При этом выделяются шесть возможных видов деформирования:

1. $\varepsilon_{zz} < 0, \varepsilon_{yy} > 0, \varepsilon_{xx} > 0$,
2. $\varepsilon_{zz} < 0, \varepsilon_{yy} < 0, \varepsilon_{xx} > 0$,
3. $\varepsilon_{zz} < 0, \varepsilon_{yy} > 0, \varepsilon_{xx} < 0$,

4. $\varepsilon_{zz} > 0, \varepsilon_{yy} < 0, \varepsilon_{xx} < 0$,
5. $\varepsilon_{zz} > 0, \varepsilon_{yy} < 0, \varepsilon_{xx} > 0$,
6. $\varepsilon_{zz} > 0, \varepsilon_{yy} > 0, \varepsilon_{xx} < 0$, на рис. 3-5 они обозначены различной штриховкой.

Рассмотрим пространственные особенности деформирования земной коры очаговой зоны Жаланаш-Тюпского землетрясения 24.03.1978 г. за пять лет до его возникновения (рис.3). Обмечается довольно мозаичная картина характера деформирования. В центральной части и на отдельных участках очаговой зоны отмечаются области, характеризующиеся деформацией вертикального удлинения и деформацией укорочения в меридиональном и широтном направлениях ($\varepsilon_{zz} > 0, \varepsilon_{yy} < 0, \varepsilon_{xx} < 0$). На значительных по величине участках наблюдаются области, на которых деформации в широтном направлении имеют противоположный знак ($\varepsilon_{zz} > 0, \varepsilon_{yy} < 0, \varepsilon_{xx} > 0$). К ним примыкают области, характеризующиеся деформацией вертикального укорочения и деформацией удлинения в меридиональном и широтном направлениях ($\varepsilon_{zz} < 0, \varepsilon_{yy} > 0, \varepsilon_{xx} > 0$) и области с деформацией укорочения в вертикальном и меридиональном направлениях и деформацией удлинения в широтном ($\varepsilon_{zz} < 0, \varepsilon_{yy} < 0, \varepsilon_{xx} > 0$). Область, к которой приурочен очаг Жаланаш-Тюпского землетрясения, характеризуется деформацией удлинения в вертикальном и деформацией укорочения в меридиональном и широтном направлениях ($\varepsilon_{zz} > 0, \varepsilon_{yy} < 0, \varepsilon_{xx} < 0$). Деформации земной коры, произошедшие в результате сильного события, характеризуются удлинением в вертикальном широтном направлениях и укорочением в меридиональном ($\varepsilon_{zz} > 0, \varepsilon_{yy} < 0, \varepsilon_{xx} < 0$) и не совпадают с видом деформирования, происходящим за пять лет до его возникновения и выявленным по предшествующей ему в этой области слабой сейсмичности.

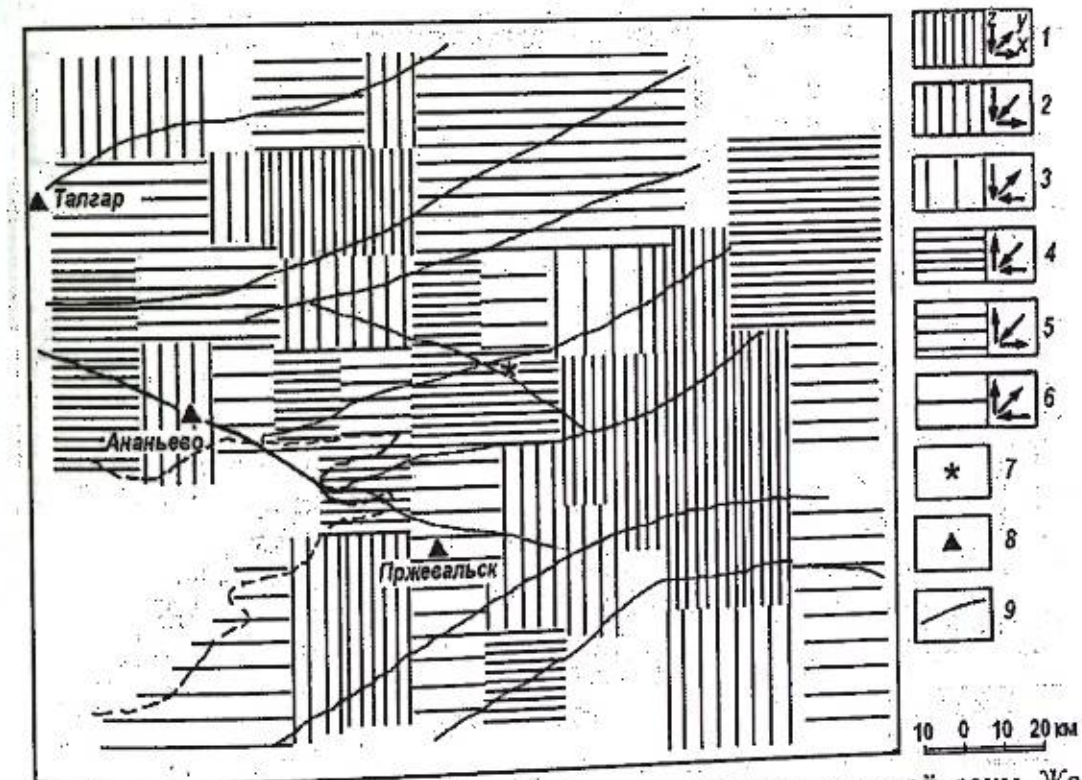


Рисунок 3 - Сеймотектоническая деформация земной коры очаговой зоны Жаланаш-Тюпского 24 марта 1978 г. за пять лет до его возникновения (24.03.1973-23.03.1978). 1-6 - знаки компонент тензора деформации: 1. $\varepsilon_{zz} < 0, \varepsilon_{yy} > 0, \varepsilon_{xx} > 0$; 2. $\varepsilon_{zz} < 0, \varepsilon_{yy} < 0, \varepsilon_{xx} > 0$; 3. $\varepsilon_{zz} < 0, \varepsilon_{yy} > 0, \varepsilon_{xx} < 0$; 4. $\varepsilon_{zz} > 0, \varepsilon_{yy} < 0, \varepsilon_{xx} < 0$; 5. $\varepsilon_{zz} > 0, \varepsilon_{yy} < 0, \varepsilon_{xx} > 0$; 6. $\varepsilon_{zz} > 0, \varepsilon_{yy} > 0, \varepsilon_{xx} < 0$; 7-эпицентр 24.03.1978 г.; 8-сейсмические станции; 9 - красные разломы [12]

Сеймотектоническая деформация земной коры очаговой зоны Чолпон-Атинского землетрясения имеет весьма сложный вид (рис.4). Наблюдается чередование областей, характеризующихся различным видом деформации. В западной и восточной частях преобладают области с деформацией вертикального укорочения и деформацией удлинения в

широтном и меридиональном направлениях ($\bar{\epsilon}_{zz} < 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} > 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$). К ним примыкают области с деформацией укорочения в вертикальном и меридиональном направлениях и деформацией удлинения в широтном ($\bar{\epsilon}_{zz} < 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} > 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$). В центральной и северной частях отмечаются значительные по величине области, характеризуемые деформацией удлинения в вертикальном и широтном направлениях и укорочения меридиональном ($\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$). Область, в красной части которой и произошло в дальнейшем Чолпон-Атинское землетрясение, характеризуется деформацией удлинения в вертикальном и укорочения в меридиональном и широтном направлениях ($\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} < 0$). Знаки компонент тензора деформации в очаге этого землетрясения характеризуются деформацией удлинения в вертикальном и широтном направлениях ($\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$) и укорочения меридиональном. Отметим, что деформация земной коры, произошедшая в результате сильного Чолпон-Атинского землетрясения, не совпадает с деформацией этой области в период его подготовки.

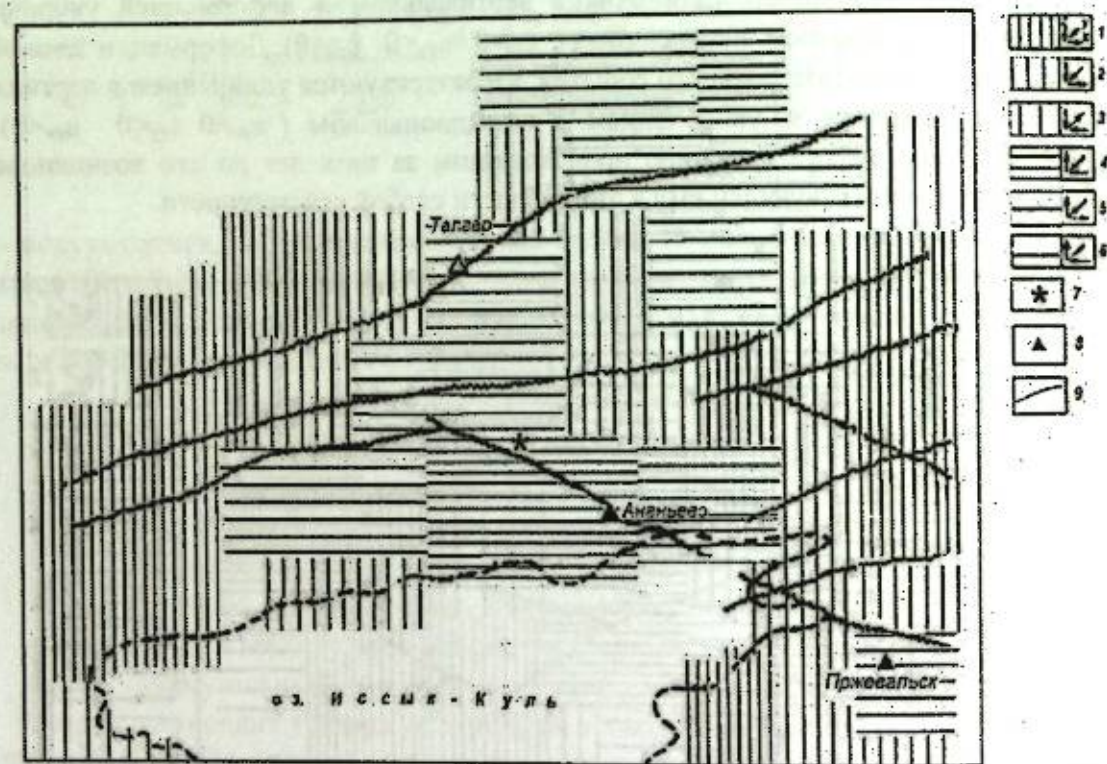


Рисунок 4 – Сейсмоструктурная деформация земной коры очаговой зоны Чолпон-Атинского 31 декабря 1982 г. за пять лет до его возникновения (1978-1982). 1-6 – знаки компонент тензора деформации: 1. $\bar{\epsilon}_{zz} < 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} > 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$; 2. $\bar{\epsilon}_{zz} < 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$; 3. $\bar{\epsilon}_{zz} < 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} > 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} < 0$; 4. $\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} < 0$; 5. $\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$; 6. $\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} > 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} < 0$; 7 – эпицентр 31.12.1982 г.; 8 – сейсмические станции; 9 – краевые разломы по [12].

Изучение деформационных процессов земной коры в период подготовки Байсорунского землетрясения (12.11.1990 г.) проведено по двум периодам времени: (а) - 01.01.1983 - 11.11.1986; (б) - 12.11.1986 - 11.11.1990 (рис. 5). В течение первого периода (рис. 5а) обращает на себя внимание преобладание областей, характеризуемых деформацией удлинения в вертикальном и широтном направлениях и деформацией укорочения в меридиональном ($\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$). Вокруг этих областей отмечаются участки, деформация которых характеризуется удлинением в вертикальном и укорочением в широтном и меридиональном направлениях ($\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} < 0$). В северной и южной частях на небольших по величине участках происходили деформации укорочения в вертикальном и удлинения в двух других направлениях ($\bar{\epsilon}_{zz} < 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} > 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$). В северо-восточной части отмечается участок с деформацией укорочения в вертикальном и меридиональном направлениях и деформацией

удлинения в широтном ($\bar{\epsilon}_{zz} < 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$). При сравнении с характером деформирования, происходящим за 1978-1982 гг (рис.4), оказалось, что деформация земной коры очаговой зоны претерпевает существенные изменения. Лишь на отдельных, незначительных по величине, участках деформация продолжалась в тех же направлениях, отмечаемых до сильного события. На рис.5 эти участки выделены точками. Далее рассмотрим сейсмоструктурную деформацию очаговой зоны, происходящей в следующий период времени (12.11.1986-11.11.1990) (рис.5б). При сравнении с предыдущим периодом времени в западной и восточной частях вид деформации сохраняется, т.е. деформация протекала в том же направлении. В центральной и юго-западной частях деформация претерпела существенные изменения и характеризуется деформацией укорочения в вертикальном и деформацией удлинения в меридиональном и широтном направлениях ($\bar{\epsilon}_{zz} < 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} > 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$). В области, где непосредственно в дальнейшем произойдет сильное Байсорунское землетрясение деформация характеризуется удлинением в вертикальном и широтном направлениях и укорочением в меридиональном ($\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$). Деформации земной коры, произошедшие в результате сильного события, характеризуются удлинением в вертикальном и укорочением в двух других направлениях ($\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} < 0$) и не соответствует деформации, наблюдаемой в этой области в течении четырех лет.

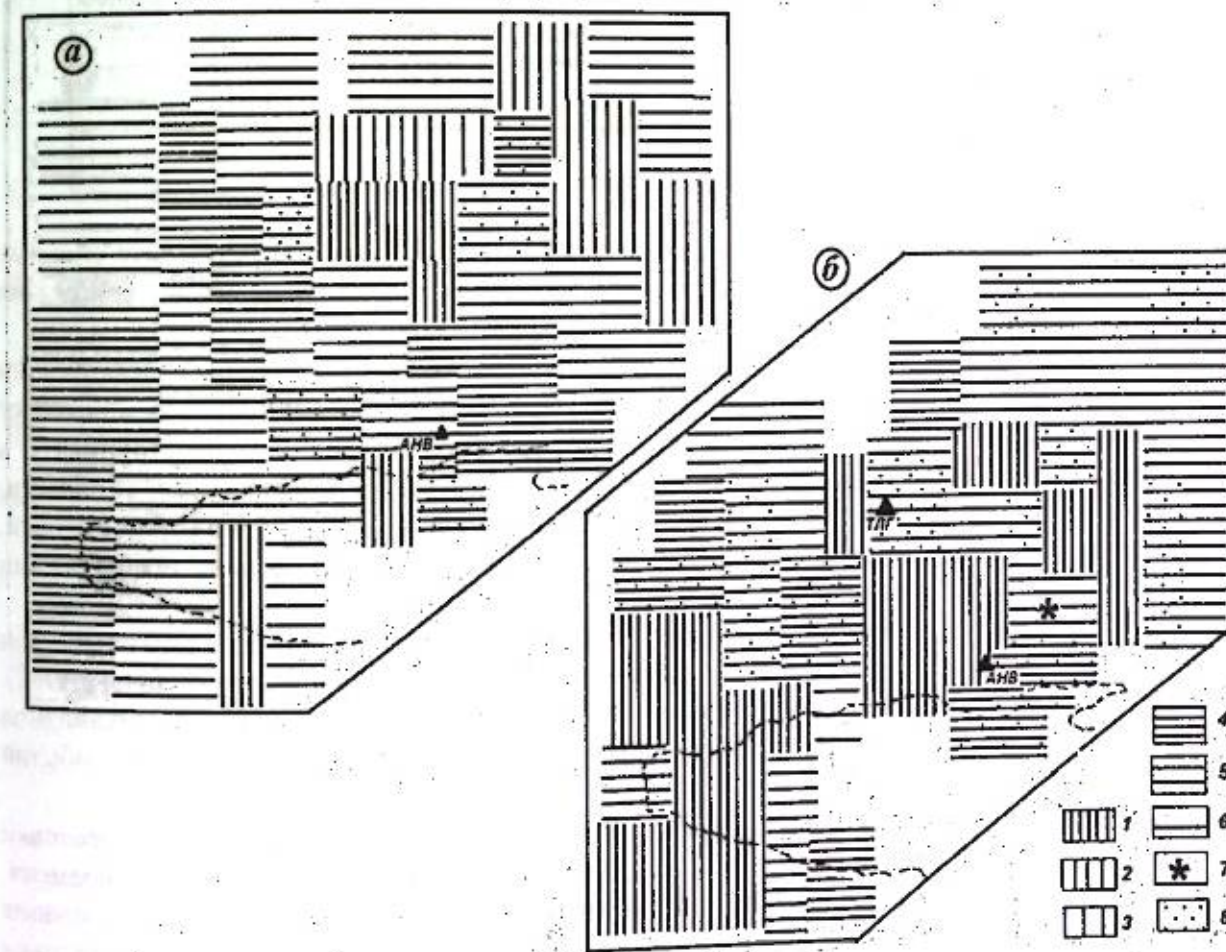


Рисунок 5 – Сейсмоструктурная деформация земной коры очаговой зоны Байсорунского землетрясения 12 ноября 1990 г. за периоды времени (а) - 01.01.1983 - 11.11.1986; (б) - 12.11.1986 - 11.11.1990. 1-6 – знаки компонент тензора деформации: 1. $\bar{\epsilon}_{zz} < 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} > 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$; 2. $\bar{\epsilon}_{zz} < 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$; 3. $\bar{\epsilon}_{zz} < 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} > 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} < 0$; 4. $\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} < 0$; 5. $\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} < 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} > 0$; 6. $\bar{\epsilon}_{zz} > 0$ $\bar{\epsilon}_{yy} > 0$ $\bar{\epsilon}_{xx} < 0$; 7 – эпицентр 12.11.1990 г.; 8 – области, на которых вид деформации не изменился

Представляет интерес сопоставление процессов сейсмотектонического деформирования очаговых областей в периоды подготовки и в результате сильного события для всех изученных очаговых зон сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня. Знаки шести компонент тензора деформации очаговых зон за период времени, предшествующий сильному событию, а также в очагах Жаланаш-Тюпского, Чолпон-Атинского, Байсоорунского землетрясений, приведены в таблице 1. Положительные значения (+) показывают относительное удлинение, отрицательные (-) - укорочение линейных размеров объемов осреднения в соответствующем направлении (ось X направлена по параллели на восток, ось Y - по меридиану на север, ось Z - вверх, в зенит).

Таблица. Знаки компонент тензора деформации очаговых зон за период времени, предшествующий сильному событию

Период времени • дата землетр.	Знаки компонент тензора деформации					
	ϵ_{zz}	ϵ_{yy}	ϵ_{xx}	ϵ_{xy}	ϵ_{yz}	ϵ_{zx}
1973-1978	+	-	-	-	+	+
• 24.03.1978	+	-	+	+	-	-
1978-1982	+	-	-	-	-	-
• 31.12.1982	+	-	+	+	-	-
1986-1990	+	-	+	+	-	-
• 12.11.1990	+	-	-	+	-	-

Как видно из таблицы, деформации, возникшие в земной коре в результате сильных землетрясений отличаются от деформаций, произошедших в области очага в периоды их подготовки (по совокупности всех произошедших землетрясений с $K > 6$). Обращает на себя внимание тот факт, что в вертикальном и меридиональном направлениях деформации стабильны, не претерпевают изменений. Наибольшей изменчивостью обладает компонента ϵ_{xx} , т.е. деформирование в широтном направлении наиболее неустойчиво и в очаге сильного землетрясения проявляется в противоположном направлении - области, испытывающие деформацию удлинения в широтном направлении в периоды подготовки, характеризуются деформацией укорочения в земной коре в результате сильного события или наоборот (укорочение сменяется удлинением).

Исследование сейсмотектонической деформации земной коры очаговых зон Жаланаш-Тюпского землетрясения (24.03.1978), Чолпон-Атинского (31.12.1982), Байсоорунского (12.11.1990) землетрясений, проведенное по совокупности механизмов очагов слабых землетрясений, произошедших в течение ряда лет до сильных событий показало, что:

- Сейсмотектоническая деформация земной коры очаговой зоны в процессе подготовки сильного землетрясения претерпевает перестройку как в пространстве, так и во времени. Совместное рассмотрение карт компонент тензора сейсмотектонического деформирования позволило воссоздать картину сложных деформаций земной коры в процессе подготовки сильных событий, выделить участки земной коры с однородным видом деформирования, выявить их пространственно-временные особенности.
- Сопоставление процесса сейсмотектонического деформирования земной коры в очаговых зонах сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня показало, что для всех сильных землетрясений отмечается несоответствие характера деформирования земной коры в результате сильных событий с деформированием, происходящим в очаговых зонах в периоды подготовки этих землетрясений. Наибольшей изменчивостью отличается деформирование в широтном направлении (компонента ϵ_{xx}). В вертикальном и

меридиональном направлениях (компоненты ϵ_{zz} , ϵ_{yy}) деформации не претерпевают изменений.

Литература

1. Вилькович Е.В., Прозоров Н.Г., Хадсон Д.А. О взаимосвязи землетрясений // Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976. С. 132-189.
2. Каталог механизмов очагов землетрясений Средней Азии и Казахстана за 1979-1983 гг. // Землетрясения Средней Азии и Казахстана, 1979, 1980, 1981, 1982, 1983 гг. Душанбе: Дониш. 1981. С. 155-197; 1982. С. 187-225; 1983. С. 217-254; 1984. С. 275-310; 1985. С. 259-306.
3. Каталог механизмов очагов землетрясений Кыргызстана // Отчеты группы МОЗ ОМСЭ ИС НАН КР за 1984-1990 гг. Фонды ИС НАН КР.
4. Каталог механизмов очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня // Каталог землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. Часть 1. 1975-1982. Алма-Ата: Наука. 1990. С. 159-190.
5. Каталог механизмов очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня // Каталог землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. Часть 2. 1983-1987. Алма-Ата: Наука. 1990. С. 174-227.
6. Власова А.А., Михайлова Н.Н., Садыкова А.Б. Исследование сейсмотектонической деформации на Северном Тянь-Шане // Результаты комплексных исследований в сейсмоактивных районах Казахстана. Алма-Ата: Наука. 1984. С. 11-17.
7. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука. 1965. С. 56-63.
8. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9-27.
9. Ризниченко Ю.В. Расчет скоростей деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С. 34-47.
10. Ризниченко Ю.В., Соболева О.В., Кучай О.А. и др. Сейсмотектоническая деформация земной коры юга Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 10. С. 90-104.
11. Соболева О.В., Бибарсова Д.Г., Вахидова З.М. Расчет параметров сейсмотектонической деформации // Рукопись деп. в ВИНТИ. 1981. № 5402-81. 34 с.
12. Чедия О.К. Кинематические типы активных разломов // Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня. М.: Наука. 1991. С. 65-75.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В КЫРГЫЗСТАНЕ: ЭТАПЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

Берёзина А. В., Абдрахматов К. Е., Першина Е. В.
annaberezina8@gmail.com

Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, г. Бишкек, Киргизия

В статье представлен обзор развития системы сейсмического мониторинга на территории Кыргызстана, анализ её работы.

Ключевые слова: сейсмичность, мониторинг, землетрясение, сейсмическая станция, сеть, магнитуда, энергетический класс.

Высокий уровень сейсмичности территории Центральной Азии обусловлен крайне сложным геологическим строением Тянь-Шаня и Памира и высокой активностью тектонических процессов. Только за последние менее чем 150 лет здесь произошли сильнейшие на континентальной части Земли землетрясения с магнитудой, превышающей 8, а именно: Чиликское землетрясение 1889 г. с магнитудой $M_s=8.3$, Красноводское землетрясение 1895 г. с $M_s=8.5$, Кашгарское землетрясение 1902 г. с $M_s=8.2$, Кеминское землетрясение 1911 г. с $M_s=8.2$, а также ряд событий с меньшей магнитудой, при которых наблюдались сильные разрушения и многочисленные жертвы, как, например, Верненское землетрясение с $M_s=7.2$ в 1887 г., Ашхабадское землетрясение в 1948 г. с $M_s=7.3$, Суусамырское землетрясение в 1992 г. с $M_s=7.3$ и многие другие (рисунок 1) [1]. Поэтому сейсмический мониторинг был и остаётся одной из самых актуальных задач региона, имеющей как научное, так и прикладное значение. Полученные при этом корректные исходные данные и их научный анализ являются основой для оценки сейсмической опасности исследуемой территории и, как следствие, планирования соответствующих превентивных мер, тем более что очаговые зоны сильных, разрушительных землетрясений проходят через наиболее густонаселённые районы.



Рисунок 1 – Карта эпицентров сильнейших землетрясений Центральной Азии с $M \geq 7.0$

Непосредственно мониторинг землетрясений на территории Центральной Азии, в том числе и Кыргызстана, начался с конца XIX века. В 1893 году был опубликован первый каталог землетрясений Российской империи, авторами которого явились И. В. Мушкетов и А. Орлов [Мушкетов, Орлов, 1883]. В нём нашли отражения и первые систематизированные данные

по землетрясениям Средней Азии. В начале XX века происходит переход от описательной сейсмологии к количественной, основанной на инструментальной регистрации сейсмических событий.

Так первая сейсмическая станция в Кыргызстане была установлена в сентябре 1927 г. в столице Республики, г. Фрунзе (ныне г. Бишкек) и далее, в зависимости от задач, были установлены еще несколько аналоговых сейсмических станций, таких как «Пржевальск», «Нарын» и «Рыбачье», как пункты наблюдения ЕССН СССР (Единая Система Сейсмических Наблюдений СССР). Однако планомерное расширение сети сейсмических наблюдений было начато только в конце 1960-х годов, и к середине 1980-х её плотность достигла своего максимума – было установлено 34 аналоговых станций (рисунок 2), укомплектованных стандартной аппаратурой Кириоса СКМ-3 и СКД.

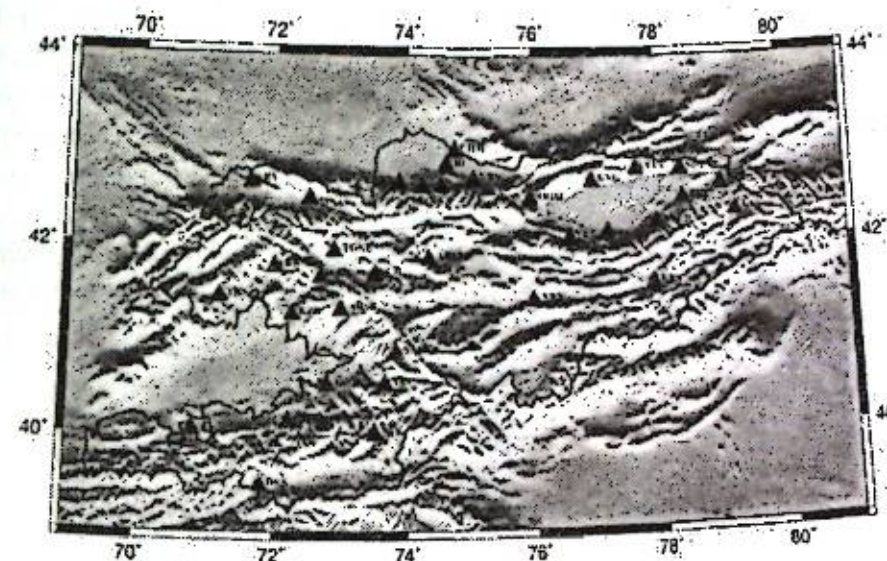


Рисунок 2 – Карта расположения сети аналоговых станций Кыргызстана

С распадом СССР из-за материальных трудностей количество станций стало сокращаться, к тому же вместе с перестройкой возникла объективная необходимость модернизации всей национальной сети наблюдений. Так, если к 90-м годам Национальная система мониторинга Кыргызстана была оснащена исключительно аналоговой аппаратурой, то в развитых странах уже в 70-е годы прошлого столетия проводятся испытания сенсоров нового поколения с цифровой формой регистрации, и к концу 70-х годов создаётся первая мировая сеть цифровых станций, GSN. Одна из станций этой сети, по заключённому соглашению с Кыргызстаном, в 1990 году была установлена в штольне геофизической обсерватории «Ала-Арча» Института сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики (ИС НАН КР), расположенной на северном склоне Кыргызского хребта в ущелье Ала-Арча, на высоте 1700 м над уровнем моря и 30 км от г. Бишкек. Эта первая цифровая сейсмическая станция на территории Кыргызстана, которая была включена в Международную систему мониторинга Организации Договора о Всеобъемлющем Запрещении Ядерных Испытаний (IMS СТВО) как вспомогательная трёхкомпонентная (3-С) сейсмическая станция AS060. Станция оборудована сенсором STS-2 и дигитайзером Quanterra, а также акселерометром EpiSensor ES-T.

В 1991 году на территории Чуйской впадины и её горного обрамления (так называемый Бишкекский прогностический полигон) были установлены десять цифровых станций с телеметрической системой передачи данных в режиме реального времени в центры сбора и обработки данных в г. Бишкек (Кыргызстан) и г. Сан-Диего (Калифорния, США). Данная сеть оборудована сенсорами STS-2 и RefTek дигитайзерами. Эта первая сеть

цифровых станций на территории Кыргызстана известна мировому сейсмологическому сообществу как KNET (Kyrgyzstan Telemetered Network). Уровень качества данных сети KNET составляет не менее 98%. Эффективное функционирование сети KNET обеспечивают специалисты Научной станции РАН [2].

К 2000 годам значительная часть сейсмических станций ИС НАН КР перестала функционировать из-за износа аналогового оборудования, поэтому проблема модернизации системы мониторинга Кыргызстана стала крайне актуальной. В 2007 году, в рамках сотрудничества Организации Договора о Всеобъемлющем Запрещении Ядерных Испытаний (ОДВЗЯИ (СТВТО)), Сейсмологическая Служба Норвегии, NOR SAR, при поддержке Министерства Иностранных Дел Норвегии предоставила Институту сейсмологии НАН КР 10 цифровых широкополосных станций, большая часть которых была установлена в южной части Кыргызстана, характеризующейся повышенной сейсмической активностью. В 2009 г. новая сеть станций была зарегистрирована в Международной Федерации Цифровых Сейсмографических Сетей (FDSN) как KRNET (Kyrgyz Republic Digital Network). На данный момент сеть KRNET состоит из 17 цифровых широкополосных сейсмических станций (рисунок 3), оборудованных Guralp 3ESP сенсорами и DM24 дигитайзерами, из которых данные 15 станций в реальном времени передаются в IRIS/DMC (www.iris.edu) [3]. Шесть из этих станций (TRKS, MNAS, SFK, PRZ, FRU1, NRN) оборудованы приборами сильных движений Guralp CMG-5TC. Уровень доступности данных сети KRNET в среднем составляет 91%. Что касается качества передачи данных, то в связи с тем, что в данных целях, в виду финансовых возможностей ИС НАН КР, используется GPRS-интернет, то качество передачи данных сети KRNET недостаточно стабильно.

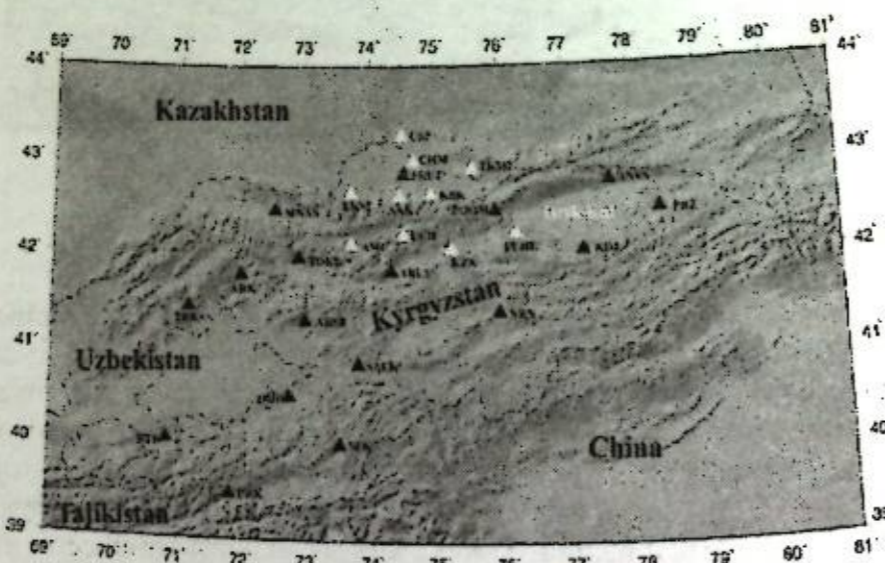


Рисунок 3 – Карта расположения сети мониторинга Кыргызстана. Белыми треугольниками обозначены станции сети KNET (ИС РАН); чёрными – станции сети KRNET (ИС НАН КР)

При проведении анализа сейсмичности исследуемой территории необходимо учитывать уровень чувствительности, а значит и эффективности сети сейсмического мониторинга. В частности следует отметить, что переход на цифровую форму регистрации повлиял на оценку представительного класса. Здесь следует уточнить, что информация о землетрясениях Тянь-Шаня в пределах территории Кыргызстана и сопредельных государств имеет различные отрезки времени представительности по своей энергетической оценке (энергетический класс (K) и магнитуда (M)). Согласно макросейсмическим исследованиям, данные о сильнейших землетрясениях с $K=16.0\div 18.0$ ($M=6.5\div 8.0$) являются представительными за последние 200-300 лет, хотя упоминания об отдельных разрушительных событиях имеются с 500 г. н. э. Более слабые события с $K=14.0\div 15.0$

($M=5.5\div 6.0$) регистрируются без пропуска последние 130 лет. Переход к инструментальным методам наблюдений значительно увеличил базу данных о более слабых событиях. Так, с 1929 года представительными считаются события с энергетическим классом $K=11.0\div 12.0$ ($M=3.9\div 4.5$) (рисунок 4 (а)), с 1955 г. – с $K=10.0$ ($M=3.3$) (рисунок 4 (б)), с 1970 г. – с $K=9.0$ ($M=2.8$) (рисунок 4 (в)), с 1990 г. – с $K=8.0$ ($M=2.5$) (рисунок 4 (г)), с 2008 г. (полный переход на цифровую регистрацию) – $K=6.0$ (рисунок 4 (д, е)). Графики повторяемости, приведённые на рисунке 4, подтверждают вышеупомянутые выводы, т.е. в настоящее время $K=6.0$ ($M=1.0$) является представительным классом.

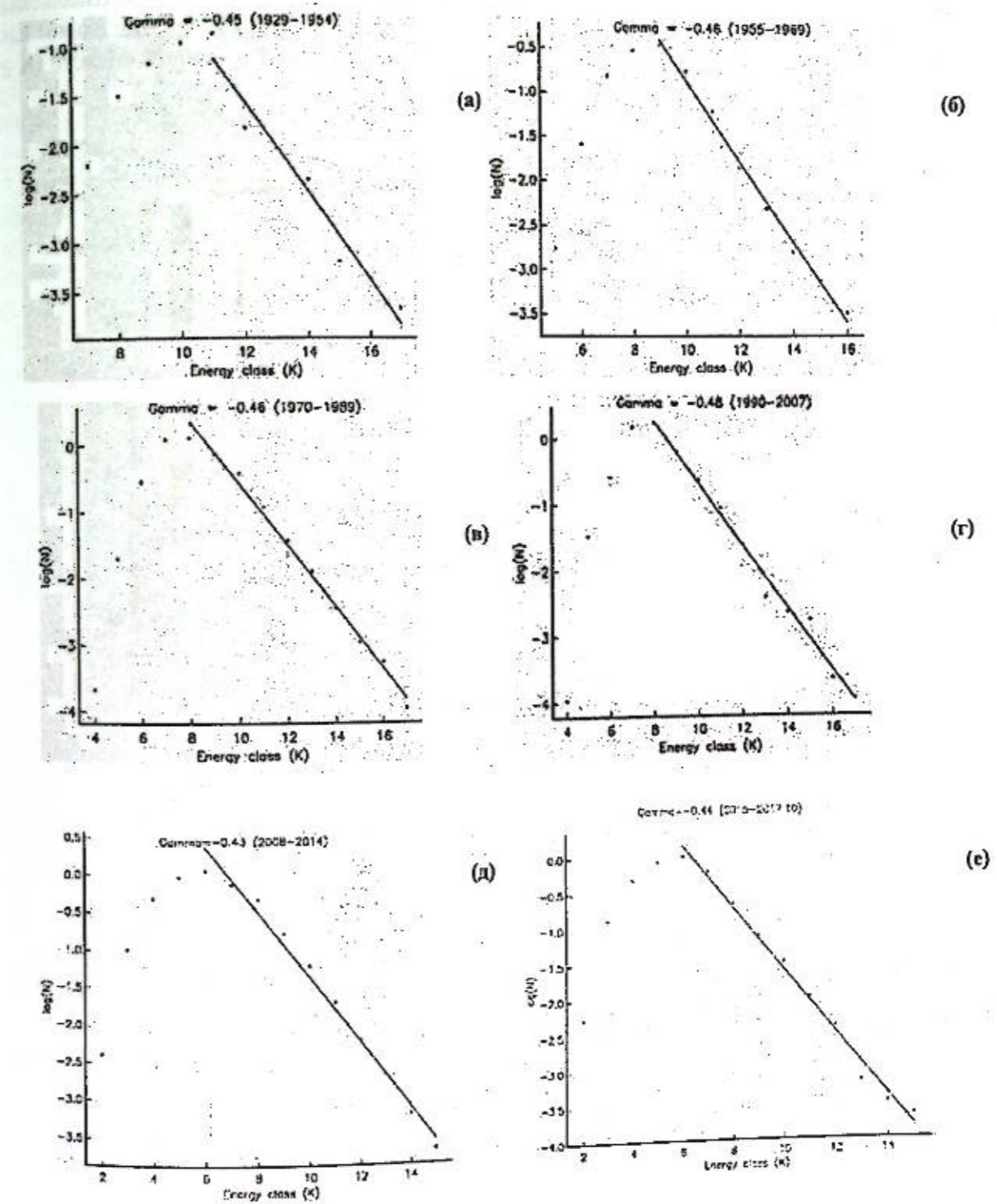


Рисунок 4 - Графики повторяемости землетрясений с 1929 по 2017 гг., построенные на основе Аналитического каталога ИС НАН КР

Кроме того, эти расчёты подтверждают и построенные в соответствии с вышеуказанными периодами переснащения сети мониторинга Кыргызстана карты распределения K_{min} сейсмических событий (рисунок 5 (а-д)). Эти карты также свидетельствуют об уровне чувствительности сети мониторинга [4]. Так, если в начале инструментальных наблюдений территории Кыргызстана (1924-1954 гг.) регистрировались отдельные события с $K \geq 10.0$, то при полном переходе на цифровую форму регистрации (2008-2017 гг.) без пропуска регистрируются все сейсмические события с $K \geq 6.0$, произошедшие по всей территории Кыргызстана, а по территории Бишкекского прогностического полигона – с $K \geq 4.0$. Проблемной, по-прежнему, остаётся Кок-Шаальская зона, где наблюдается острая нехватка сейсмических станций, что в свою очередь влияет как на качество мониторинга, так и на уровень представительного класса в данной области ($K \geq 8.0$).

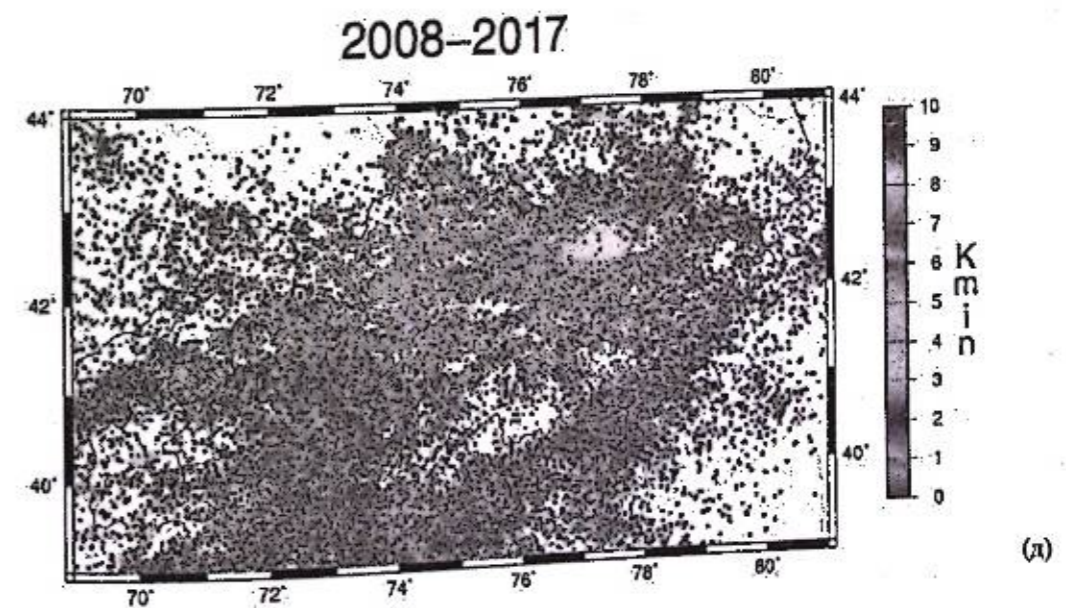
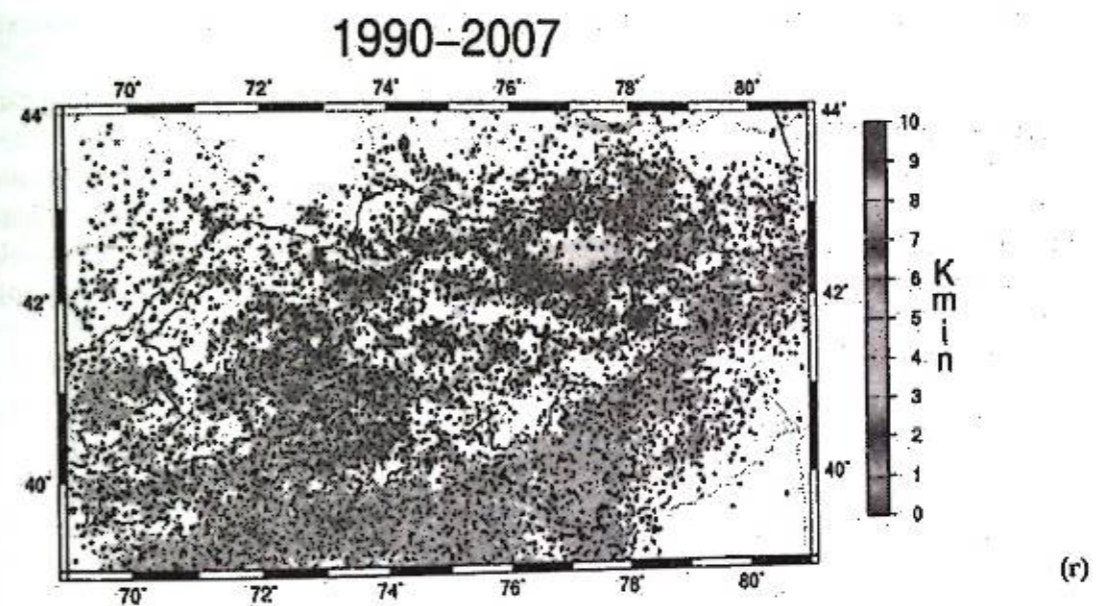
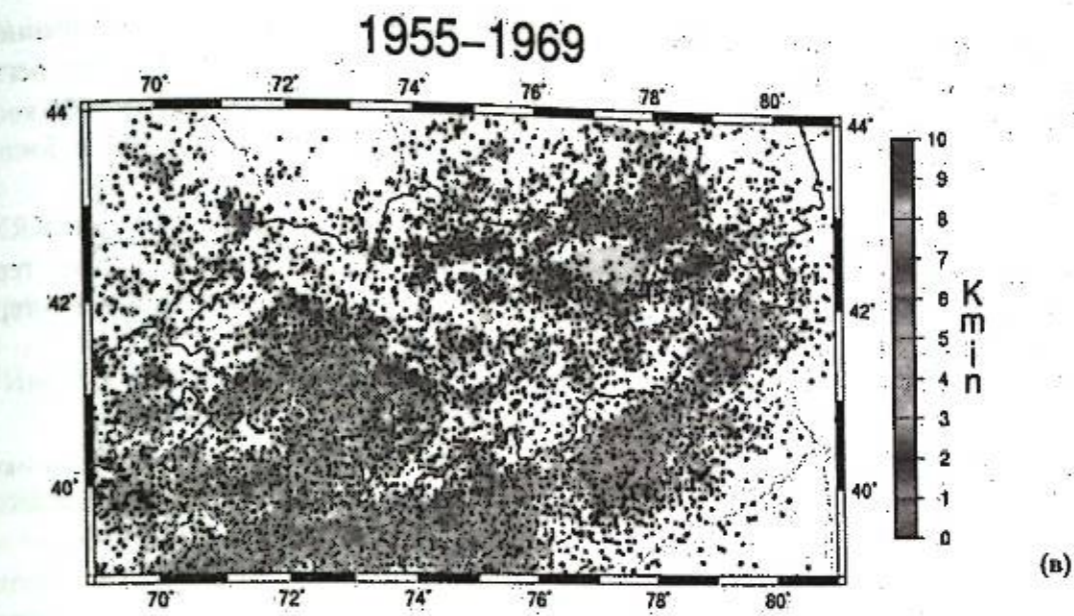
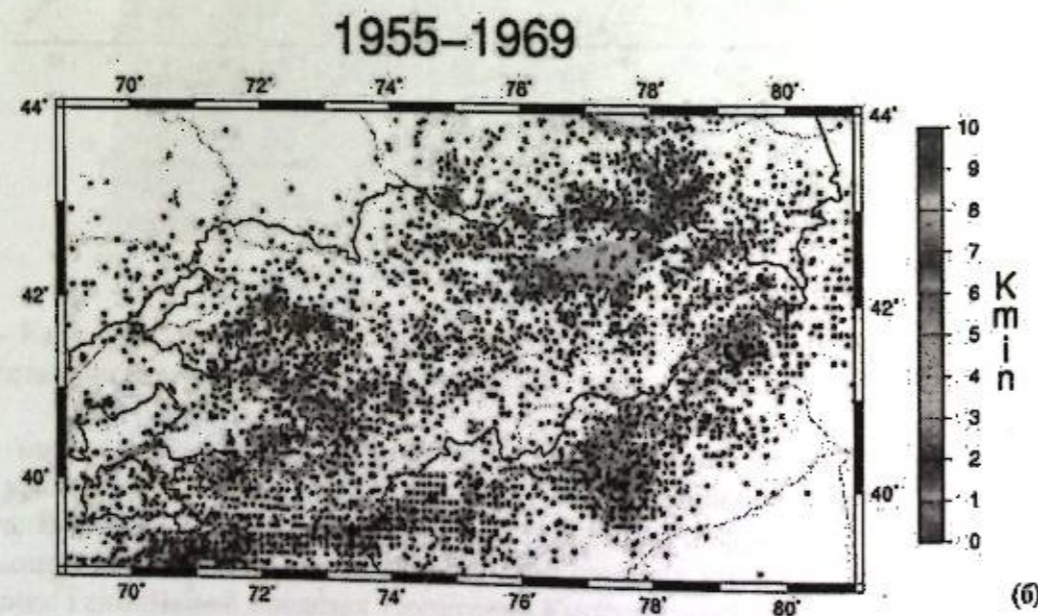


Рисунок 5 – Карты распределения K_{min} для землетрясений с 1929 по 2017 гг., построенные на основе Аналитического каталога ИС НАН КР [$K_{min} \rightarrow \nabla [0.5^\circ \times 0.5^\circ]$]

Из вышеприведенного рисунка видно, что модернизация и повышение уровня чувствительности сети значительно расширило рамки мониторинга за счет регистрации слабых сейсмических событий, начиная с $K \geq 2.0$ ($M \geq 0.2$), особенно за счет кооперации возможностей сетей KNET (ИС РАН) и KRNET (ИС НАН КР) в районе Бишкекского полигона.

Таким образом, следует отметить, что кооперация возможностей сетей KRNET (ИС НАН КР) и KNET (ИС РАН) обеспечила достаточно хорошее покрытие территории Кыргызстана, а также позволило значительно расширить рамки мониторинга его территории и улучшить точность локализации сейсмических событий.

Литература

1. Джанузаков К.Дж., Омуралиев М., Омуралиева А., Ильясов Б.И., Гребенникова В.В. Сильные землетрясения Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии). Бишкек: Илим. 2003. 215 с.
2. Березина А.В., Брагин В.Д., Никитенко Т.В., Першина Е.В., Рыбин А.К., Мозолева Е.Л. Мониторинг текущей сейсмической активности территории Бишкекского геодинамического полигона: новые данные // Наука и новые технологии. Бишкек. 2012. № 9. С. 54-61.
3. Абдрахматов К.Е., Березина А.В. Развитие сейсмического мониторинга в Кыргызстане // Вестник НЯЦ РК. 2010. Вып. 3. С. 17-22.
4. Рябенко П.В., Михайлова Н.Н. Эффективность сейсмических станций в мониторинге землетрясений территории Центральной Азии // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI Международной сейсмологической школы, г. Чолпон-Ата, 12-16 сентября 2016 г. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2016. С. 275-280.

НЕКОТОРЫЙ ОПЫТ СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ТОКТОГУЛЬСКОЙ ГЭС

Довгань В.И.¹, Фролова А.Г.²

dovgan@krsu.edu.kg, shfrolova@mail.ru

¹Межотраслевой научно-исследовательский центр мониторинга высотных плотин при КРСУ, г. Бишкек, Киргизия

²Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, г. Бишкек, Киргизия

Дан краткий обзор научных исследований, проводимых на Токтогульской ГЭС. Описана современная система сейсмометрических наблюдений на плотине.

Ключевые слова: Токтогульская ГЭС, сейсмометрические наблюдения.

Токтогульская ГЭС, самая мощная из действующих гидросооружений в Кыргызстане, имеет бетонную гравитационную плотину высотой 215 метров и водохранилище объемом 19.5 млрд. куб. метров. Плотина находится на высоте 900 м в глубоком каньоне с высоким уровнем естественных тектонических напряжений. Гидросооружению более 50 лет и располагается оно в зоне возможных очагов землетрясений с магнитудой $M \geq 7.5$ [1].

Мониторинг Токтогульской ГЭС осуществляется сейсмометрической системой наблюдений, установленной на плотине в 2005 г. [2]. Расположение пунктов наблюдений выбрано с учетом строения гидроузла: семь пунктов находятся на трех уровнях и в разных блоках плотины, два - в бортах и один (опорный) - на расстоянии 736 м от сооружения - в скале (рис. 1).



Рисунок 1 – Система сейсмомониторинга плотины Токтогульской ГЭС

Каждый пункт оборудован тремя сейсмометрами СМ-3, цифровым контроллером и линией связи с компьютером. Контроль состояния аппаратуры на плотине, анализ данных и решение методических задач выполняется в научно-исследовательском центре мониторинга высотных плотин (МНИЦ «Плотина») при Киргизско-Российском Славянском Университете (г. Бишкек). Связь центра с плотиной осуществляется через Интернет.

Система сейсмомониторинга работает круглосуточно и выполняет следующие задачи:

1. Фиксация техногенных событий и землетрясений.
2. Накопление почасовых спектров микросейсм.
3. Определение воздействия землетрясения на тело плотины во время события и остаточных явлений после события.
4. Анализ временных изменений в теле плотины.
5. Определение направления подхода сейсмических волн и эпицентра землетрясения.
6. Наблюдение за региональной сейсмичностью в районе Токтогульской ГЭС.

Анализ данных выполняется с помощью разработанного в центре специального пакета программ.

Землетрясения. С начала запуска системы зарегистрировано около 500 землетрясений, из них 73 - в пределах первых 20-и км от плотины (рис.2). В ближней зоне (до 180 км) энергетический класс землетрясений не превышал 13-й. Более сильные землетрясения произошли на удаленных от плотины расстояниях и не представляли для неё серьёзной угрозы. В непосредственной близости от плотины имеется очаговая зона землетрясений. В ней зафиксировано 10 землетрясений. Самое сильное имело интенсивность 2.5 балла (MSK-64) и 7 класс. Ещё одна очаговая зона находится у поселка энергетиков г. Кара-Куль.

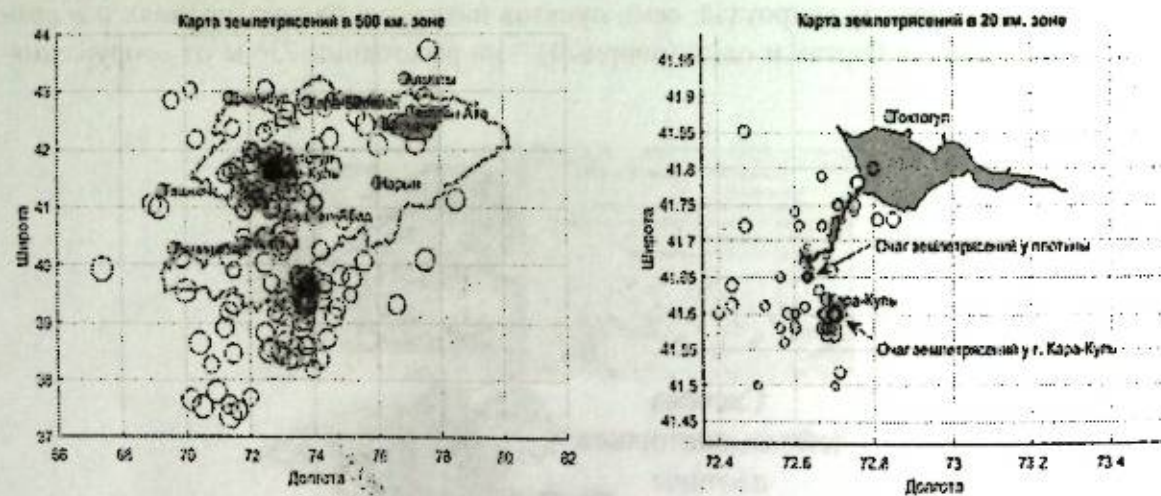


Рисунок 2 – Карта землетрясений зарегистрированных системой сейсмомониторинга Токтогульской ГЭС

Анализ записей показал, что величина сейсмических воздействий на гидроузел зависит от особенностей землетрясений: энергетического класса, эпицентрального расстояния, спектрального состава и т.д. Ближние высокочастотные землетрясения воздействуют на отдельные блоки плотины, усиливая колебания в трёх верхних точках на высоте 880 м до 1.5 – 2-х баллов с максимумом во второй центральной. Для точек второго уровня – пятой, шестой и седьмой (высота 825м) при значительном рассеянии данных приращение балльности относительно опорной десятой ниже, чем для трех верхних. Максимальное приращение интенсивности (до 0.5 – 0.8 балла) наблюдается для шестой точки в центре плотины. Для четвертой и восьмой точек в бортах плотины и для девятой точки в ее основании воздействие большей части высокочастотных местных и близких (до 150 км) землетрясений ниже или приближается к воздействию на опорную точку. Для более

удаленных землетрясений заметно небольшое (на десятые доли балла) увеличение интенсивности в бортах по сравнению с десятой точкой. Удаленные низкочастотные события воздействуют на плотину в целом и изменение интенсивности колебаний в зависимости от положения точки наблюдений происходит незначительно.

Максимальным воздействиям за этот период плотина подвергалась во время двух самых сильных местных толчков 30 июля и 13 августа 2006 г. (рис. 3) с энергетическими классами $K=11.6$.

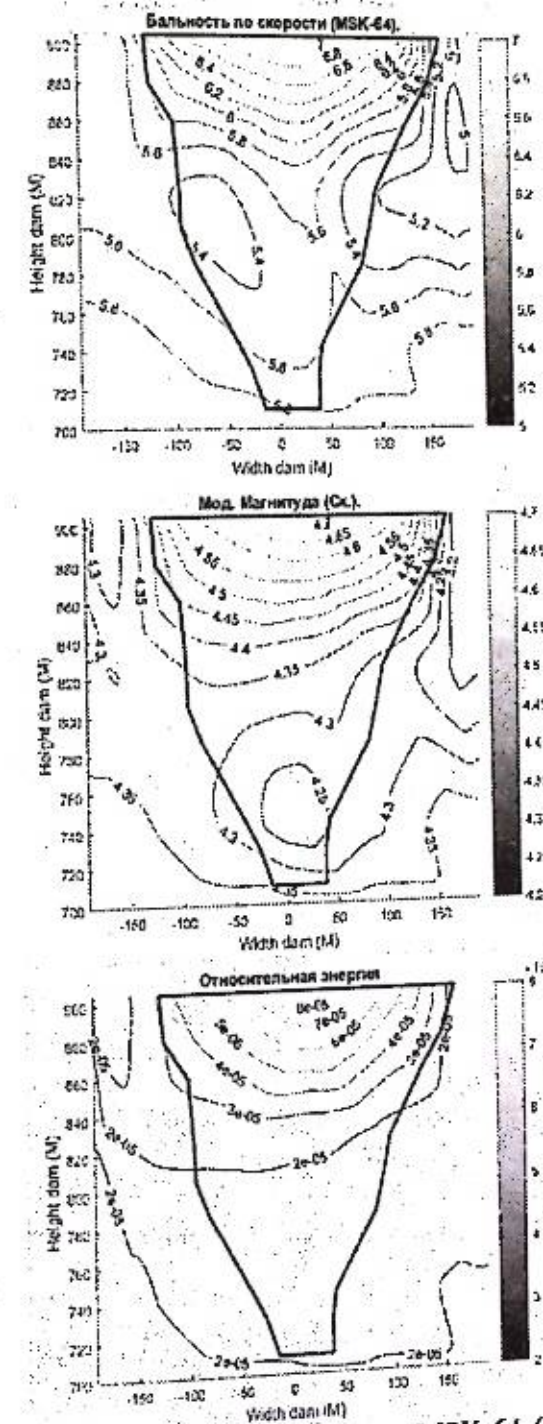


Рисунок 3 – Интенсивность землетрясения в баллах MSK-64 (слева вверху), спектральной магнитуде (справа вверху) и относительной энергии (внизу). Чёрной линией отмечен контур плотины, а цифрами отмечены точки наблюдения

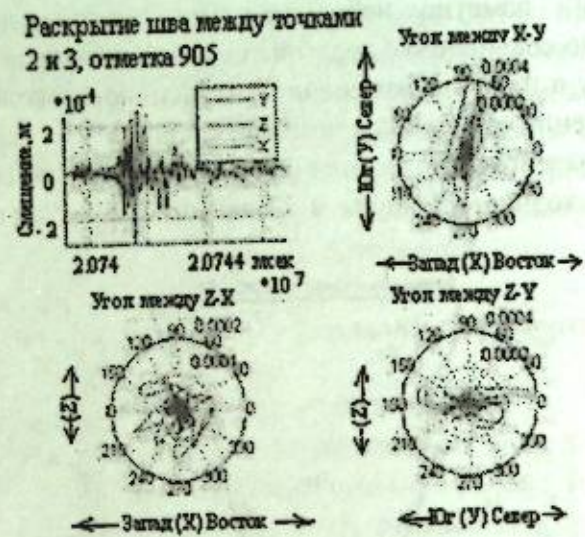


Рисунок 3 – Раскрытие шва между точками 2 и 3 и проекция движения шва на три плоскости

Для сильных землетрясений анализируются раскрытие швов плотины, проскальзывание основания плотины, относительные колебания бортов.

На рисунке 4 показано раскрытие шва между блоками, в которых расположены точки 2 – 3, и проекции движения шва на три плоскости при местном землетрясении 30 июля 2006г. ($K=11.5$).

Анализ спектрального состава землетрясения и реакции на него плотины говорит о частотной зависимости этой реакции.

На рисунке 5 даны спектры далёких и близких землетрясений. Спектры далёких землетрясений лежат ниже собственных частот плотины, а спектры близких землетрясений захватывают их. В связи с чем, близкие землетрясения, даже небольшой интенсивности, сильнее оказывают на плотину воздействие. На резонансной частоте амплитуда возрастает в 6 раз.

Анализ микросейсм до землетрясения и после, позволяет определить остаточные явления в плотине от землетрясения. Если уровень и спектральный состав в различных точках плотины пришли в норму, то в плотине нет разрушений.

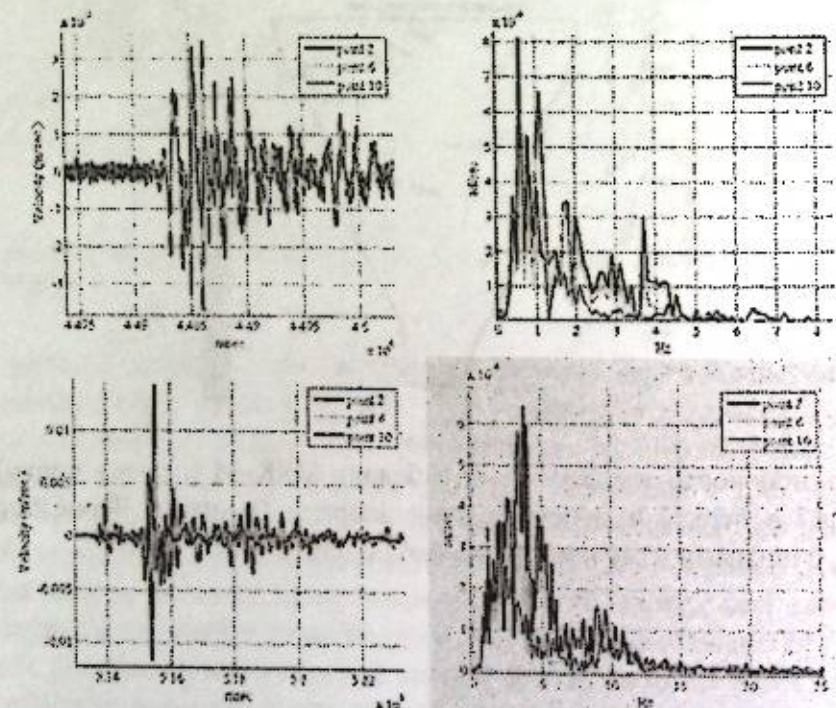


Рисунок 4 – Спектры далёких (верхний график) и близких землетрясений (нижний график)

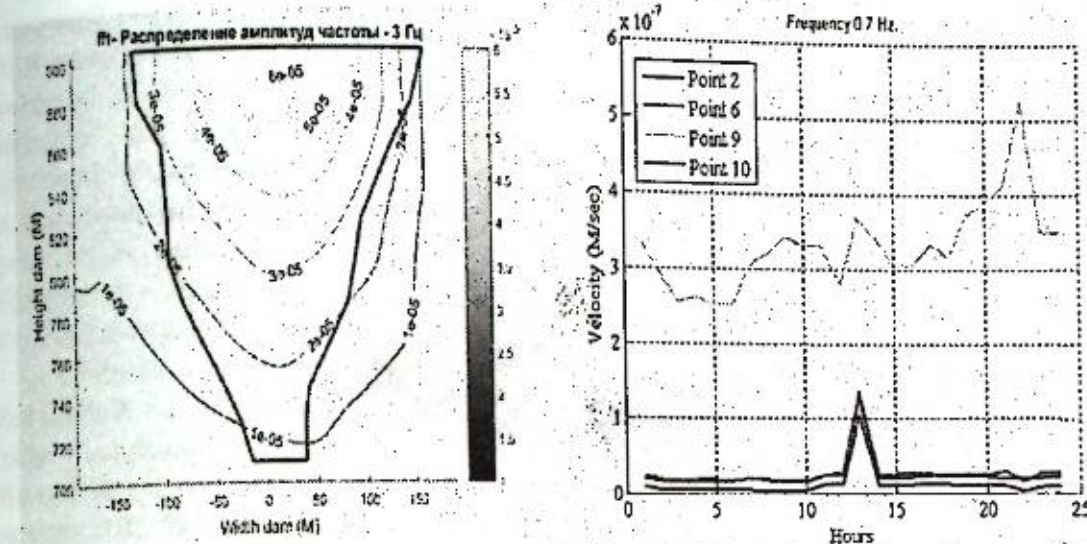


Рисунок 5 – Распределение амплитуд колебаний на собственной частоте плотины 3 герца (слева), и изменение микросейсм на частоте 0.7 герца в период до землетрясения и после него (справа)

Шумы плотины. В промежутке времени между землетрясениями и пусками гидроагрегатов регистрируются микросейсмы и шумы плотины, которые накапливаются в виде усреднённых и максимальных почасовых спектров. В усреднённых почасовых спектрах шума особенно чётко выделяются частоты, связанные с работой гидроагрегатов: 2.8 Гц – частота вращения турбины и 44.6 Гц – лопастная частота, а также их гармоники (рис. 7, слева). Колебания амплитуд на этих частотах совпадают с колебаниями мощности, вырабатываемой ГЭС. В диапазоне частот 1-30 Гц происходят колебания опорных конструкций. Амплитуды шума возрастают с высотой: на частоте 2.8 Гц – с максимумом во второй точке, на частоте 44.6 – с максимумом в шестой и верхних – первой и второй точках. Такое поведение обусловлено конструкцией плотины: в центре расположены водоводы, по которым вибрации передаются на гребень и усиливаются самой плотиной. Сами гидроагрегаты расположены вблизи девятой точки наблюдений.

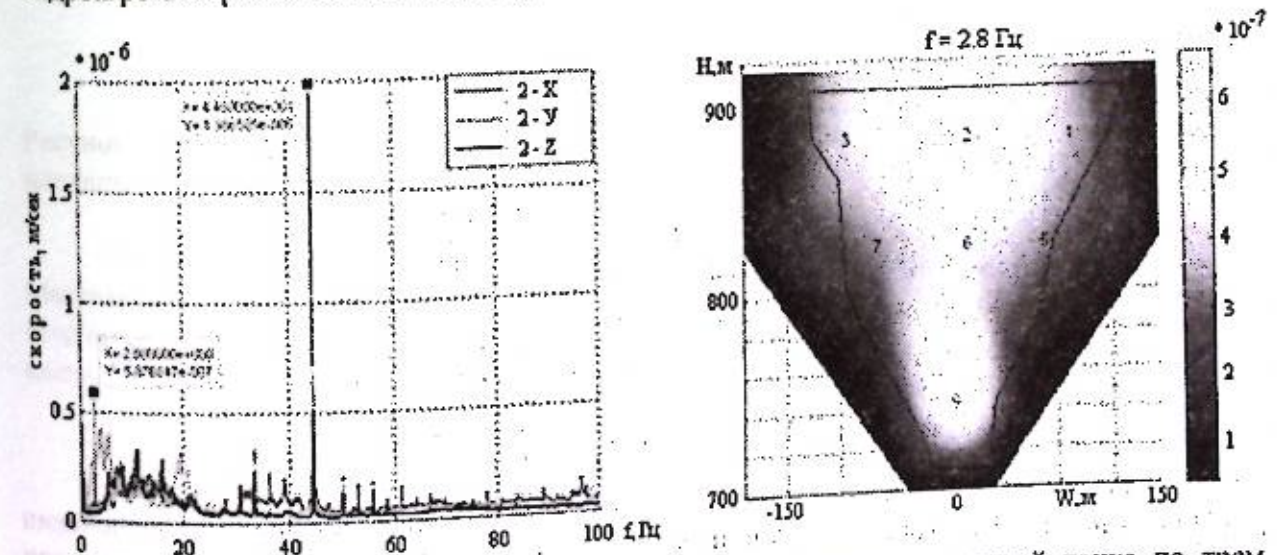


Рисунок 6 – Усреднённые за 1 час спектры по записи шума во второй точке: по трем составляющим (слева); распределение колебаний по телу плотины на частоте 2.8 Гц – частоте вращения гидроагрегатов (справа)

13.08.2006, 12 час.08 мин, точка 6 (С-Ю)

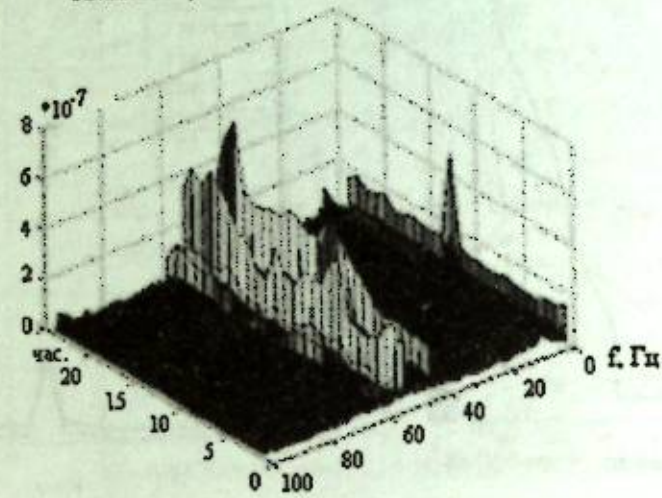


Рисунок 7 – Почасовые усредненные спектры за сутки 13-08-2006г

Частота 2.8 Гц всегда присутствует в спектре землетрясений и опасна как для плотины, так и для гидроагрегатов. Большой амплитудой выделяется частота 0.1 Гц (более низкие частоты находятся за пределами диапазона регистрации). Это одна из собственных частот колебаний плотины. Колебания с такой частотой воздействуют на сооружение в целом. Кроме усредненных почасовых спектров сохраняется информация о максимальных почасовых спектрах. Особенностью этих спектров является то, что они содержат максимальные амплитуды колебаний, которые возникали хотя бы один раз в течение часа.

Почасовые спектры позволяют оценить остаточные явления в теле плотины после землетрясений. В случае местных достаточно сильных толчков в течение часа наблюдается возмущение спектрального фона плотины. На рисунке 8 представлен график изменения спектров шума перед землетрясением 13 августа 2006 г ($K=11.7$, $R=7$ км) и после него.

Сразу после землетрясения в течение часа наблюдалось увеличение амплитуд на частотах 0.1-0.9 Гц, далее всё нормализовалось.

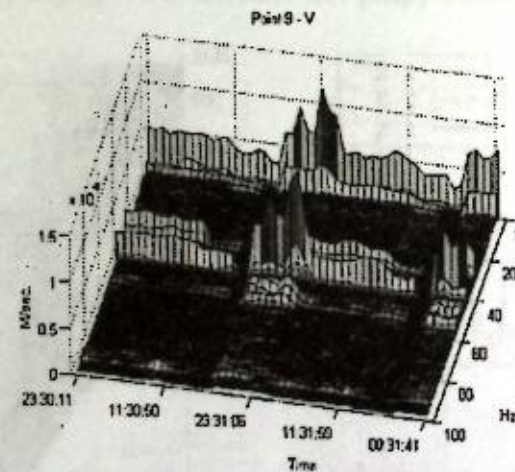


Рисунок 8 – На почасовых спектрах (слева) отмечается увеличение вибраций при включении второго агрегата. Что говорит о его неисправности. Справа дан график вибраций при испытании второго агрегата на различных нагрузках после ремонта

Спектры шума были использованы для анализа причин аварии гидроагрегата 8 декабря 2009 г.

Спектральный анализ использовался для проведения испытаний второго и четвертого гидроагрегатов при различных нагрузках после ремонта. Цель этих испытаний – определение оптимальной работы гидроагрегатов для уменьшения негативных воздействий

на плотину связанных с ними вибраций. Используемый материал – записи максимальных и усредненных спектров колебаний второго гидроагрегата. Сравнение работы второго и четвертого агрегатов позволило определить оптимальный уровень нагрузки 180-250 МВт. Вибрации четвертого агрегата выше второго на мощностях 150 и 300 МВт и почти совпадают в диапазоне 180-250 МВт. Но на отдельных частотах второй агрегат имеет повышенную вибрацию относительно четвертого агрегата. Сравнение максимальных и усредненных спектров четвертого и второго агрегата показало, что у четвертого агрегата наблюдается повышенная вибрация на частоте вращения генератора 2.8 Гц и его гармониках (44.6 Гц), которые вносят основной вклад в общие вибрации гидроагрегата.

События, не связанные с землетрясениями и пусками гидроагрегатов. Система наблюдений на Токтогульской ГЭС фиксирует случайные события, которые имеют форму резких импульсов в виде тресков длительностью в пределах 0.5-1.0 секунды. Записи таких событий похожи друг на друга и отличаются, в основном, только величиной интенсивности (рисунок 10). В основном, это небольшие одиночные импульсы, иногда – групповые (3-6 событий, разделенных небольшими временными промежутками). Максимальное количество таких событий, около 100, было зарегистрировано 3 мая 2010 г, с 14 час. 28 мин. по 16 час. 54 мин. по местному времени. По заявлению сотрудников гидроузла в этот день никаких аномальных ситуаций не происходило.

На рисунке 10 показаны спектрограмма и записи самого сильного из этих событий в верхних точках наблюдений.

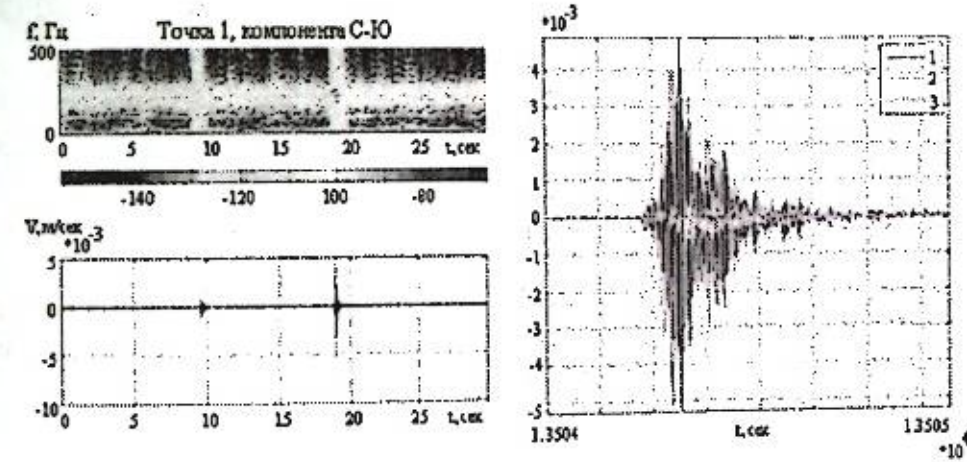


Рисунок 9 – Спектрограмма и записи события 3 мая в 15 час.45 мин в трех верхних точках плотины

Событие (второе на спектрограмме) проявилось вплоть до высоких частот. Максимальные колебания наблюдались в первой точке на составляющей С-Ю – вдоль течения. Спектры этого события по записям в трех верхних точках показаны на рисунке 10, слева.

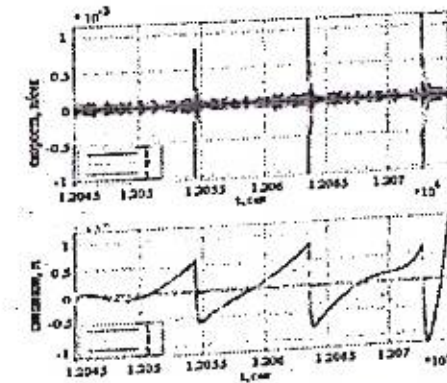


Рисунок 10 – Записи событий 3 мая 2010 г в 15 час. 21 мин. в трех верхних точках плотины: вверху – в терминах скоростей, внизу – в терминах смещений

Локальные высокочастотные колебания в районе первой точки достигали 5-балльной интенсивности (рис. 12, справа). Колебания происходили, в основном, в направлении С-Ю – вдоль течения.

Максимальные относительные смещения наблюдались между блоками, в которых расположены первая и вторая точки и они имели отрицательные значения, т.е. один блок опускался относительно второго. Величины этих смещений, а также проекции смещений на три плоскости показаны на рисунке 13.

Такая картина распределения смещений сохранялась для всех событий за небольшим исключением. Для данного события максимальные смещения первой точки относительно второй по составляющей вдоль течения составили порядка 22 микрон. Это событие – наиболее сильное из всех произошедших. Были записаны еще четыре события, по уровню воздействия близкие описанному выше. Остальные события были на полпорядка и на порядок слабее. Ориентировочное суммарное смещение первой точки при этом составило порядка 0.16 мм.

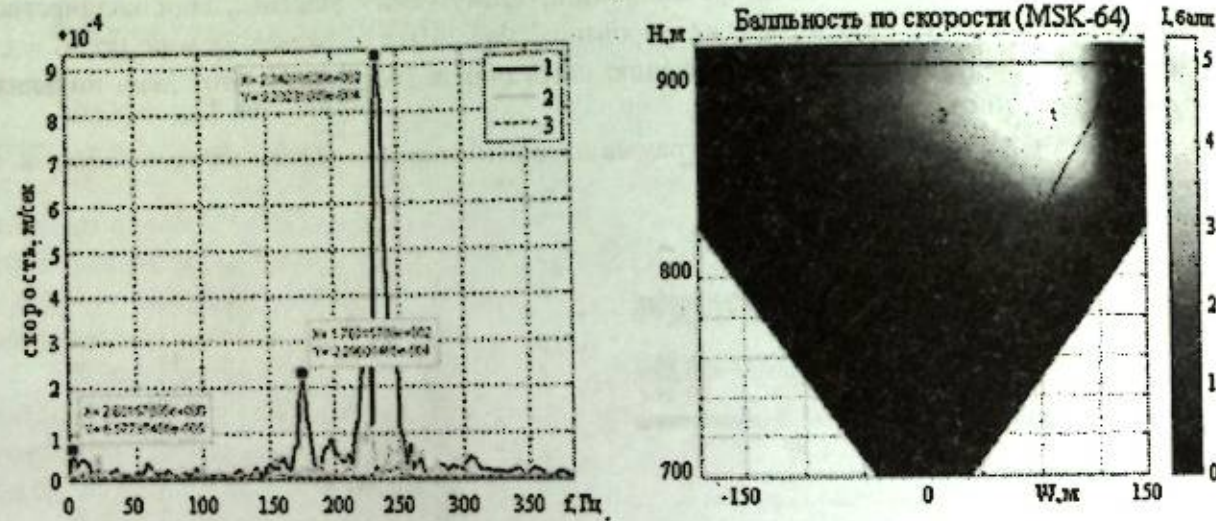


Рисунок 12 – Спектры по записям события в верхних точках плотины по составляющей С-Ю (слева) и распределение интенсивности колебаний по телу плотины (справа) при событии 3 мая в 15 час.45 мин

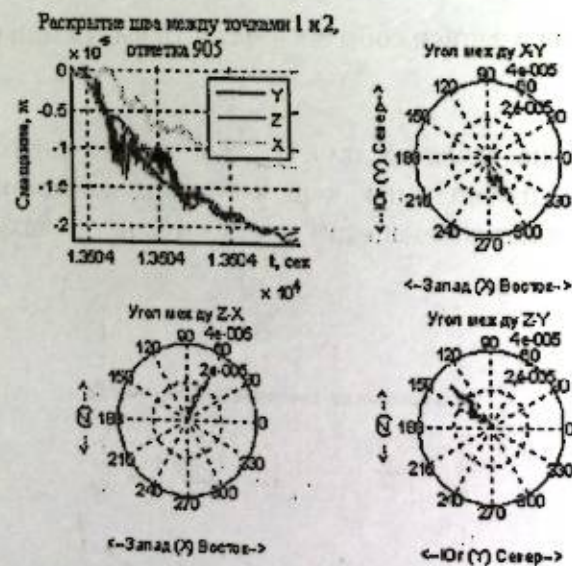


Рисунок 13 – Раскрытие шва между точками 1 и 2 и проекции движения точек на три плоскости

В конце апреля и первой декаде мая наблюдался резкий подъем уровня воды (на 5 метров за 11 дней). Значения относительных смещений по составляющим С-Ю и В-З по

натурным наблюдениям соизмеримы с суммарными значениями смещений по записям событий 3 мая. Это позволило сделать вывод о природе событий: по нашему мнению, они связаны с относительным смещением блоков плотины при резком подъеме уровня воды. Под действием напора воды блок, в котором расположена первая точка наблюдений, пришёл в движение и начал наклоняться по течению реки. Одновременно центральный блок плотины стал подниматься. Такое перемещение блоков при статической нагрузке происходит с большими динамическими усилиями, соизмеримыми с воздействием землетрясения.

В зимний период подобные записи событий также наблюдаются, но, в отличие от летних событий, они менее интенсивные. Зимой уменьшается уровень воды в водохранилище, а, значит, уменьшается нагрузка на плотину, которая постепенно возвращается в исходное положение.

Заключение. Токтогульская плотина является уникальным бетонным сооружением, предназначенным для эксплуатации в условиях высокой сейсмичности. Серьёзным испытанием для плотины явилось девятибалльное Суусамырское землетрясение 1992 года, произошедшее вблизи гидроузла: в основании плотины интенсивность колебаний составила более 7-и баллов, на гребне могла приблизиться к 9-и баллам.

Суусамырское землетрясение послужило толчком для организации на гидроузле всесторонних инструментальных натуральных наблюдений. В 2005 году к ним присоединились непрерывные сейсмометрические наблюдения: на плотине, бортах и в опорной точке за её пределами было оборудовано десять пунктов, которые регистрируют микросейсмы, землетрясения, пуски гидроагрегатов и случайные события. За время работы системы наблюдений получен большой объём данных, который пока не полностью обработан, но имеющейся информации уже достаточно, чтобы сказать, что системы такого рода востребованы временем. Это особенно актуально для объектов, прошедших половину своего эксплуатационного срока и требующих своевременного принятия решений по ремонту и восстановлению для предотвращения катастрофических ситуаций. Методика наблюдений и методы обработки данных постоянно совершенствуются. Данные системы сейсмомониторинга сопоставляются с данными натуральных наблюдений. Пока не обнаружено значительных нарушений в плотине, но был зафиксирован треск скалы левого берега и предупреждено обрушение скального массива. Зафиксирована авария второго гидроагрегата и данные системы сейсмомониторинга легли в основу решения комиссии по расследованию причин аварии.

Литература

1. Абдрахматов К.Е., Джанузаков К.Д., Фролова А.Г., Погребной В.Н. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики. Бишкек. 2012. 51с.
2. Довгань В.И. Проект сейсмометрической системы Токтогульской ГЭС // Бюллетень Кыргызско-Российского Славянского Университета. 2006. Т. 6. № 3. С. 43-47.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДОВ БАЛЫКЧИ И ТОКМОК

Камчыбеков М.П., Егембердиева К.А., Камчыбеков Ы.П., Кынатов З.Р.
 myrataly@rambler.ru, kuliyak@yandex.ru

Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, г. Бишкек, Киргизия

В работе приведены результаты количественной оценки сейсмической опасности территории городов Токмок и Балыкчи.

Ключевые слова: сейсмическая опасность, повторяемость землетрясений, эпицентр, сейсмичность, спектральные ускорения.

Оценка сейсмической опасности – первый шаг к сейсмическому районированию и оценке сейсмического риска. Сейсмическая опасность обуславливается явлениями, сопровождающими землетрясения (сотрясения грунта, поверхностные разрывы, оползни, обвалы, цунами и т.п.) и влияющими на нормальную жизнедеятельность. Вероятностный анализ сейсмической опасности (ВАСО) – метод, сочетающий в себе альтернативные модели очагов землетрясений, периоды повторяемости сейсмических явлений, зависимости затухания сейсмического эффекта с расстоянием, а также явные и случайные неопределенности в вероятностной модели сейсмической опасности.

Анализ сейсмической опасности с учетом всех наиболее опасных сейсмических очагов дает расчетные параметры движения грунта для событий с заданной вероятностью появления.

Территория г. Токмок находится в восточной части Чуйской межгорной впадины, близ ее сочленения с северными предгорьями (адырами) Киргизского хребта. В самых общих чертах следует рассмотреть именно эту, наиболее сложно устроенную зону сочленения вышеназванных двух новейших структур Северного Тянь-Шаня.

Большинство исследователей высокую сейсмичность Чуйской впадины и ее горного обрамления объясняют тектоническим строением и его активностью в новейшем этапе геологического развития. Высокую сейсмичность района Попов В.В. и Резанов И.А. [14] связывают с Северо-Тянь-Шаньским швом, возникшим в плиоцене на границе платформы Центрального Казахстана и активизированной области Тянь-Шаня. Крестников В.Н. [8] отмечает, что Северо-Тянь-Шаньская сейсмическая зона, вытянутая вдоль подножия Киргизского хребта, совпадает с глубинными разломами, по которым происходит смещение основных блоков земной коры.

Как известно, эпицентры большинства землетрясений Чуйской впадины приурочены к Чонкурчакскому, Шамси-Тюндукскому и Иссык-Атинскому разломам. Сместители всех трех разломов падают в южных румбах, что можно в большинстве случаев непосредственно наблюдать в обнажениях. На глубине такое падение подтверждается геофизическими и данными бурения. Все три разлома – коровые, глубиной в первые десятки километров.

Сейсмичность Чуйской впадины. Исследуемый район является одним из наиболее полно изученных районов Кыргызстана. Он располагается в центральной части Чуйской впадины и ограничивается координатами: $74^{\circ}00' - 75^{\circ}00'$ по долготе и $42^{\circ}30' - 43^{\circ}00'$ по широте и относится к Северо-Тянь-Шаньской зоне по карте сейсмического районирования Кыргызской Республики, разработанной Институтом сейсмологии НАН КР [5]. Это зона относится к одному из наиболее опасных в сейсмическом отношении районов нашей страны. На ее территории произошло большое число сильных землетрясений, в том числе и катастрофические. Сейсмичность Чуйской впадины хорошо изучена и описана в работах К. Д. Джанузакова [3], В.И. Кнауфа [9], С.В. Медведева [10], А.С. Турдукулова [15] и др.

На территории Кыргызстана и в непосредственной близости за последние сто лет произошли катастрофические землетрясения: Беловодское 1885 г., Верненское 1887 г., Кеминно-Чуйское 1938 г. и др. с интенсивностью 8-9 и более баллов. Есть также разрозненная информация о 9-балльном разрушительном землетрясении 1500 г. в районе с. Бурана, о 8-балльном землетрясении 1770 г. в с. Беловодское, 8-9-балльном 1865 г. в с. Мерке [12].

Тектонические особенности Иссык-Кульской впадины. Тектонические особенности Иссык-Кульской впадины на рассматриваемой территории изучены во многих работах: К.Е. Абдрахматова [1], А.Т. Турдукулова [16], А.М. Корженкова [6, 7], А.К. Трофимова [18], О.К. Чедия [19, 20], А.В. Горячева [2], В.Н. Крестникова [8] и др., а также подробно рассмотрены амплитуды и скорости вертикальных движений в работах К.Е. Абдрахматова [1], И.Н. Лемзина [11], А.К. Трофимова [18] и др.

Иссык-Кульская межгорная впадина имеет протяженность с запада на восток 260 км при максимальной ширине 50-60 км. Обобщенная ось этого сложно построенного грабен-синклинального мегаблока имеет в общем выпуклость к югу. Северо-Иссык-Кульский (Торуайгыр-Тасминский) разлом разделяет на два макроблока: Северо-Иссык-Кульский (Предкунгейский) и Центрально-Иссык-Кульский (Предтерсейский) [8].

Сейсмичность Иссык-Кульской впадины. Иссык-Кульская впадина, особенно ее северная часть, относится к областям, наиболее подверженным катастрофическим и сильным землетрясениям. Известны сильные землетрясения прошлого: Чиликское 1889 г., Кеминно-Чуйское 1938 г., Чолпон-Атинское 1982 г., Чолпон-Атинское 1988 г. (Джанузаков и др., 2003). Для более позднего времени имеются сведения о землетрясениях силой 7 баллов и выше: в 500-м году н.э., 1868 г., 1880 г., 1889 г., 1893 г., 1911 г., 1932 г. [5].

Наиболее полное детальное изучение сейсмичности Северного Тянь-Шаня начато с 1962 г. и окончательно сформировалось к 1976 и 1980 годам и после организации ряда сейсмических станций первого и второго классов (Ананьево, Каджисай, Боом) и региональных высокочувствительных станций (Терской, Кунгей, Сару, Джергалан, Карасай, Кенсу). За это время достигнут успех в изучении пространственно-временных распределений как слабых, так и сильных землетрясений, более детально изучены кинематические и динамические характеристики сейсмических колебаний, повысилась точность определения эпицентров, увеличилось число регистрируемых землетрясений [3].

Северо-Иссык-Кульская эпицентрально-зона связана с Кунгейским и Заилийским хребтами и простирается с востока на запад вдоль этих хребтов. Она неоднородна по своему сейсмическому строению, и в ее пределах выделяются Кеминский и Чиликский, а также Северо-Иссык-Кульский высокоактивные участки. Наибольшая плотность эпицентров землетрясений различных энергетических классов приурочена к зоне сочленения Кунгейского и Заилийского хребтов, а также характерна для восточной части Заилийского хребта. Именно с этими высокоактивными участками связаны эпицентрально-области Верненского 1887 г., Чиликского 1889 г., Кеминского 1911 г., Жаланаш-Тюпского 1978 г. и других землетрясений [13].

Методика определения вероятностной сейсмической опасности. В основе данной методики использованы теоретические разработки Гутенберга-Рихтера (1942), Корнели (1968), Бормана (1975), Эстева-Корнелли (1980), Синга (1980), Рейтера (1994), Уэлса и Копперсмита (1994), Бур и др. (1997) и др. [24-30].

Повторяемость землетрясений (по известным данным о тектонических разломах) определяется из геологических норм скоростей смещения и «характеристик» и моделей частот по Гутенбергу-Рихтеру [27]. Значения магнитуд Уэлса и Копперсмита (1994) [28], длине разломов на основе расчета по соотношениям Уэлса и Копперсмита (1994) [28]. Повторяемость землетрясений (при недостатке информации) оценивается по «сглаженной» исторической сейсмичности. Колебание грунта, вызванное землетрясением, является случайным событием и определяется из эмпирических регрессионных зависимостей, характеризующих движение грунта как логнормальное распределение, являющееся функцией расстояния и магнитуды.

По заданной методике территория вокруг городов Токмок и Балыкчи рассматривается на площади, ограниченной размерами 200x200 км. Такая размерность обусловлена соображениями наиболее вероятных сейсмических воздействий на здания и сооружения на таком эпицентральной расстоянии. Затем данный квадрат был поделен на три части, или зоны, в соответствии с определенным группированием эпицентров землетрясений в пространстве для сравнения этих локальных областей по проявлениям сейсмичности.

Для определения вероятностных пиковых ускорений значений *PGA* применена формула затухания Akkar and Boomer [22, 23].

С учетом вышеописанного, с помощью данной методики для территории, ограниченной размерами 200x200 км, в пределах территории г. Токмок и г. Балыкчи были получены вероятностные значения пиковых ускорений (*PGA*) с вероятностью превышения 10% и 2% за 50 лет.

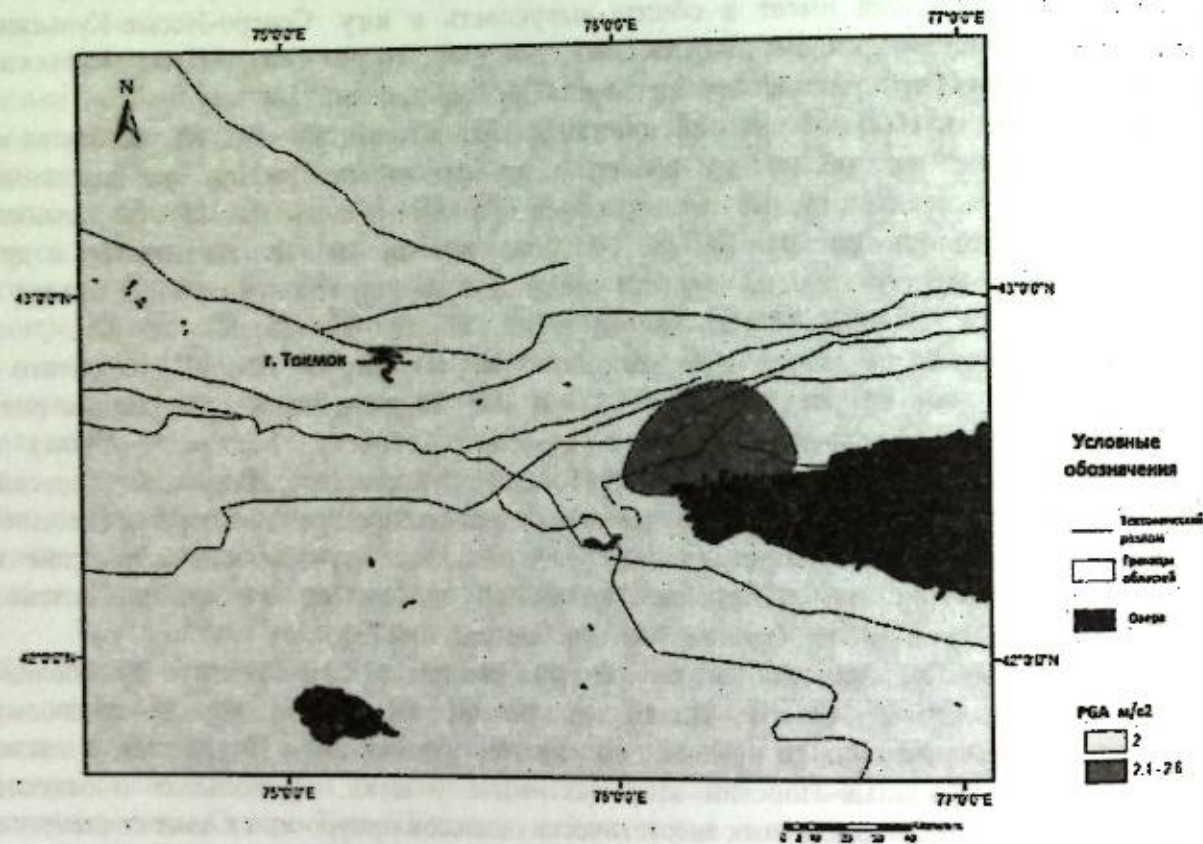


Рисунок 1 – Карта распределения пиковых ускорений (*PGA*) с вероятностью превышения 10% за 50 лет на территории расположения городов Токмок и Балыкчи

На рисунке 1 приведена карта распределения пиковых ускорений *PGA* (*g*) с 10%-ой вероятностью превышения за 50 лет на территории расположения городов Токмок и Балыкчи, ограниченной площадью 200x200 км.

На рисунке 2 показана карта распределения с 2%-ой вероятностью превышения за 50 лет. Из рисунка 1 видно, что город Токмок находится в зоне, где пиковые значения ускорений находятся в пределах 2,0 м/с², что по макросейсмической шкале MMSK-92 [22] соответствует 8-балльным сотрясениям. Территория города Балыкчи располагается в зоне со значениями пиковых ускорений 2,1-2,6 м/с², что так же находится в области 8-балльных сейсмических колебаний.

На карте пиковых ускорений (рис.2) с 2%-ой вероятностью превышения за 50 лет значения *PGA* для городов Токмок и Балыкчи лежат в пределах 2,1-7,0 м/с². По макросейсмической шкале MMSK-92 это означает область ожидаемых 9-балльных сейсмических событий.

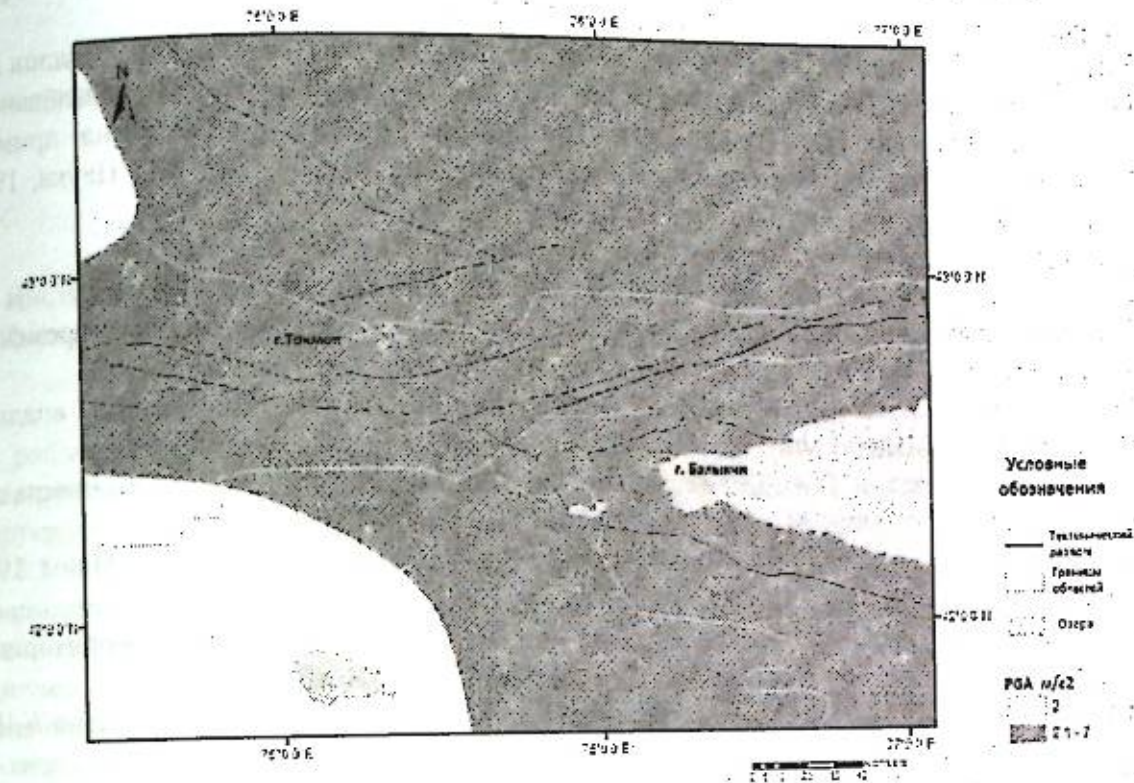


Рисунок 2 – Карта распределения спектральных ускорений *PGA* с вероятностью превышения 2% за 50 лет на территории расположения городов Токмок и Балыкчи

Таким образом, на основании анализа составленных карт вероятностной сейсмической опасности, территории городов Токмок и Балыкчи могут подвергнуться 8-балльным сейсмическим воздействиям с 10%-ой вероятностью превышения за 50 лет.

Из карт сейсмической опасности с 2%-ой вероятностью превышения за 50 лет для территории г. Токмок и г. Балыкчи пиковые значения ускорений (*PGA*) соответствуют области 9-балльных сотрясений.

Литература

1. Абдрахматов К.Е., Осмонбаева Ч.А., Джумабаева А.Б., Ормуков Ч.А., Оскин М., Селандер Дж. Оценка сейсмической опасности северо-западного Прииссыккулья на основе данных об активных разломах // Наука и новые технологии. 2008. № 1-2. С. 14-19.
2. Горячев А.В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность озера Иссык-Куль. М.: АН СССР, 1959. 180 с.
3. Джанузаков К.Д. Землетрясения Киргизии и сейсмическое районирование ее территории. Фрунзе: Илим, 1964. 116 с.
4. Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины. Бишкек: Илим, 1993. 150 с.
5. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики (объяснительная записка) / Под ред. К.Е. Абдрахматова; ИАН КР, Ин-т сейсмологии. Бишкек. 2013. 51 с.
6. Корженков А.М., Абдисва С.В., Вахромеева П.С., Джумабаева А.Б., Мамыров Э.М., Морозова Е.А., Орлова Л.А., Фортуна А.Б. Сильные исторические землетрясения на северо-западе Иссык-Кульской впадины (Северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 9. С. 1276-1286.
7. Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих территорий). Бишкек: Илим, 2006. 290 с.

8. Крестников В.Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М.: АН СССР, 1962. 230 с.
9. Кнауф В.И., Кузнецов М.П., Лобаченко А.Н., Нурманбетов К., Утиров Ч.У., Шилов Г.Г. Опыт изучения глубинного строения верхней части земной коры с использованием комплекса геологических, геофизических и сейсмологических данных (на примере Чуйской впадины) // Сейсмоструктура некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976. С. 162-169.
10. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М.: Госстройиздат, 1962. 284 с.
11. Лемзин И.Н. Разломы Кыргызской части Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 2005. 60 с.
12. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. С. 198-296.
13. Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань). Фрунзе: Илим, 1975. 190 с.
14. Попов В.В., Резанов И.А. О тектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью // Вопросы геологии Азии. М.: АН СССР. 1955. Т. 11. С. 408-437.
15. Турдукулов А.Т. Геология палеогена и неогена Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1987. 263 с.
16. Турдукулов А.Т. и др. Комплексное сейсмическое микрорайонирование территории г. Каракол. Бишкек, 1995. Фонды Института сейсмологии НАН КР.
17. Трофимов А.К. К стратиграфии четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня // Изв. Кирг. геогр. о-ва. 1976. Вып. 13. С. 10-22.
18. Трофимов А.К., Трунилин С.И. Палеотектоника кайнозоя и новейшая геодинамика // Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины. Бишкек: Илим, 1993. С. 37-54.
19. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 316 с.
20. Чедия О.К. Краевые глубинные разломы // Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины. Бишкек: Илим, 1993. С. 23-39.
21. Шебалин Н.В., Аптикаев Ф.Ф. Развитие шкал типа MSK // Вычислительная сейсмология. Вып. 34. М.: ГЕОС, 2003. С. 210-253.
22. Akkar, S. and Bommer J.J. Empirical Equations for the Prediction of PGA, PGV and Spectral Accelerations in Europe, the Mediterranean Region and the Middle East // Seismological Research Letters. 2010. 81(2). P. 195-206.
23. Boore, D., W. Joyner, and T. Fumal. Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: a summary of recent work // Seism. Res. Letts. 1997. Vol. 68. No. 1. P 128-153.
24. Cornell, A. Engineering seismic risk analysis // Bull. Seism. Soc. Am. 1968. Vol. 58. P. 1583-1606.
25. HAZUS. Earthquake Loss Estimation Methodology, Technical Manual, RMS, NIBS and FEMA. 1999.
26. Grunthal, G. European Macroseismic Scale 1998. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie. 1998. Vol. 15. P. 1-99.
27. Gutenberg B., Richter C.P. Seismicity of the Earth and associated phenomena. and Ed. // Princeton Univ. press. Princeton. N. J. 1954. 310 p.
28. Donald L. Wells and Kevin J. Coppersmith. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. Vol. 84. No 4. P. 974-1002.
29. Ordaz MG, Aguilar A and Arboleda J. CRISIS2007: program for computing seismic hazard. Instituto de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM. 20007. México.
30. Reiter, L. Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights // Columbia University Press. 2000. New York. 253 p.

АНАЛИЗ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР СЕЙСМИЧНОСТИ В ЛИТОСФЕРЕ ВОСТОЧНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Копничев Ю.Ф.¹, Соколова И.Н.²

yufk777@mail.ru, sokolova@kndc.kz

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, г. Москва, Россия

² Институт геофизических исследований Министерства Энергетики Республики Казахстан, г. Алматы, Казахстан

В работе рассматриваются некоторые характеристики сейсмичности в районе Восточного Тянь-Шаня. Использована методика, основанная на выделении кольцевых структур сейсмичности. Установлено, что перед двумя сильными землетрясениями с $M=6.3$ и 5.9 , произошедшими в 2012 и 2016 гг., в течение нескольких десятков лет сформировались неглубокие кольцевые структуры ($h=0-33$ км) с пороговыми значениями магнитуд M_p , равными 4.3 и 4.0 соответственно. Размеры этих структур (L) и особенно величины M_p значительно выше, чем для внутриконтинентальных событий с механизмами типа взброса или взбрососдвига, имеющих соответствующие магнитуды. Кроме того, здесь проявились глубокие ($h=34-70$ км) полосы сейсмичности. Существенно, что землетрясение 08.12.2016 г. ($M_w=6.0$) произошло вблизи от кольцевой структуры, выделенной авторами ранее (в 2012 г.). Неглубокие кольцевые структуры ($M_p=4.5$) проявились и в двух областях, где не было землетрясений с $M>6.5$ по крайней мере с 1900 г. Кроме того, в этих областях также выделены глубокие полосы сейсмичности. На основании полученных ранее корреляционных зависимостей параметров колец сейсмичности от энергии главных событий для внутриконтинентальных землетрясений с механизмами типа взброса оценены магнитуды сильных событий, которые могут готовиться в областях кольцевых структур: $M_w=6.6\pm 0.2$ и 6.8 ± 0.1 . Очаг предполагаемого землетрясения с $M=7$ может располагаться вблизи от мегаполиса Урумчи. Формирование кольцевых структур и глубоких полос сейсмичности связывается с процессами самоорганизации геологических систем, в результате которых осуществляется миграция глубинных флюидов.

Ключевые слова: литосфера, кольцевые структуры сейсмичности, сильные землетрясения, глубинные флюиды.

Введение. В последние 10 лет установлено, что перед многими сильными землетрясениями в течение нескольких десятилетий формируются кольцевые структуры (кольца) сейсмичности, оконтуривающие области относительного сейсмического затишья [1-14]. Эти структуры образованы эпицентрами событий с магнитудами $M \geq M_p$, где M_p – пороговые значения, которые растут с увеличением энергии главных землетрясений. Для сильных землетрясений с различными механизмами очагов во внутриконтинентальных районах получены корреляционные зависимости $L(M_w)$ и $M_p(M_w)$, где L – длины больших осей колец сейсмичности, M_w – магнитуды соответствующих им сильных событий [7]. Использование этих зависимостей позволяет прогнозировать места и энергию готовящихся сильных событий по характеристикам кольцевых структур [4,6,8-16]. Ниже описываются некоторые результаты анализа характеристик сейсмичности в районе Восточного Тянь-Шаня.

Историческая сейсмичность.

Начиная с 1812 г. в районе Восточного Тянь-Шаня (к востоку от 82° E) произошло 4 землетрясения с $M \geq 7.0$ (табл. 1).

Таблица. Сильные землетрясения в районе Восточного Тянь-Шаня

Дата	° с.ш.	° в.д.	M
08.03.1812	43.70	83.00	7.5
22.12.1906	43.50	85.00	7.2
04.08.1914	43.50	91.50	7.2
23.02.1949	41.00	83.50	7.3

Последнее достаточно сильное землетрясение в районе Восточного Тянь-Шаня произошло в 1949 г. После этого в течение более чем 65 лет здесь не было событий с $M \geq 7.0$ и, по крайней мере, с 1966 г. - землетрясений с $M \geq 6.5$.

Методика и использованные данные. Методика исследований подробно описана в работах [8-14]. Здесь мы только отметим, что суть ее заключается в выделении кольцевых структур сейсмичности (как правило, на глубинах 0-33 км), характеризующихся пороговыми значениями магнитуд (M_p) и длинами больших осей (L). Кроме того, рассматриваются параметры сейсмичности на глубинах 34-70 км (в этом диапазоне выделяются либо кольцевые структуры, либо линейные полосы сейсмичности).

Использовались каталоги NEIC (National Earthquake Information Center) Геологической службы США (USGS - United States Geological Survey), начиная с 1973 г.

Анализ данных. Кольцевые структуры сейсмичности. В работе [15] выделена неглубокая кольцевая структура, сформированная эпицентрами землетрясений с $M \geq 4.3$ в области, ограниченной координатами 43.0° и 44.5° N, 83.5° и 85.0° E, за период 01.01.1973 - 28.06.2012 гг., перед землетрясением 29.06.2012 г. ($M_w=6.3$). Кольцо сейсмичности, вытянутое в запад-северо-западном направлении, с длиной большой оси $L \sim 80$ км сформировалось в 1982-2008 гг. Существенно, что эпицентр главного землетрясения находился вблизи юго-восточной границы кольцевой структуры.

Рис. 1 иллюстрирует характеристики неглубокой сейсмичности, проявившейся с 01.01.1973 до 01.10.2010 гг. к востоку от очага рассмотренного выше события, которые были рассмотрены в работах [15,16]. Видно, что здесь образовалась кольцевая структура, ориентированная в субширотном направлении ($M_p=4.0$, $L=80$ км). Важно отметить, что эпицентр землетрясения с $M=6.0$, которое произошло 08.12.2016 г., через 6 лет после публикации [16], находился рядом с кольцевой структурой, на удалении от нее менее 10 км.

Рассмотрим теперь некоторые характеристики сейсмичности (за период 01.01.1973-20.12.2016 гг.) в двух областях, в которых не зарегистрировано достаточно сильных событий ($M > 6.5$) по меньшей мере в течение 50 лет. На рис. 2 показаны эпицентры неглубоких землетрясений ($M \geq 4.5$), которые расположены в области, ограниченной координатами 41.5° - 43.5° N, 86.5° - 88.5° E. Здесь выделяется довольно большая кольцевая структура ($L \sim 110$ км), ориентированная в северо-северо-восточном направлении. Структура сформировалась в 1975-2012 гг., наибольшая магнитуда ($M=5.3$) соответствует событию, произошедшему в 1983 г. На рис. 3 приведены данные об относительно глубокофокусной сейсмичности ($h=34$ -70 км, $M \geq 4.1$). В данном случае сформировались две линейные полосы эпицентров, одна из которых ($M=4.3$ -4.8) вытянута в северо-западном направлении и проходит на расстоянии менее 10 км от северной границы кольца сейсмичности. Вторая полоса ($M=4.1$ -5.0) ориентирована в субмеридиональном направлении, ее северный край почти касается восточной границы кольца.

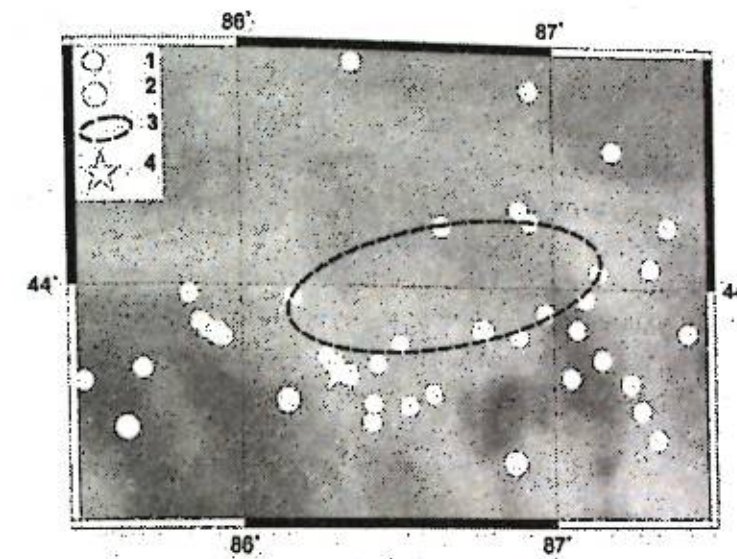


Рисунок 1 – Характеристики неглубокой сейсмичности (до 01.10.2010). 1 - $5.0 > M \geq 4.0$. 2 - $M \geq 5.0$. 3 - кольцевая структура. 4 – эпицентр землетрясения 08.12.2016 г. ($M_w=6.0$)

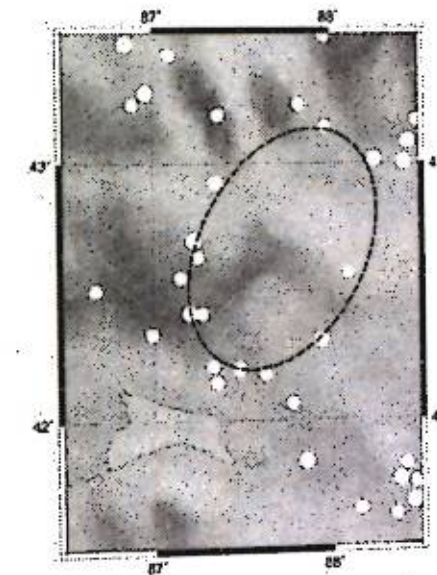


Рисунок 2 – Характеристики неглубокой сейсмичности (до 20.12.2016). Малый кружок - $5.0 > M \geq 4.5$. Остальные обозначения – на рис. 1

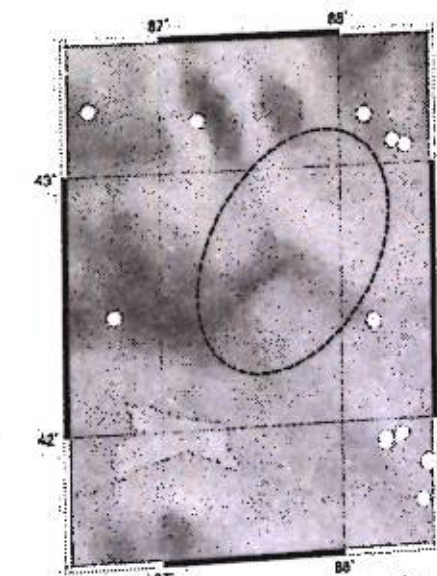


Рисунок 3 – Характеристики глубокой сейсмичности (до 20.12.2016). Малые кружки - $M=4.1$ -4.9. Остальные обозначения – на рис. 1

Рис. 4 иллюстрирует характеристики неглубокой сейсмичности в относительно большой области, ограниченной координатами 42.0°-44.5°N, 84.0°-87.5° E ($M_p=4.5$). На рисунке четко выделяется крупная кольцевая структура ($L \sim 200$ км), ориентированная в восток-северо-восточном направлении. Структура образовалась в 1975-2016 гг., наибольшая магнитуда соответствует землетрясению 2012 г. ($M=6.3$). На границу кольца попадает также эпицентр землетрясения 08.12.2016 г. ($M_w=6.0$). Следует отметить, что скорость сеймотектонической деформации (СТД) в области кольцевой структуры резко выросла в 2012-2016 гг. На рис. 5 представлены элементы глубокофокусной сейсмичности ($M \geq 4.1$). На карте отчетливо проявилась субширотная полоса эпицентров длиной ~ 150 км, которая касается северной границы кольца сейсмичности. Полоса сформировалась в 1983-2016 гг., наибольшая магнитуда соответствует событию 1983 г. ($M=5.4$).

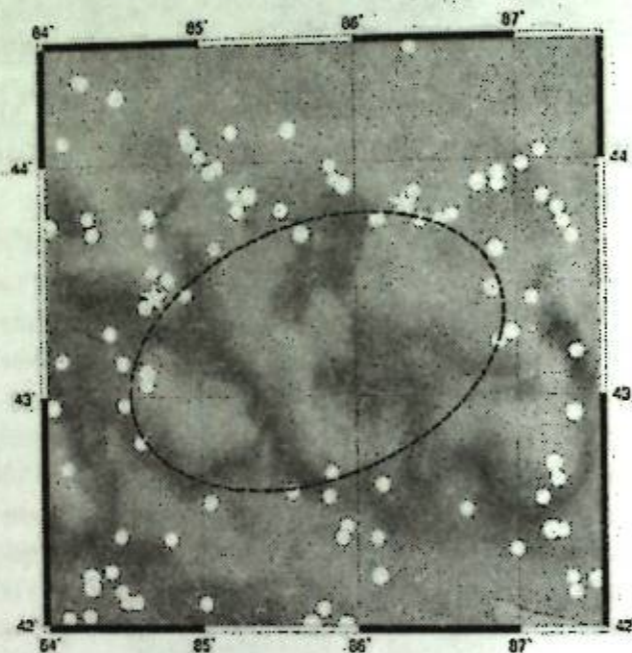


Рисунок 4 – Характеристики неглубокой сейсмичности (до 20.12.2016). Малые кружки - $5.0 > M \geq 4.5$. Звездочки – эпицентры землетрясений 29.06.2012 и 08.12.2016 гг. Остальные обозначения – на рис. 1

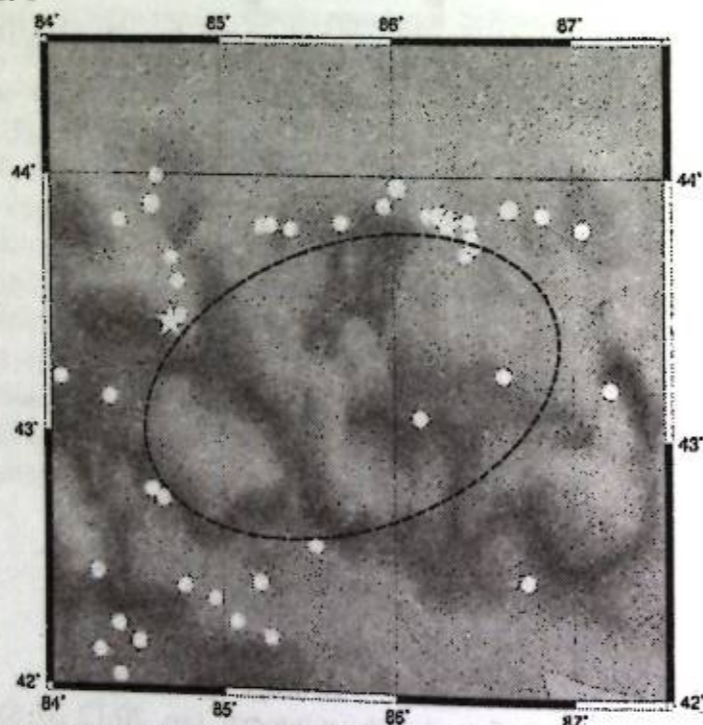


Рисунок 5 – Характеристики глубокофокусной сейсмичности (до 20.12.2016). Малые кружки - $5.0 > M \geq 4.0$. Остальные обозначения – на рис. 1 и 4

Оценка магнитуд землетрясений, соответствующих кольцевым структурам. В работе [7] получены корреляционные зависимости $L(M_w)$ и $M_p(M_w)$ для сильных землетрясений с различными механизмами очагов, произошедших во внутриконтинентальных районах. Как известно, в районе Тянь-Шаня, находящегося в условиях субмеридионального сжатия, сильные землетрясения характеризуются механизмами типа взброса и взбрососдвига. Для таких событий получены следующие зависимости:

$$\lg L(\text{км}) = -1.11 + 0.45 M_w, r = 0.85, \quad (1)$$

$$M_p = -0.92 + 0.73 M_w, r = 0.77, \quad (2)$$

где r – коэффициент корреляции.

По формулам (1) и (2) (с учетом поправок за местные особенности [15]) мы оценили средние величины M_w , которые могут соответствовать кольцевым структурам, представленным на рисунках 4 и 5: $M_w = 6.6 \pm 0.2$ и 6.8 ± 0.1 соответственно. Конечно, эти величины следует рассматривать лишь в качестве первого приближения.

Обсуждение. Полученные данные свидетельствуют о том, что в районе Восточного Тянь-Шаня, так же, как и во многих других континентальных районах [3,7,10,11,14], а также в зонах субдукции [1–5,8,9,12,13] перед сильными землетрясениями формируются неглубокие кольцевые структуры сейсмичности. В указанных работах отмечено, что образование кольцевых структур связано с процессами самоорганизации геологических систем [17], проявляющимися в миграции глубинных флюидов в земной коре и верхах мантии. Вследствие малой плотности флюидов эти процессы в конечном счете ведут к уменьшению потенциальной энергии Земли.

В [11,15] показано, что эпицентры многих сильных и сильнейших землетрясений в некоторых континентальных районах находятся вблизи областей пересечения или наибольшего сближения мелких кольцевых структур и глубоких ($h=34-70$ км) полос сейсмичности. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что мелкие кольца оконтуривают жесткие блоки литосферы, а глубокие полосы соответствуют зонам относительно маловязкого материала [3,5]. На границах мелких колец и в областях глубоких полос сейсмичности происходит подъем глубинных флюидов. При этом в областях пересечения или наибольшего сближения этих структур достигается наибольшая мощность двухфазного слоя с присутствием заметной доли флюидов. В случае, если флюиды формируют связанную сеть, на кровле такого слоя наблюдается концентрация напряжений, причем уровень избыточных напряжений пропорционален мощности слоя [18]. Концентрация напряжений и может приводить к подвижке при сильном землетрясении [1–5,8–14].

Особенности кольцевых структур в районе Восточного Тянь-Шаня состоят в значительно завышенных величинах $L(M_w)$ и особенно $M_p(M_w)$ [15]. Это может свидетельствовать о достаточно низком содержании флюидов в верхней части земной коры Восточного Тянь-Шаня по сравнению с большинством внутриконтинентальных районов. Можно полагать, что завышенные величины магнитуд событий в областях кольцевых структур необходимы для обеспечения подъема флюидов (в условиях их пониженного содержания) и формирования достаточно толстых слоев двухфазного материала с сообщающимися порами и трещинами.

Данный вывод хорошо согласуется с данными, приведенными в работе [16], в которой показано, что поглощение короткопериодных S-волн в литосфере Восточного Тянь-Шаня гораздо слабее, чем в районе Центрального Тянь-Шаня. Этот эффект может объяснять также очень низкие скорости деформации земной коры Восточного Тянь-Шаня по сравнению с Центральным Тянь-Шанем [16], поскольку уменьшение доли флюидов приводит к увеличению вязкости горных пород.

В работе [16] был предложен прогноз места возможного сильного землетрясения по данным о неоднородностях поля поглощения S-волн и кольцевой структуре, представленной на рис. 1. Этот прогноз оправдался благодаря относительно сильному событию 08.12.2016 г. ($M_w=6.0$). Ранее успешные прогнозы мест и магнитуд сильнейших землетрясений Тохоку (2011 г., Япония, $M_w=9.0$) и Икике (2014 г., Чили, $M_w=8.2$) по параметрам кольцевых

структур были сделаны авторами в работах [4,9]. Это позволяет использовать методику, связанную с анализом колец сейсмичности, для прогнозирования мест подготовки и энергии сильных неглубоких землетрясений.

Данные, приведенные на рисунках 4 и 5, могут свидетельствовать о подготовке достаточно сильных событий в области между 84° и 88.5° E. В работах [3,4,8,9] показано, что непосредственно перед многими сильными землетрясениями, как правило, за период менее 10 лет наблюдается резкое увеличение скорости СТД в областях соответствующих кольцевых структур. Учитывая это обстоятельство, можно предполагать, что в ближайшие годы наиболее вероятно сильное сейсмическое событие с $M \sim 7$ в области крупного кольца сейсмичности, представленного на рис. 4. При этом эпицентр такого события, скорее всего, будет находиться вблизи области касания мелкого кольца и глубокой полосы, между 85.5° и 86.5° E (рис. 5). Следует подчеркнуть, что очаг прогнозируемого землетрясения может распространяться в сторону мегаполиса Урумчи, в котором проживает более 2.5 млн человек. В связи с этим целесообразно активизировать здесь геофизические и геохимические исследования с целью возможного среднесрочного прогноза сильного сейсмического события.

Литература

1. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 4. С. 539-542.
2. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры // Докл. РАН. 2009. Т. 429. № 1. С. 106-109.
3. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2010. № 6. С. 34-51.
4. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности и землетрясение 11.03.2011 г. ($M_w=9.0$) в районе северо-восточной Японии // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 246-249.
5. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе очага землетрясения Мауле (Чили, 27.02.2010, $M_w=8.8$) и их связь с сейсмичностью и вулканизмом // Геофизические исследования. 2011. Т. 12. № 3. С. 22-33.
6. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения S-волн и кольцевые структуры сейсмичности в районе Байкальской рифтовой зоны // Вестник НЯЦ РК. 2012. Вып. 4. С. 33-41.
7. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся в континентальных районах перед сильными землетрясениями с различными механизмами очагов // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 1. С. 5-15.
8. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся перед сильными и сильнейшими землетрясениями на северо-западе и востоке Тихого океана // Вестник НЯЦ РК. 2013. Вып. 2. С. 131-140.
9. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности в районе северного Чили и успешный прогноз места и магнитуды землетрясения Икике 01.04.2014 г. ($M_w=8.2$) // Вестник НЯЦ РК. 2015. Вып. 4. С. 153-159.
10. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Аномалии высокого поглощения S-волн и кольцевые структуры сейсмичности в литосфере Алтая; возможная подготовка сильных землетрясений // Геофизические процессы и биосфера. 2016. № 1. С. 68-83.
11. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности в районах Эгейского и Мраморного морей: возможная подготовка сильного землетрясения к югу от Стамбула // Вестник КазНИИСА. 2016. № 12. С. 15-28.

12. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности в зоне субдукции Каскадия: возможная подготовка сильных землетрясений // Геофизические процессы и биосфера. 2017. Т. 16. № 4. С. 68-78.
13. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности в районе южной Мексики: возможная подготовка сильного землетрясения // Вестник НЯЦ РК. 2016. Вып. 4. С. 24-29.
14. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности в районе южной Калифорнии: возможная подготовка сильного землетрясения в окрестностях Лос-Анджелеса // Геофизические процессы и биосфера. 2017. № 1. С. 68-80.
15. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Анализ кольцевых структур сейсмичности в литосфере Восточного Тянь-Шаня: возможная подготовка сильных землетрясений // Вестник КазНИИСА. 2017. № 1. С. 16-31.
16. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Восточного Тянь-Шаня и их связь с сейсмичностью // Докл. РАН. 2012. Т. 442. № 6. С. 821-824.
17. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука. 1992. 229 с.
18. Gold T., Soter S. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes // Pure Appl. Geophys. 1984/1985. V. 122. P. 492-530.

ХАРАКТЕРИСТИКИ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР СЕЙСМИЧНОСТИ В ОБЛАСТЯХ САРЕЗСКОГО И НУРЕКСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩ (ТАДЖИКИСТАН): АДАПТАЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ К ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ НАГРУЗКЕ

Копничев Ю.Ф.¹, Соколова И.Н.²

yufk777@mail.ru, sokolova@kndc.kz

¹Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта Российской академии наук, г. Москва, Россия

²Институт геофизических исследований Министерства Энергетики Республики Казахстан, г. Алматы, Казахстан

Перед Памирским землетрясением 07.12.2015 г. ($M_w=7.2$) сформировались кольцевые структуры сейсмичности в двух диапазонах глубин: 0-33 и 34-70 км. Кольца сейсмичности пересекаются вблизи Усойского завала, который привел к образованию Сарезского оз. начиная с 1911 г., и эпицентра Памирского землетрясения. Кроме того, вблизи от Сарезского оз. произошли три из четырех самых сильных ($M \geq 6.0$) событий, зарегистрированных в районе Памира на глубинах более 70 км начиная с 1950 г. Памирское землетрясение, несмотря на очень большую энергию, относится к событиям, связанным с наведенной сейсмичностью. Кольцевые структуры в двух диапазонах глубин сформировались и в области Нурекского водохранилища. Отличие Нурекской плотины (а также многих других гидросооружений) от Усойского завала состоит в постоянной вибрации при падении воды с большой высоты (более 200 м). Этот эффект может приводить к диссипации напряжений, в результате чего в областях искусственных водохранилищ происходят события гораздо более слабые, чем Памирское землетрясение 07.12.2015 г.

Ключевые слова: Сарезское озеро, Нурекское водохранилище, наведенная сейсмичность, кольцевые структуры, глубинные флюиды.

Введение. В искусственных и сравнительно недавно заполненных естественных водохранилищах аккумулируются достаточно большие объемы воды, в ряде случаев превышающие 100 км^3 [1]. Это приводит к значительной дополнительной нагрузке на земную кору и к реализации некоторых геодинамических процессов, позволяющих коре перейти к новому равновесному состоянию. В частности, хорошо известен эффект наведенной сейсмичности, проявляющийся в увеличении количества землетрясений и их энергии даже в тех областях, которые были малоактивными до заполнения водохранилищ [1,2]. До недавнего времени наиболее сильным событием такого типа считалось землетрясение вблизи индийской плотины Койна в 1967 г. ($M=6.6$).

Одной из главных причин наведенной сейсмичности считается проникновение воды из водохранилищ по трещинам в глубь земной коры [1,2]. Однако при этом вода проникает на сравнительно небольшие глубины (порядка нескольких км). Представляет интерес изучение вопроса о том, что может происходить с флюидным полем в областях больших водохранилищ и их окрестностях на относительно больших глубинах в земной коре и верхах мантии. В последние годы установлено, что миграция глубинных флюидов приводит к формированию кольцевых структур сейсмичности, в том числе при подготовке сильных коровых землетрясений [3-8]. В настоящей работе методика, связанная с анализом кольцевых структур сейсмичности, используется для исследования геодинамических процессов в областях двух крупных водохранилищ, расположенных в Таджикистане – естественного (Сарезского) и искусственного (Нурекского). Этот вопрос представляет особый интерес в связи с тем, что 07.12.2015 г. вблизи от Сарезского оз. произошло достаточно сильное коровое землетрясение с $M_w=7.2$ (глубина гипоцентра 22 км).

Краткая геолого-геофизическая характеристика областей исследования. Сарезское оз. расположено в районе Центрального Памира (рис.1). Оно начало заполняться 18 февраля 1911 г. после сильного землетрясения ($M_w=7.2$), когда река Мургаб была запружена в результате огромного оползня, который образовал плотину высотой 567 м. Объем обвалившейся породы составил около 2 км^3 [9]. В настоящее время длина озера составляет 56 км, наибольшая глубина – 505 м, площадь поверхности – 80 км^2 , объем воды – 17 км^3 . Высота уреза воды над уровнем моря достигает 3265 м.

Предполагается, что образовавшаяся при Сарезском землетрясении 1911 г. дамба, известная как Усойский завал, нестабильна и что землям вдоль рек Бартанг, Пяндж и Амударья грозит катастрофическое наводнение, если плотина разрушится при возможном сильном землетрясении. Следует отметить, что после Сарезского землетрясения 1911 г. до 2015 г. в близких окрестностях озера не происходило коровых событий с $M \geq 6.0$. В то же время 07.12.2015 г. вблизи от Сарезского оз. произошло новое сильное землетрясение с $M_w=7.2$ (рис.1).

Нурекское водохранилище расположено на севере Таджикской депрессии, на высоте ~1000 м над уровнем моря (рис.1). Оно начало заполняться после возведения плотины Нурекской ГЭС в 1972 г. и достигло проектной отметки в 1978 г. [2]. Высота Нурекской плотины составляет 300 м, расчетный напор воды – 223 м. Длина водохранилища достигает 70 км, ширина – 1 км, средняя глубина – 107 м. Максимальный объем воды в водохранилище составляет ~ 10.5 км^3 , при этом уровень воды колеблется в пределах 53 м.

Из приведенных данных следует, что потенциальная энергия воды, сконцентрированной в Сарезском оз., гораздо выше, чем для Нурекского водохранилища. Важно отметить, что в отличие от Усойского завала, в области Нурекской ГЭС действует постоянный интенсивный источник вибрации при падении воды с высоты более 200 м.

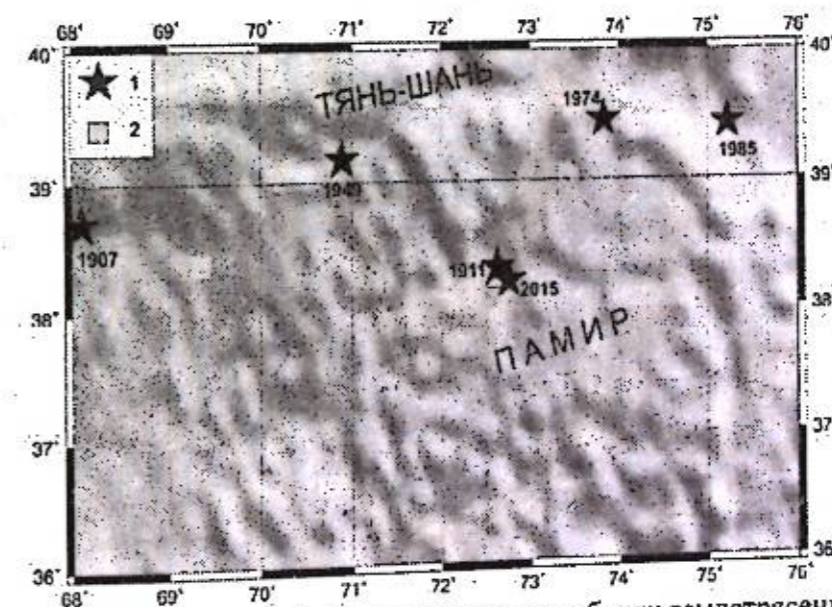


Рисунок 1 – Карта района исследований. 1 – эпицентры неглубоких землетрясений с $M \geq 7.0$ с 1900 г. 2 – Нурекская плотина и Усойский завал (здесь и ниже)

Использованные данные и методика исследований. В работе использовались главным образом каталоги NEIC (начиная с 1950 г. и 1973 гг. для областей, включающих Сарезское оз. и Нурекское водохранилище соответственно).

Методика выделения кольцевых структур описана в работах [4-8]. Здесь мы только заметим, что рассматриваются параметры сейсмичности в двух диапазонах глубин: 0-33 и 34-70 км, в которых формируются кольцевые структуры. Для каждого диапазона отбираются события, магнитуда которых не меньше пороговой (соответственно M_p1 и M_p2).

Анализ данных. Область Сарезского оз. На рис.2 показаны эпицентры неглубоких землетрясений ($h=0-33$ км) в районе, ограниченном координатами $36.5-39.0^\circ \text{ N}$, $71-74^\circ \text{ E}$.

куда входит большая часть Памира, с 01.01.1950 г. по 06.12.2015 г. ($M_{p1}=5.0$). На рис. 1 четко выделяется кольцевая структура с длиной большой оси $L \sim 140$ км, вытянутая в субширотном направлении. На границу структуры попадают эпицентры Сарезского землетрясения 18.02.1911 г. ($M_w=7.2$) и Памирского землетрясения 07.12.2015 г. ($M_w=7.2$), вблизи от нее находится и Усойский завал. Структура сформировалась начиная с 1954 г. (время ее образования T_p составляет около 61 года). На рис.3 представлены характеристики относительно глубоководной сейсмичности ($h=34-70$ км), проявившейся в рассматриваемом районе начиная с 1973 г. В данном случае в 1989-2014 гг. проявилась узкая кольцевая структура, расположенная в основном севернее мелкого кольца и ориентированная в субширотном направлении ($M_{p2}=4.4$, $l \sim 140$ км). Необходимо отметить, что мелкая и глубокая кольцевые структуры пересекаются в областях с координатами $\sim 72.2^\circ$ и 72.8° E, при этом эпицентр Памирского землетрясения 07.12.2015 г. и Усойский завал расположены на расстояниях соответственно ~ 10 и 15 км от восточной области пересечения колец.

На рис.4 представлены эпицентры сильнейших глубоководных землетрясений ($M \geq 6.0$, $h=71-250$ км), зарегистрированных в районе Памира с 1950 г. Видно, что всего здесь произошло четыре таких события (все – в диапазоне глубин 110-125 км). Важно отметить, что эпицентры трех из них попадают в небольшую область размером $\sim 35 \times 35$ км², внутри которой находится Сарезское оз. Площадь области составляет $\sim 1.6\%$ от площади рассматриваемого района. Вероятность того, что три эпицентра попали в эту область случайно, определяется формулой

$$P_{3,4} = C^3_4 (0.016)^3 (0.984) \sim 2.5 \times 10^{-5} \quad (1)$$

Отсюда следует, что вероятность того, что очаги трех сильных глубоководных землетрясений не связаны с Сарезским озером, ничтожно мала.

Область Нурекского водохранилища. На рис.5 приведены эпицентры неглубоких землетрясений в районе Таджикской депрессии и Южного Тянь-Шаня, ограниченном координатами $37.5-39.5^\circ$ N, $68.5-71.0^\circ$ E, начиная с 1973 г. ($M_{p1}=4.5$). На рис.5 выделяется кольцевая структура с большой осью, ориентированной в субмеридиональном направлении ($L \sim 100$ км), которая сформировалась в 1979-2017 гг. Рис.6 иллюстрирует характеристики относительно глубоких землетрясений. В данном случае выделяется кольцевая структура ($M_{p2}=4.4$, $l \sim 110$ км), вытянутая в субширотном направлении, которая образовалась в 1976-2011 гг. Мелкое и глубокое кольца касаются на расстоянии всего лишь ~ 10 км от Нурекской плотины.

Оценка магнитуд возможных сильных землетрясений. Ранее [3, 5-8] было показано, что по характеристикам неглубоких кольцевых структур можно оценивать магнитуды готовящихся сильных землетрясений. В работе [7] получены корреляционные зависимости величин $\lg L(\text{км})$ и M_{p1} от магнитуд M_w сильных внутриконтинентальных событий с разными механизмами очагов, при подготовке которых сформировались эти структуры. Эти зависимости для землетрясений с механизмами типа сдвига, который проявился при землетрясении 07.12.2015 г., имеют вид:

$$\lg L(\text{км}) = -1.12 + 0.49 M_w, \quad r=0.94, \quad (2)$$

$$M_{p1} = -0.17 + 0.64 M_w, \quad r=0.67, \quad (3)$$

где r – коэффициент корреляции.

Для событий с механизмами типа взброса и взбрососдвига, которые преобладают в районе Таджикской депрессии [10], получены следующие формулы:

$$\lg L(\text{км}) = -1.11 + 0.45 M_w, \quad r=0.85, \quad (4)$$

$$M_{p1} = -0.92 + 0.73 M_w, \quad r=0.77. \quad (5)$$

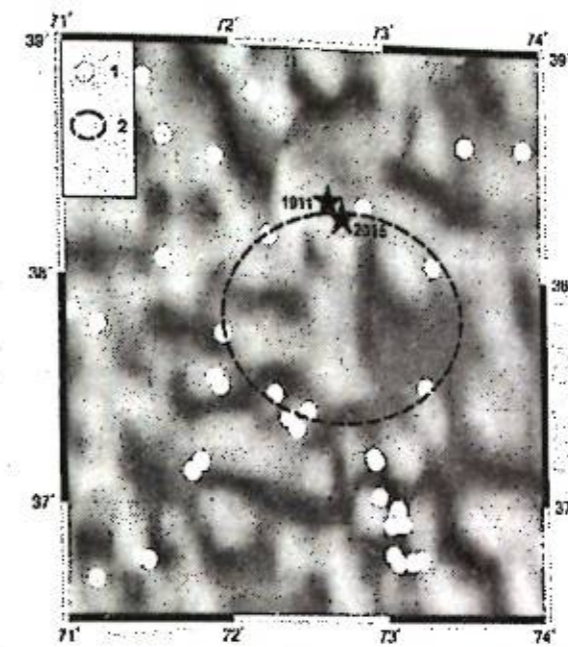


Рисунок 2 – Неглубокая сейсмичность в области Памира. 1 – $M \geq 5.0$. 2 – мелкое кольцо сейсмичности (здесь и ниже)

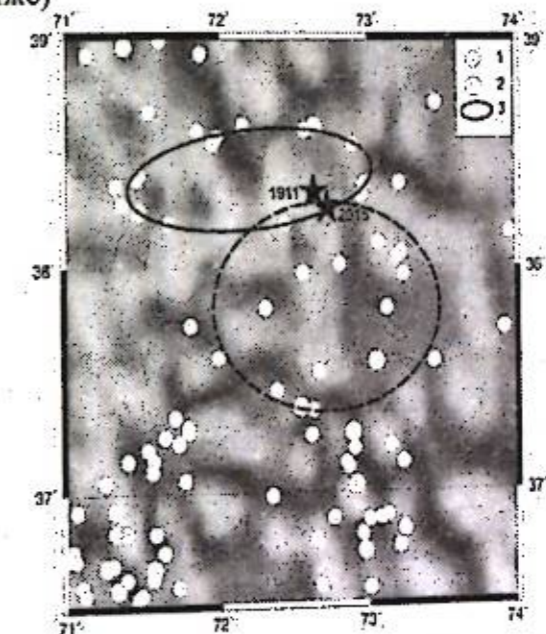


Рисунок 3 – Элементы глубокой сейсмичности в области Памира. 1 – $M=4.4-4.9$, 2 – $M \geq 5.0$. 3 – глубокое кольцо сейсмичности (здесь и ниже)

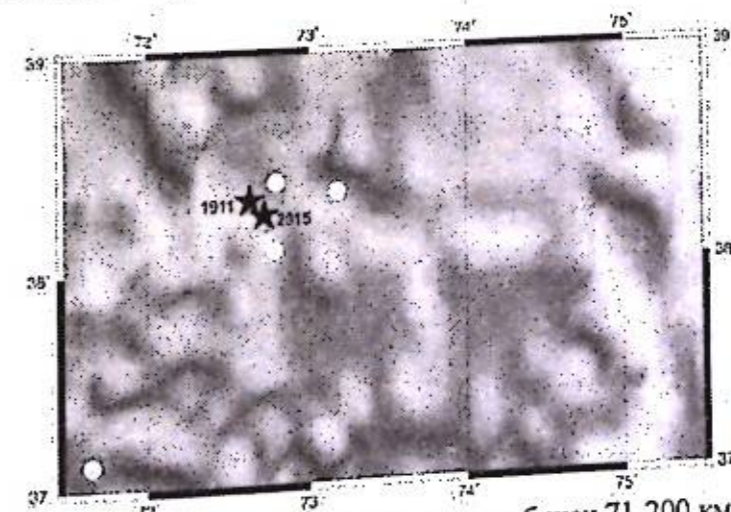


Рисунок 4 – Элементы сейсмичности в районе Памира на глубинах 71-200 км с 1950 г. $M \geq 6.0$

В таблице приведены оценки величин M_w , которые могут соответствовать параметрам кольцевых структур в областях Сарезского оз. и Нурекского водохранилища.

Таблица 1 – Оценки величин M_w по параметрам кольцевых структур

Область	L, км	M_{pl}	T_p , лет	$M_w(L)$	$M_w(M_{pl})$	M_w
38-39° N 72-74° E	140	5.0	61	6.7	8.1	7.4 ± 0.7
38-39° N 69-70° E	100	4.5	38*	6.9	7.4	7.2 ± 0.3

* Для этой области указана текущая величина T_p .

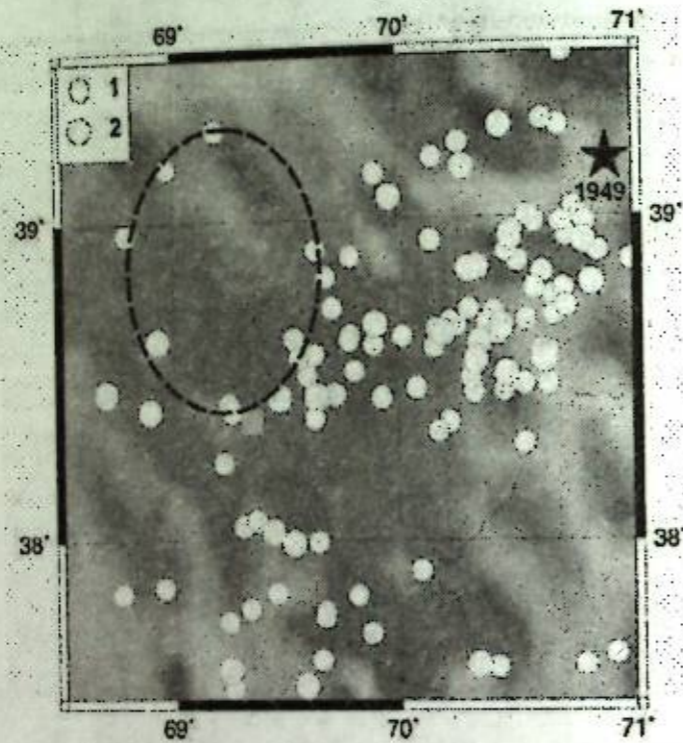


Рисунок 5 – Неглубокая сейсмичность в области Нурекского водохранилища. 1 – $M=4.5-4.9$, 2 – $M \geq 5.0$

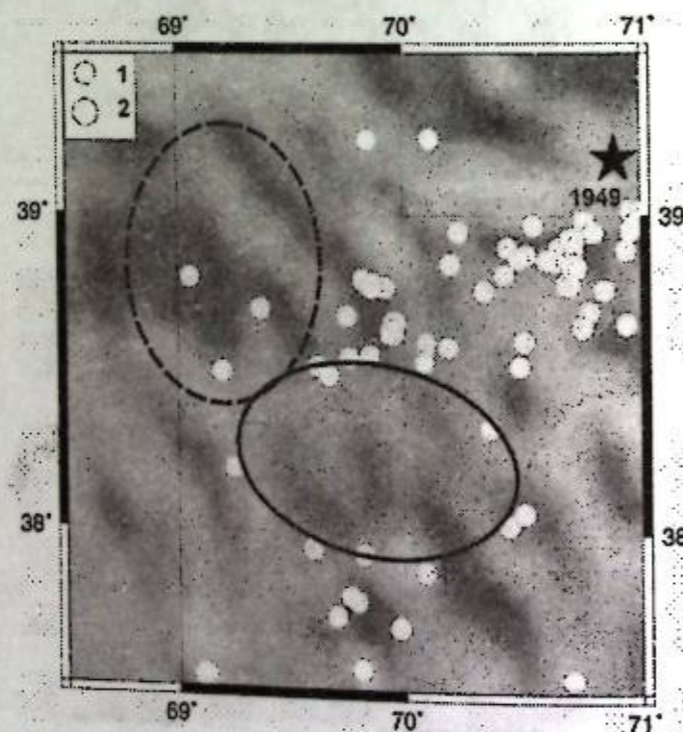


Рисунок 6 – Элементы глубокой сейсмичности в области Нурекского водохранилища. 1 – $M=4.4-4.9$, 2 – $M \geq 5.0$

Обсуждение. Анализ показал, что в областях Сарезского оз. и Нурекского водохранилища сформировались кольцевые структуры сейсмичности в двух диапазонах глубин. Подобные структуры образуются перед большинством сильных и сильнейших землетрясений в зонах субдукции [3,5,6,8]. В указанных работах предполагалось, что данный эффект связан с процессами самоорганизации геологических систем [11], в результате которых происходит подъем флюидов из верхов мантии в земную кору, что в конечном счете приводит к уменьшению потенциальной энергии Земли. Анализ неоднородностей поля поглощения поперечных волн показывает, что флюиды обычно поднимаются по границам кольцевых структур [4]. При этом, с одной стороны, при формировании слоев двухфазного материала с сообщающимися порами и трещинами глубинные флюиды приводят к концентрации напряжений на кровле таких слоев [12], которая и может инициировать сильные сейсмические события, а с другой – сами землетрясения и их афтершоковые последовательности облегчают подъем флюидов благодаря увеличению проницаемости горных пород при вибрационных процессах [13-17]. Существенно, что эпицентры сильных землетрясений, с которыми связано формирование кольцевых структур, как правило, располагаются вблизи областей пересечения или касания мелкого и глубокого колец сейсмичности, где достигается наибольшая мощность двухфазных слоев, которой пропорциональна величина дополнительных напряжений [12]. Одним из главных источников выделения флюидов служит дегидратация пород земной коры и верхней мантии, которая приводит к их охрупчиванию [18-20]. Этот эффект и может обеспечивать формирование колец сейсмичности на относительно больших глубинах.

Во внутриконтинентальных районах, как правило, формируются кольцевые структуры сейсмичности только в верхнем диапазоне глубин, что мы связываем с меньшим содержанием флюидов в их литосфере по сравнению с активными окраинами континентов [7].

По аналогии с подготовкой сильных землетрясений можно считать, что формирование кольцевых структур и близость областей их пересечения и касания к двум водохранилищам также доказывает их генетическую связь. Можно полагать, что образование колец сейсмичности и в рассматриваемых нами случаях связано с высвобождением потенциальной энергии глубинных флюидов, благодаря подъему которых среда постепенно приближается к новому равновесному состоянию. В работах [7,8] были получены данные, которые могут свидетельствовать о пропорциональности сейсмической энергии сильных неглубоких землетрясений величине выделенной в связи с этими событиями потенциальной энергии флюидов. В этом отношении существенно, что оценка магнитуды Памирского землетрясения 07.12.2015 г., полученная по формулам (2) и (3), близка к реальной величине (хотя, конечно, следует учитывать невысокую точность этой оценки).

Вместе с тем требует объяснения резкое различие уровней сейсмической активности в этих областях. Как уже отмечалось, Памирское землетрясение 07.12.2015 г. оказалось значительно более сильным, чем все известные события, связанные с наведенной сейсмичностью. Кроме того, глубина его гипоцентра намного больше, чем у таких землетрясений. По нашему мнению, эти эффекты обусловлены следующими обстоятельствами. Во-первых, глубина Сарезского оз. (и, следовательно, дополнительное давление на его ложе) намного больше, чем у любого искусственного водохранилища. Во-вторых, одно из главных отличий Сарезского озера от большинства искусственных водохранилищ состоит в отсутствии постоянно действующего интенсивного источника вибрации при падении воды с большой высоты. Как известно, вибрация приводит к увеличению проницаемости горных пород даже в модельных экспериментах [13,14]. Тем более этого можно ожидать на сравнительно больших глубинах в земной коре и верхах мантии, где архимедова сила стремится выдавить флюиды к поверхности [16,17]. Можно предположить, что постоянные колебания в верхней части коры, несмотря на сравнительно малые амплитуды, не позволяют существовать относительно толстому двухфазному слою со

связанными порами и трещинами длительное время, достаточное для подготовки сильного землетрясения.

О связи Памирского землетрясения 07.12.2015 г. с Сарезским оз. свидетельствует и положение сильнейших глубокофокусных событий в рассматриваемом районе (рис.4). Можно полагать, что достаточно сильные землетрясения с $M=6.0-6.3$ на глубинах 110-125 км также произошли здесь в результате охрупчивания мантийных пород при их дегидратации [18-20]. В то же время дегидратация могла быть инициирована дополнительной нагрузкой на литосферу при заполнении Сарезского оз., что также связано с процессами самоорганизации геологических систем [11].

Еще одним косвенным подтверждением связи Памирского землетрясения 07.12.2015 г. с заполнением Сарезского оз. может служить общий уровень сейсмичности в районах Центрального и Южного Памира. Анализ сейсмичности показывает, что по крайней мере с начала XIX-го века до 2015 г. включительно здесь были зарегистрированы только два сильных коровых землетрясения с $M \geq 7.0$, одно из которых и породило Усойский завал в 1911 г., а второе – произошло в 2015 г. рядом с озером (рис. 1). Отсюда следует, что для большей части Памира период повторяемости событий с $M \geq 7.0$ заведомо больше 200 лет. Таким образом, есть большие основания считать, что Памирское землетрясение 07.12.2015 г., несмотря на очень высокую энергию и большую глубину, также относится к разряду событий, связанных с наведенной сейсмичностью.

В области Нурека кольцевые структуры также касаются друг друга вблизи от водохранилища. В связи с этим можно предполагать, что формирование этих структур в рассматриваемых нами случаях связано в первую очередь с нагрузкой водного объема. В то же время в области Нурекского водохранилища, как и в окрестностях большинства других искусственных водохранилищ, где имеет место падение воды с большой высоты, по нашему мнению, не следует ожидать землетрясения с $M \sim 7.0$, соответствующего оценкам по формулам (4) и (5). Данные о сейсмичности в областях Нурекского и других крупных водохранилищ могут свидетельствовать о том, что постоянная вибрация способствует медленному подъему глубинных флюидов и диссипации напряжений, что обеспечивает постепенное уменьшение потенциальной энергии флюидов и препятствует подготовке достаточно сильных сейсмических событий.

Литература

1. Киссин И.Г. Землетрясения и подземные воды. М.: Наука. 1982. 176 с.
2. Simpson D.W., Negmatullaev S.K. Induced seismicity at Nurek reservoir, Tadjikistan, USSR // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1981. V. 71. N 5. P. 1561-1586.
3. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры // Докл. РАН. 2009. Т. 429. № 1. С. 106-109.
4. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. О корреляции характеристик сейсмичности и поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2010. № 6. С. 34-51.
5. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности и землетрясение 11.03.2011 г. ($M_w=9.0$) в районе северо-восточной Японии // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 246-249.
6. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе очага землетрясения Мауле (Чили, 27.02.2010 г., $M_w=8.8$) и их связь с сейсмичностью и вулканизмом региона // Геофизические исследования. 2011. Т. 12. № 3. С. 22-32.
7. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся в континентальных районах перед сильными землетрясениями с различными механизмами очагов // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 1. С. 5-15.

8. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Характеристики кольцевых структур сейсмичности, формирующихся перед сильными и сильнейшими землетрясениями на периферии Тихого океана // Вестник НЯЦ РК. 2013. Вып. 2. С. 131-139.
9. Агаханянц О.Е. Сарез: озеро на Памире. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 112 с.
10. Abers G., Bryan K., Roecker S., McCaffrey R. Thrusting of the Hindu Kush over the southeastern Tadjik basin, Afghanistan: evidence from two large earthquakes // Tectonics. 1988. V. 7. N 1. P. 41-56.
11. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука. 1992. 229 с.
12. Gold T., Soter S. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes // Pure Appl. Geophys. 1984/1985. V. 122. P. 492-530.
13. Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Киссин И.Г., Николаев А.В. О некоторых эффектах вибрационного сейсмического воздействия на водонасыщенную среду. Сопоставление их с эффектами удаленных сильных землетрясений // Докл. РАН. 1987. Т. 297. № 1. С. 53-56.
14. Блехман И.И. Вибрационная механика. М.: Наука. 1994. 400 с.
15. Rojstacher S., Wolf S. Permeability changes associated with large earthquake: an example from Loma Prieta, California // Geology. 1992. V. 20. P. 211-214.
16. Ogawa R., Heki K. Slow postseismic recovery of geoid depression formed by Sumatra-Andaman earthquake by mantle water diffusion // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L06313. Doi: 10.1029/2007GL029340.
17. Miyazawa M., Brodsky E. Deep low-frequency tremor that correlates with passing surface waves // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. B01307. Doi: 10.1029/2006JB004890.
18. Raleigh C., Paterson M. Experimental deformation of serpentine and its tectonic implications // J. Geophys. Res. 1965. V. 70. P. 3965-3985.
19. Yamazaki T., Seno T. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. NB4. doi: 10/1029/2002JB001918.
20. Jung H., Green H., Dobrzhinetskaya L. Intermediate-depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change // Nature. 2004. V. 428. P. 545-549.

О ГИДРОЛОГИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ РЕКИ НАРЫН

Манжиков Б.Ц.
manjikov@mail.ru
г. Бишкек, Киргизия

В статье обсуждается наличие предполагаемых многоводных и маловодных периодов в гидрологическом режиме реки Нарын, по поводу которого существуют прямо противоположные точки зрения [1–4]. В результате анализа ежемесячных показателей стока р. Нарын с 1911 по 2012 г. выявлены положительный линейный тренд и сезонные компоненты гидрологического режима реки. Других статистически значимых многолетних составляющих, в том числе, связанных с многоводными и маловодными периодами гидрологического режима реки, не обнаружено.

Ключевые слова: гидрологический режим, сток реки, маловодье, многоводье, половодье, межень, гидрологические данные, гармонический анализ.

Исследования водного режима крупных рек проводятся для создания адекватной модели водного режима, без которой невозможны успешное возведение и эффективная эксплуатация гидротехнических сооружений. Данные вопросы приобретают особую актуальность в связи с реализацией проектов по строительству Камбаратинских ГЭС и Верхне-Нарынского каскада ГЭС на реке Нарын.

Мощные ледниковые поля, обширные снежники и многочисленные выходы грунтовых вод формируют в горах Тянь-Шаня и Алая густую и разветвленную гидрологическую сеть [1, 2]. Полноводность всех ее крупных рек, берущих свое начало высоко в горах, и питающихся в основном талыми водами ледников и снежников, зависит от площади бассейнов, степени их оледенения и накопленных снежных запасов. Граница вечных снегов, выше которой они образуются и накапливаются, в зависимости от ориентировки склонов хребтов, располагается на высотах 3600–4600 метров. Относительно большая высота снеговой линии здесь обусловлена географическим положением республики и сухостью ее климата. Для сравнения, на западном Кавказе она находится в среднем на высоте – 2800 метров, а на Алтае – 2400–3500 метров. Наименьшая высота снеговой линии характерна для Ферганского и Киргизского хребтов. К юго-востоку она значительно повышается из-за дефицита атмосферных осадков в этом направлении.

Вследствие интенсивного испарения и фильтрации водность горных рек уменьшается в низовьях. Соответственно существуют две гидрологические области: область формирования стока – охватывающая горную зону и область рассеивания стока – предгорную и равнинную области. В области рассеивания стока формируется зона выклинивания подземных вод, где многие реки получают дополнительное питание. Нередко здесь образуются речки и ручьи грунтового питания, которые за прозрачность воды в них называют «кара-су».

Реки Кыргызстана относятся к бассейнам Аральского моря (76,5% площади Кыргызстана), Тарима (12,4%), Иссык-Куля (10,8%) и Балхаша (0,3%). Они обладают колоссальной русловой энергией, запасы которой оцениваются в 10^3 млрд. квт-ч.

Основная водная артерия Тянь-Шаня – Нарын образуется после слияния Большого и Малого Нарына в 44 км к востоку от города Нарын. Истоком Большого Нарына является река Кумтор, берущая начало с ледника Петрова, представляющего собой мощный ледяной поток, спускающегося по западной периферии массива Ак-Шыйрак. Сливаясь, реки Кумтор и Арабель-Суу образуют реку Тарагай (Джаак-Таш), которая, принимая слева крупный приток реку Карасай, дает начало Большому Нарыну. Малый Нарын, впадающий в Большой

Нарын справа, получает свое название после слияния рек Бурхан и Джыланач. Главная составляющая Малого Нарына – река Бурхан, образуется многочисленными речушками, стекающими с ледников северного склона хребта Джетимбель. К западу до выхода в Кетменьтобинскую котловину р. Нарын принимает справа притоки: Он-Арча, Каджырты, Кёкёмерен, слева: Атбашы, Алабуга, Кёк-Ирим и др.

Система р. Нарын охватывает почти всю территорию Нарынской области и часть Иссык-Кульских сыртовых нагорий. С севера бассейн ограничивают хребты Терской-Алатау, Киргизский и Таласский, а на юге – хребты Атбашы и Ферганский. Ее водосбор, расположенный в глубине горной системы с малым количеством атмосферных осадков в течение года, определяет невысокую удельную водоносность ($7,3$ л/с км²) системообразующей реки. В отличие от нее повышенной водоносностью здесь обладают реки, бассейны которых располагаются на периферийных горных хребтах с более высоким увлажнением и со значительным развитием оледенения на высокоприподнятых сыртовых нагорьях. В частности, сток притоков Кёкёмерена составляет $15–17$ л/с км², а Большого Нарына и Малого Нарына, соответственно, $8,3$ л/с км² и $11,1$ л/с км². В то время как в бассейнах рек, лишенных питания вечных снегов и ледников, норма стока не превышает $1–2$ л/с км².

После слияния Большого и Малого Нарына пологие ровные участки речной долины сменяются узкими каньонообразными ущельями с многочисленными порогами и весьма бурным течением. Прорезая Ферганский хребет, Нарын принимает многочисленные притоки, самые крупные из которых Атбашы, Алабуга – слева; Кекджерты и Кёкёмерен – справа. С выходом в Ферганскую долину, Нарын теряет характер горной реки, разбивается на рукава, образуя конус выноса и галечниковую пойму шириной до $3,5$ км. Ниже он сливается с Карадарьей, образуя Сырдарью.

Нарын со своими притоками относится к группе рек снегово-ледникового питания с характерными летним половодьем и зимней меженью. Лишь в питании правого притока – реки Кёкёмерен заметную долю составляют дождевые воды. Длина реки 807 км, площадь бассейна, вытянутого в широтном направлении, составляет около 59100 км². Расход воды у слияния Большого и Малого Нарына около 90 м³/сек, а в устье – 429 м³/сек. Средний расход воды 421 м³/сек.

Нарын, годовой сток которого составляет 14 км³, уступает по водности рекам равнинной части Евразии: Волге в 18 раз, Днепру в 3 и Дону в 2 раза. Но, при этом благодаря более крутому уклону русла, (средний уклон Волги $0,072$ м/км, у Нарына 3 м/км, а его притока Кёкёмерена – 8 м/км), Нарын и другие реки Киргизии по своему гидроэнергетическому потенциалу превосходят многие равнинные реки. В частности, по данному показателю Нарын лишь немного уступает таким рекам, как Волга и Амур. В нижнем течении Нарына возведены Токтогульская, Курпсайская и Таш-Кумырская, Шамалдысайская, Учкурганская ГЭС.

По режиму стока реки Кыргызстана относятся к тянь-шаньскому и алтайскому типам. Реки первого типа питаются главным образом талыми водами снежников и ледников высокогорья. Расход воды в них увеличивается летом в период интенсивного таяния, достигая максимума в июле, августе. Реки алтайского типа питаются преимущественно талыми водами сезонных снегов среднегорья. Расход воды в них увеличивается весной. Период половодья продолжительный, так как снег на разных высотах тает не одновременно. Летом же сток этих рек уменьшается.

Информационной базой настоящих исследований послужили гидрологические данные, предоставленные гидротехнической службой ОАО «Электрические станции» КР, содержащие 1224 значения ежемесячного стока Нарына с 1911 по 2012 г. Указанные данные отражают изменения первой производной по времени стока – одного из основных параметров, определяющих гидроэнергетический потенциал реки.

На рисунке 1а показан годовой гидрологический режим реки, вычисленный путем синхронного суммирования одноименных месячных показателей за все время наблюдений. В

соответствии температурным фоном, сток реки закономерно меняется в течение года. Половодье начинается в апреле и продолжается по сентябрь, достигая максимума в июне, межень – с октября по март, с минимальными значениями стока в феврале. Как видно по изменению объема стока, возрастание температуры в бассейне реки в весенне-летний период происходит гораздо быстрее, чем ее спад в течение осенне-зимнего. Очевидно, это связано с особенностями регионального климата, который характеризуется бурной весной и продолжительной теплой осенью.

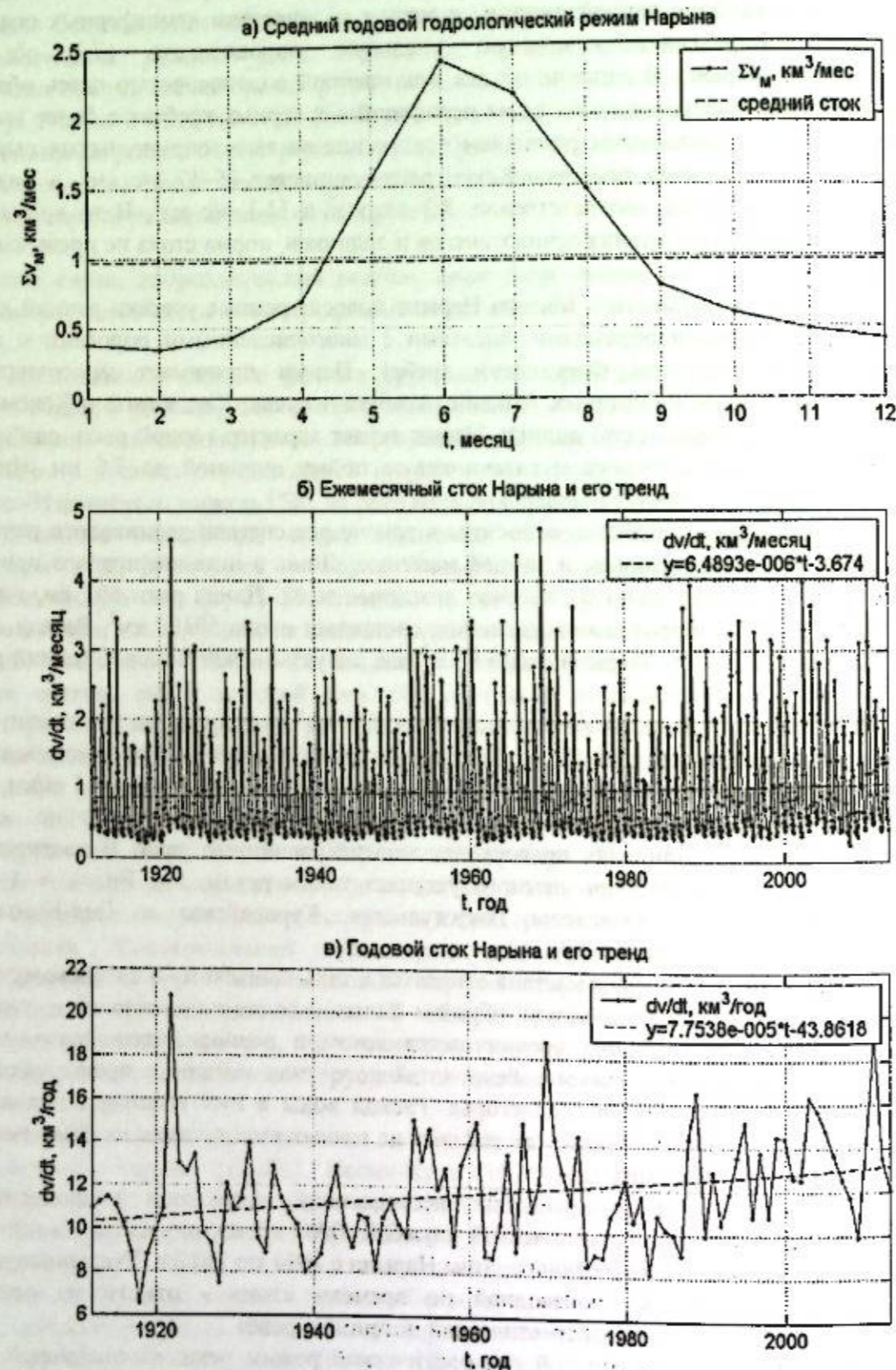


Рисунок 1 – Средний годовой, ежемесячный и годовой сток Нарвы за 1911-2012 гг.

На рисунке 1б и 1в приведены временные зависимости ежемесячного и годового стока Нарвы за рассматриваемый период наблюдений.

На первой из них, благодаря месячной дискретизации исходных данных, в течение года хорошо проявляются, обусловленные изменениями температуры воздуха, закономерные сезонные колебания стока реки. Оба ряда также содержат в виде положительного линейного тренда, обозначенного пунктиром, квазистатическую составляющую, характеризующую систематическое многолетнее увеличение речного стока, составляющего 6489 м³/месяц или 77538 м³/год. Тренд на графиках вычислен методом наименьших квадратов. Соответствующие уравнения регрессии, приведенные на вставках, имеют вид:

$$v = v_0 + (dv/dt)t,$$

где v_0 – начальный сток реки, dv/dt – скорость увеличения стока, t – время от начала наблюдений.

Данные зависимости, полученные в результате многолетних инструментальных наблюдений, позволяют рассчитать объем стока в произвольный момент времени, и являются пригодными для долгосрочного прогноза гидрологического режима реки.

Наблюдаемое многолетнее систематическое увеличение стока рек ледниково-снегового питания, таких как Нарва, объясняется ускорением таяния питающих ледников, вследствие глобального потепления климата [5, 6], а также увеличением количества осадков, выпадающих в бассейне реки Нарва в зимнее время года.

Дифференциальные показатели месячного и годового стока Нарвы, представленные на рисунках 1б и 1в отражают сравнительно быстрые изменения гидрологического режима реки под влиянием, прежде всего, климатических факторов, обуславливающих, в частности, сезонные колебания стока. Однако эти зависимости не дают представления о его более длиннопериодных составляющих, отвечающих маловодным или многоводным периодам стока, за исключением тренда, который сравнительно легко поддается вычислению. С этой целью обратимся к его интегральным показателям, характеризующим суммарный сток реки.

На рисунке 2а представлена временная зависимость кумулятивного месячного стока Нарвы в течение рассматриваемого периода времени. Благодаря усредняющему эффекту суммирования данная интегральная зависимость лучше отражает сравнительно медленные изменения стока реки, происходящие под влиянием всей совокупности влияющих факторов. Она является неубывающей и достаточно точно аппроксимируется линейной зависимостью, которая показана пунктиром на том же рисунке. Очевидно, аппроксимирующая зависимость представляет идеализированный случай гидрологического режима реки, когда ее сток, не испытывая каких-либо возмущений, равномерно увеличивается во времени с постоянной скоростью. При этом реальные изменения стока реки Нарва, имевшие место в действительности, равны величинам отклонения его от указанной идеализированной линейной зависимости, представленными на рисунке 2б.

Заштрихованные области, расположенные на указанном графике выше нулевого уровня, соответствуют относительно многоводью, а ниже, – маловодью реки. Как видно, продолжительность и последовательность этих периодов во времени далеки от регулярных и, носят скорее случайный, чем закономерный, характер. Полученные результаты указывают на то, что наблюдаемые колебания стока Нарвы не являются закономерными, систематически повторяющимися, статистически значимыми явлениями, имеющие прогностическое значение.

Данное заключение подтверждается также результатами гармонического анализа данных по ежемесячному стоку реки Нарва, которые содержат всю необходимую информацию о гидрологическом режиме, включая сведения об особенностях стока реки, связанными с предполагаемыми многоводными и маловодными периодами. Благодаря своей регулярной структуре, они позволяют для выявления периодических составляющих использовать достаточно развитые и хорошо апробированные в других областях методы анализа. Одним из них является метод гармонического анализа, основанный на

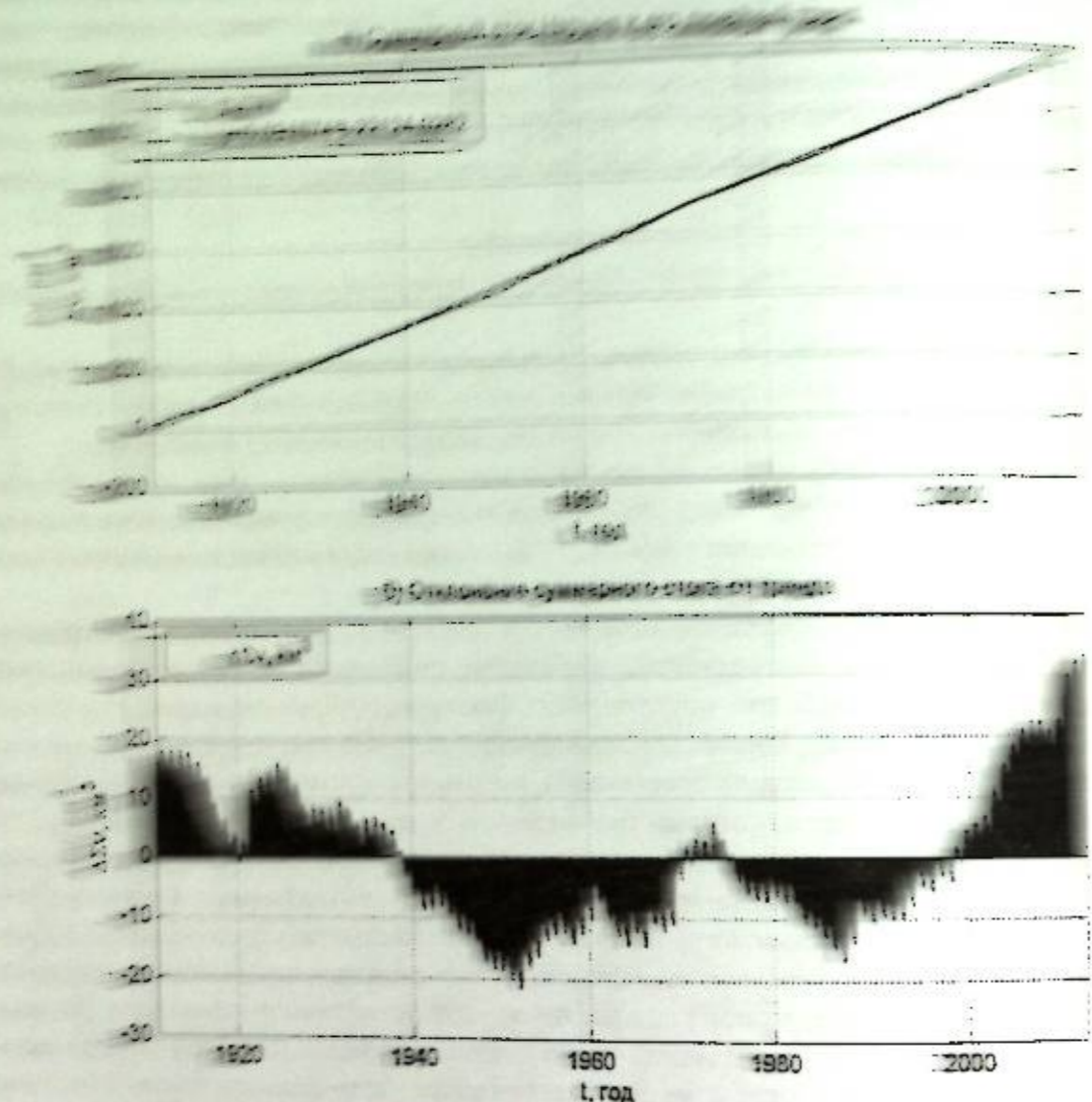


Рисунок 2 – Суммарный сток Нарына и отклонения от его линейного тренда

В нашем случае гармонический анализ ежемесячных наблюдений методом быстрого преобразования Фурье применялся для выявления статистически значимых периодических компонент гидрологического режима реки Нарын. Необходимая корректность результатов анализа достигалась предварительным выполнением процедуры «отбеливания» данные исходного ряда гидрологических наблюдений путем вычитания линейного тренда, рисунок 3а. Затем, отбеленные таким образом данные, подвергались преобразованию Фурье. Спектральная плотность временного ряда наблюдений, не содержащего линейного тренда, показана на рисунке 3б.

В результате проведенного гармонического анализа гидрологических данных были выявлены сезонная составляющая с периодом 12 месяцев, а также вторая и третья гармоники месячного стока реки. Более длиннопериодные составляющие, которые предположительно могли бы иметь отношение к маловодным и многоводным периодам стока Нарына, обнаружить не удалось. Полученные результаты объективно указывают на их отсутствия в гидрологическом режиме реки Нарын.

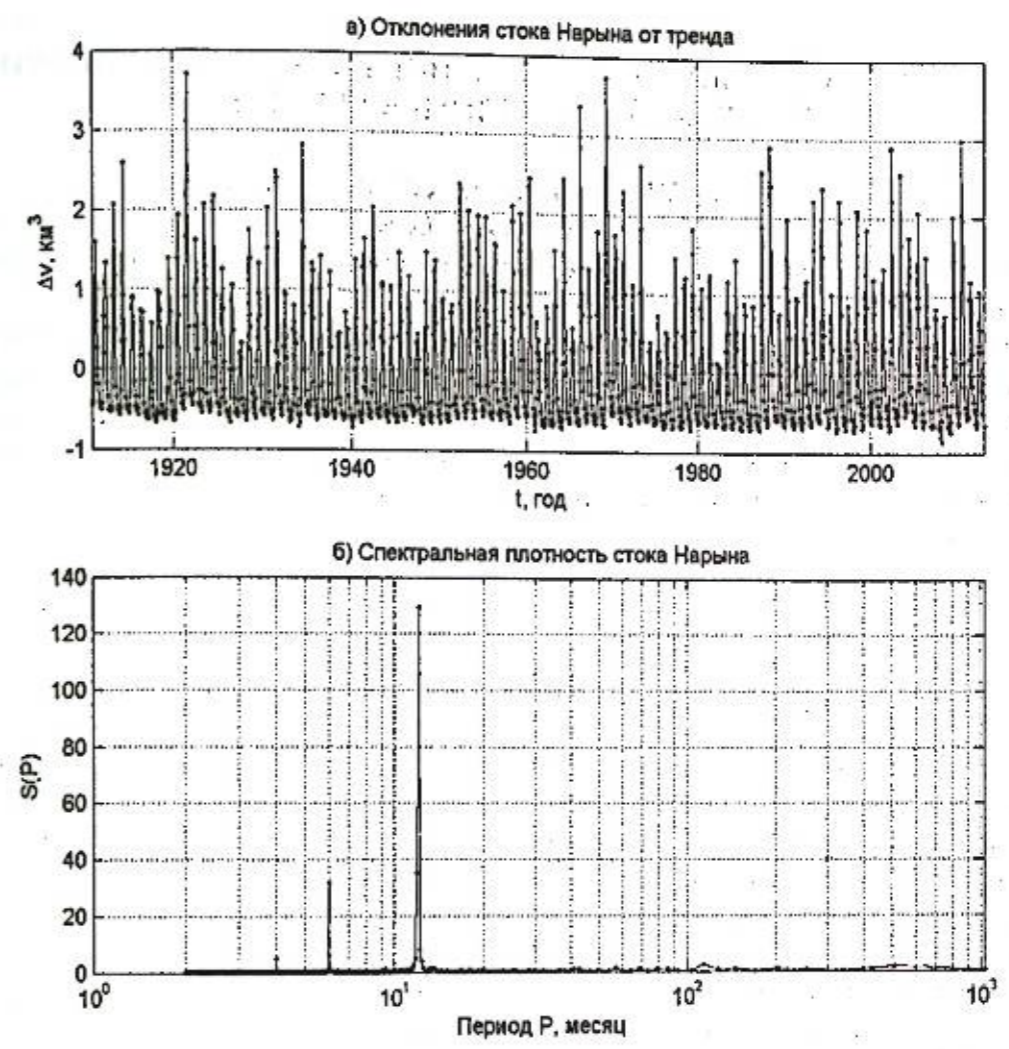


Рисунок 3 – а) временной ряд данных наблюдений за вычетом линейного тренда, б) спектральная плотность стока Нарына

Таким образом, результаты гармонического анализа многолетних данных стока реки Нарын, указывают на отсутствие каких-либо статистически значимых составляющих, имеющих отношение к наличию многоводных и маловодных периодов его стока. Следовательно, в общем случае гидрологический режим реки Нарын может быть представлен в виде суммы линейного тренда и сезонной составляющей его стока.

Литература

1. Маматканов Д.М., Бажанова Л.В., Романовский В.В. Водные ресурсы Кыргызстана на современном этапе. Бишкек: Илим. 2006. 276 с.
2. Торгоев И.А., Алешин Ю.Г. Геоэкология и отходы горнопромышленного комплекса Кыргызстана: Справочник-словарь. Бишкек. 2009. 240 с.
3. Олейникова В.А. Оценка выработки электроэнергии Курпсайской ГЭС и показателей годового стока реки Нарын в периоды работы водосбросных сооружений // Вестник КРСУ. 2011. Т. 11. № 9. С. 125-128.
4. Петров Г.Н. Изменчивость и прогноз водного стока крупных рек бассейна Аральского моря // ДАН АН РТ. Душанбе. 2008. Т. 51. № 4. С. 290-294.
5. Будыко М.И., Вишников К.Я., Дроздов О.А., Ефимова Н.А. Предстоящие изменения климата. М.: Изд. АН СССР. Сер. географическая. 1978. № 6. С. 5-19.
6. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеониздат, 1980. 352 с.
7. Тихонов В.И. Статистическая радиотехника. М.: Советское радио, 1966. 678 с.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ НЕКОТОРЫХ НОВЫХ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ В КЫРГЫЗСТАНЕ

Орунбаев С.Ж., Родкин М.В., Абдывапов Н.А.
s.orunbaev@gmail.com

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, г. Бишкек, Киргизия

Для территории Кыргызской Республики оценка сейсмической опасности чрезвычайно актуальна. Наиболее остро стоит вопрос о величинах максимальных сейсмических воздействий. Однако для территории Кыргызской Республики практически отсутствуют данные по сильным движениям и в связи с редкостью сети наблюдений и редкостью сильных землетрясений такая информация появится очень не скоро.

Ключевые слова: пиковая скорость (PGV), средняя скорость на грунте (V_s30), метод оценки максимальной скорости грунта (PGVEM).

Постановка задачи и метод. Величина сейсмической опасности определяется величиной максимального сейсмического воздействия и грунтовыми условиями, способными значительно увеличить или уменьшить силу такого воздействия. Ниже мы обсуждаем процедуру оценки отклика грунтовой толщи и характеристической пиковой скорости движения грунта, PGV. Таким образом, мы пытаемся представить комплексную оценку, учитывающую максимальное ожидаемое значение сейсмического воздействия и локальный сайт-эффект, связанный со свойствами почвы.

Ожидаемый максимальный уровень сейсмического воздействия был оценен как значения пиковой скорости (PGV) при древних сильных землетрясениях, оцененных по величине предположительно сейсмогенных дислокаций, в данном случае в смещениях блоков (обломков) скальных пород в исследуемой области. Получение статистических полевых данных такого рода позволяет очертить очаговые области сильных землетрясений и оценить максимальные значения сейсмических воздействий.

Оценка локальных профилей скоростей S-волн является ключевым фактором при оценке поверхностного слоя в инженерной сейсмологии. Такого рода исследования весьма трудоемки и ими может быть охвачены только относительно ограниченные участки исследуемой территории. Такие сейсмические измерения были проведены нами на ряде участков в Нарынской области для определения скоростной структуры грунтовой толщи по сейсмическим инструментальным данным. Значения скорости S-волны, согласно данным Национальной программы уменьшения опасности землетрясений (NEHRP) (Building Seismic Safety Council, 2004) являются критическими параметрами для оценки величин сайт-эффекта. Однако, требуется метод, позволяющий распространить имеющиеся локальные данные на всю исследуемую территорию. Для получения такого площадного покрытия мы используем простой и недорогой метод [1], предполагающий корреляцию между наклоном рельефа и средним значением скорости S-волны в приповерхностном слое (обычно мощностью 30 м). Предполагается, что на локальном уровне существует приемлемо точная корреляция между локальным наклоном местности (получаемым по топографии) и значением поверхностной скорости S-волны.

Финальная карта оценки долгосрочной сейсмической опасности может быть получена как композиция результатов оценки PGV и величин скорости поперечных волн (V_s) приповерхностном слое.

Область исследования. Перейдем к вопросу применения изложенного выше комплексного подхода для участка строительства каскада ГЭС на Верхнем Нарыне. Существует несколько аспектов оценки сейсмической опасности для гидроэлектростанций: - сейсмическая безопасность существующей гидроэлектростанции; - сейсмическая

интерпретация данных наблюдений по деформации фрагментов плотины; - опасность нарушения основания плотины; - определение сейсмического риска в связи с опасностью разрушения плотины. При этом большие землетрясения могут иметь сильное воздействие на местные гидроусловия и рельеф. Сейсмическая опасность гидроэлектростанций может развиваться разными путями. Сильное землетрясение способно вызвать вибрации в плотинах, прилегающих структурах, оборудовании и фундаменте, сбой в гидроэлектростанциях, смещение разломов в дне водоема (волны воды в водохранилище или потеря надводного борта), массовые перемещения водных масс в резервуаре. Активные разломы в Нарынской области представляют угрозу безопасности Верхне-Нарынского гидроэнергетического каскада. Складчатые структуры в нарынском секторе – это преимущественно структуры широтного сжатия, которые могут деформировать и повреждать тело плотин.

В нашем исследовании по анализу сейсмической опасности, мы комбинируем данные о максимальном ожидаемом значении сейсмического воздействия и о состоянии грунтов. Эти два параметра являются основными факторами оценки сейсмической опасности. Для оценки максимального сейсмического воздействия мы использовали предложенный недавно [2] PGVEM (метод оценки максимальной скорости грунта). Ранее этот метод применялся для изучения очаговых зон древних землетрясений в российском секторе Фенноскандии [3, 4], Крыма [5] и территории Киргизии [6, 7], в частности при изучении полевых данных очаговых зон Сусамырского (19.08.1992, $M_s = 7.3$) и Кеминского (03.01.1911, $M_s = 7.9$) сильных землетрясений [8]. Этими работами было продемонстрировано хорошее согласие результатов применения этого метода с результатами других сейсмических методов. PGVEM дает возможность оценить пиковые скорости движения грунта, возникавшие во время сильных землетрясений в прошлом. Метод PGVEM обеспечивает достаточно достоверную оценку в случаях, если по полевым исследованиям была получена соответствующая статистика о смещенных блоках камней, предположительно перемещенных во время древних сильных землетрясений. Этот же подход приложим при археосейсмических исследованиях [5, 6]. Этим методом нами проводилась оценка величин PGV в Нарынской области, вокруг планируемого расположения дамб и водохранилищ Верхне-Нарынского гидрокаскада.

Во многих сейсмически активных регионах мира информация о поверхностной геологии и скорости сдвиговых волн практически отсутствует. Такие карты доступны только для отдельных территорий, преимущественно в городских агломерациях. С другой стороны, данные топографических высот требуемого масштаба доступны для всего земного шара. Резонно предположить, что топографические данные отражают характер приповерхностной геоморфологии и литологии. Локальный топографический градиент и данные значений V_s30 характеризуется на дискретном наборе точек, обобщаются, и затем эта связь распространяется на всю изучаемую область. Сейсмические наблюдения проводятся на основе наблюдений сейсмического шума, состоящего в основном из поверхностных волн, которые и анализируются для получения информации о локальном приповерхностном профиле S-волн.

Геологическая и геоморфологическая обстановка исследуемой области. Исследовался бассейн в пределах Кыргызского Тянь-Шаня, Нарынский район, в области и окрестности планируемого сооружения Верхне-Нарынского гидрокаскада (рис. 1). Район охватывает 200 км с востока на запад по течению Нарына. Нарынский бассейн содержит многочисленные свидетельства поперечного сокращения за четвертичный период [9]. Позднечетвертичная деформация связана главным образом с двумя южно-вергентными надвиговыми разломами, достигающими поверхности в северо-восточной и северо-центральной частях бассейна [10]. Массивы известняка, окружающие бассейн Нарына, были интерпретированы как представляющие палеозойскую морскую карбонатную платформу, которая была объединена с азиатским континентом на ранней стадии орогенеза. Взброшенные речные террасы доминируют в ландшафте Нарынского бассейна. Эти поверхности коррелируются на основе морфологии и абсолютной геохронологии [11].

Поверхность террасы подстилается гравийными и булыжными конгломератами мощностью от 2 до 30 м.

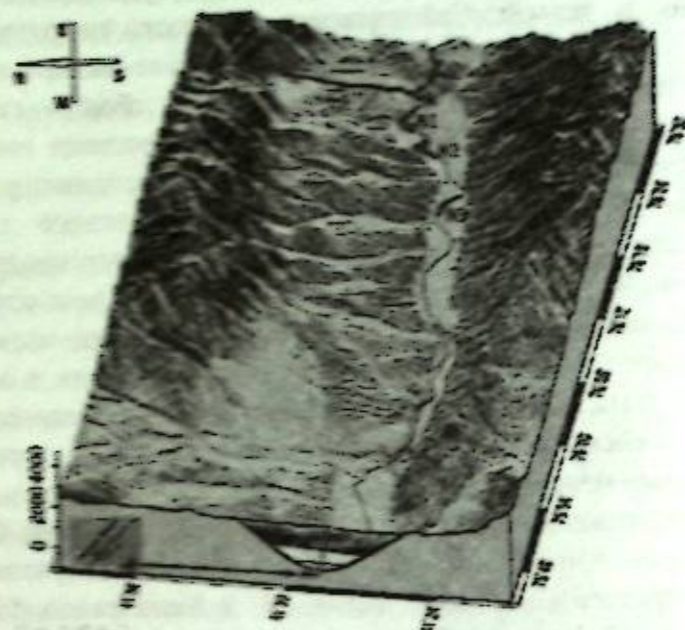


Рисунок 1 – Трехмерная топографическая модель территории (1-arcsec) Нарынской области с заполненными резервуарами. Красная линия ограничивает территорию города Нарын, зеленый треугольник обозначает университетский городок УЦА. А - обозначает гидроэлектростанцию Ак-Булуун (НЭС), N1 - Нарынскую ГЭС-1, N2 - Нарынскую ГЭС-2, а N3 - обозначает Нарынскую ГЭС-3

Верхняя Нарынская область расположена на восточном краю Нарынской впадины, где не было зарегистрировано крупных сейсмических событий. Таблица 1 содержит список бывших здесь землетрясений. Сильнейшие землетрясения с интенсивностью 7 и 7-8 в эпицентре произошли в 1885, 1948 и 1954 гг. Следует отметить, что источник Куланского землетрясения находился на глубине ($H = 6$ км), а Дурбельжинское землетрясение на глубине ($H = 15$ км), во втором случае это привело к ослаблению сейсмического эффекта. По этой причине, несмотря на то, что эпицентр Дурбельжинского землетрясения располагался ближе к городу Нарын, чем эпицентр Куланского землетрясения, интенсивность на территории Нарына была ниже. Атбашинское землетрясение 1885 г. по данным [12] вероятно имело на территории г. Нарын интенсивность $I = 5-6$.

Таблица 1. Сильнейшие известные землетрясения исследуемого района

год	мес	день	час	мин	шир	долг	H	M	Io	Название	Интенсив. Вокруг Нарын
1885	9	19	20		41.7	75.8	14	5	7	Атбашинский	5-6
1902	2	13	3	56	41.4	76.0	15	5.4			
1907	3	11	1	34	41.5	75.0	20	5.6			
1927	5	29	10	28	41.2	75.2	15	5			
1952	4	20	20	5	41.0	74.8	20	5.1			
1959	4	17	19	15	41.3	76.5	5	5			
1948	7	28	8	0	41.4	75.4	6	4.9	7-8	Куланский	not felt
1954	12	3	21	38	41.4	74.8	15	5.4	7	Дурбельжинский	5
1958	10	13	8	58	41.6	75.1	12	5.2	6-7	Сонкульский	3.5
1965	9	25	15	47	41.5	75.3	25	5.1	6-7	Сонкульский	4
1998	5	29	22	49	41.3	75.6			6		4.5

Полевые работы проводились в течение полевых сезонов 2014-2015 годов в Верхне-Нарынской области, вокруг планируемого расположения дамб и водохранилищ Верхне-Нарынского гидроузла. Было выявлено более 280 случаев смещения блоков камней, которые могли быть связаны с сильными землетрясениями прошлых лет. Эти данные позволили оценить возможные значения пиковой скорости (PGV), которые могли вызвать наблюдаемые смещения.

Поясним основные моменты еще относительно плохо известного PGVEM метода, который позволяет оценить типичные значения PGV при сильных землетрясениях в прошлом. Метод основан на рассмотрении случаев разрушения и смещения блоков камней от их исходного положения обычно в составе коренного блока, которые могут быть вызваны как сильным сейсмическим воздействием так и другими причинами (рис. 2). При наборе необходимых статистических данных и путем сравнения с результатами наблюдений в очаговых зонах известных землетрясений может быть обоснована вероятно сейсмическая природа части смещений и оценены породившие эти смещения значения PGV. Преимущество PGVEM - возможность получить количественную оценку величин PGV за длительный интервал времени (сотни, первые тысячи лет). Большинство других признаков прошлой сейсмической активности могут указывать, предположительно, на землетрясение, но не дают возможности параметризации события. Например, мы наблюдали предположительно сейсмогенные дислокации в рыхлых породах (рис. 3), но по этим данным нет возможности для параметризации силы события. PGVEM дает возможность проведения недорогих площадных макросейсмических исследований.

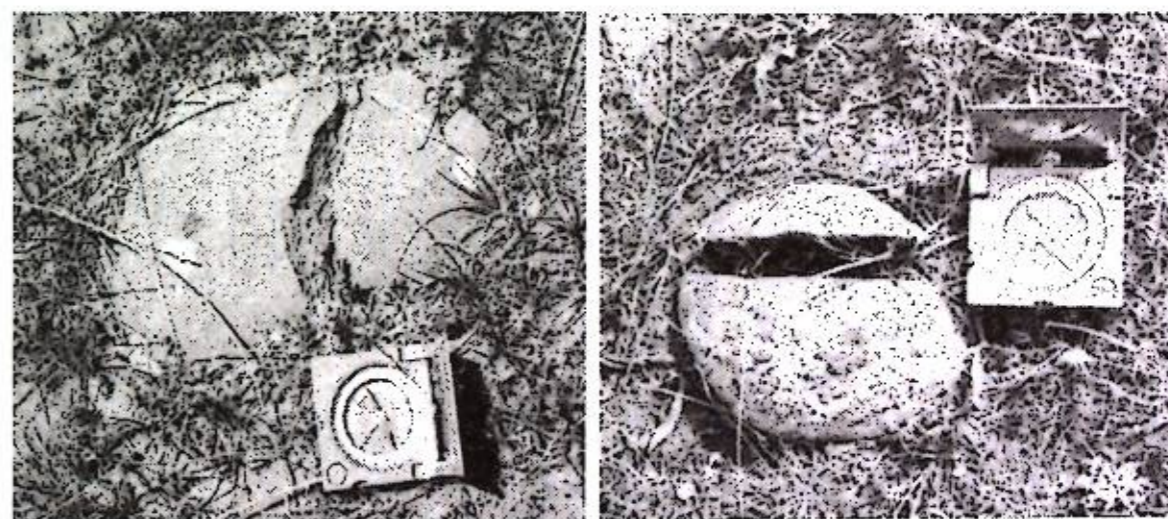


Рисунок 2 – Пример разрушения и смещения породы

Метод PGVEM основан на уравнении энергетического баланса. Аналогичные результаты могут быть получены с использованием метода дискретного деформированного анализа (DDA), который основан на решении уравнений движения для отдельных блоков породы как функции сейсмической нагрузки, силы тяжести и трения вдоль поверхностей блоков. PGVEM представляется несколько менее точным, чем метод DDA, но он проще в использовании, в соответствии с общей тенденцией, что подход, основанный на уравнении баланса энергии в механике, в большинстве случаев проще в использовании, чем основанный на решении уравнений движения.

Многочисленные локальные возмущения горных массивов со значительными сдвигами пород были изучены с использованием набора стандартных моделей предложенных в [2] для обчета сейсмогенных смещений в скальных породах. Были оценены значения массовых скоростей сейсмических воздействий (пиковые скорости грунта, PGV), которые необходимы для инициирования выявленных дислокаций. Карта-схема полученных средних значений PGV представлена на рис.4.

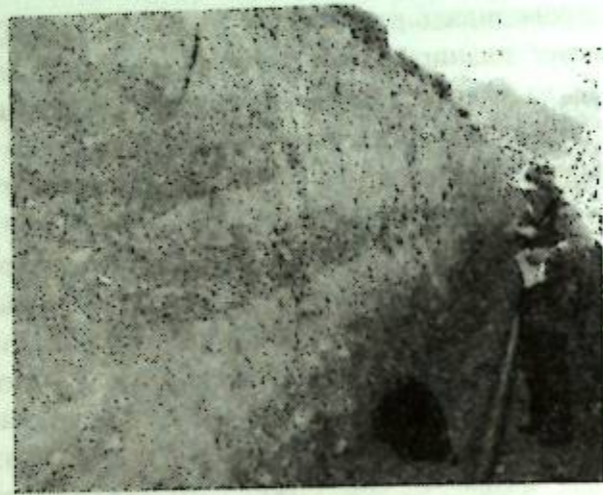


Рисунок 3 – Пример возможных сейсмических дислокаций в мягких породах в траншейной стенке, расположенных вблизи временной базы для гидрокаскадной конструкции (видны наклонные клинья)

Наибольшие значения *PGVs* выявлены на участке планируемого размещения Акбулунской ГЭС. Несколько меньшие значения *PGV* получены для самого верхнего участка исследований, размещенного выше слияния рек Большой и Малый Нарын. Минимальные средние значения получены для области базы РусГидро. Согласно новой макросейсмической шкале Ф.Ф. Аптикаева [13], полученные средние значения *PGV* соответствуют балльности $I = IX$, т.е. отвечают нормам антисейсмического строительства, заложенным в проект Верхне-Нарынского каскада ГЭС.



Рисунок 4 – Карта-схема средних значений *PGV* для района сооружения Верхненарынского каскада ГЭС

Таким образом, полученные нами методом расчета величин *PGV* по смещениям в скальных породах результаты вполне согласуются с оценкой, полученной ранее по комплексу данных сейсмического мониторинга и макросейсмических и сеймотектонических исследований, положенных в основу принятой при проектировании максимальной балльности. Отметим, что, согласно ранее принятым макросейсмическим шкалам MSK-86 и MSK-92, такие значения массовых скоростей соответствовали бы балльности $I = X$.

Грунтовые условия. Применение метода использования *Vs30* значений для описания грунтовых условий. Кроме оценки величин максимальных сейсмических воздействий важным вопросом в оценке сейсмической опасности и сейсмостойкого проектирования является учет грунтовых условий. Сайт-эффекты или реакции участков на сейсмические

толчки подразумевают изменение (особенно важно усиление) силы подземных толчков на локальном уровне, что обусловлено характеристиками верхнего слоя грунта, резонансными его свойствами, толщиной осадочного слоя и геометрией бассейна, меняющихся на относительно коротких расстояниях.

Влияние грунтовых условий на подземные толчки можно описать путем использования данных о средних скоростях распространения поперечных волн в интервале глубин до 30 м от поверхности земли (*Vs30*), определенного для региона по методу USGS по регрессионной связи с уклоном местности для приблизительной оценки *Vs30*. Значения *Vs30* на реперных точках были определены методом регистрации сейсмических шумов на 3-х участках и корреляции (сравнительно слабой) этих измеренных значений с локальными уклонами местности по топографическим картам.

Для получения карт сейсмических откликов грунта (*Vs30*) в Нарынской области использовался метод из работы [1] с использованием значений уклона местности. Показано, что средняя скорость *Vs30*, характеризующая величину сайт-эффекта, в активных тектонических районах, которые обладают динамическим топографическим рельефом, коррелирует с уклоном местности. Полученные нами на основе наблюдений значения *Vs30* в ряде точек исследуемой области были объединены с данными по корреляции для других активных тектонических регионов (рис. 5).

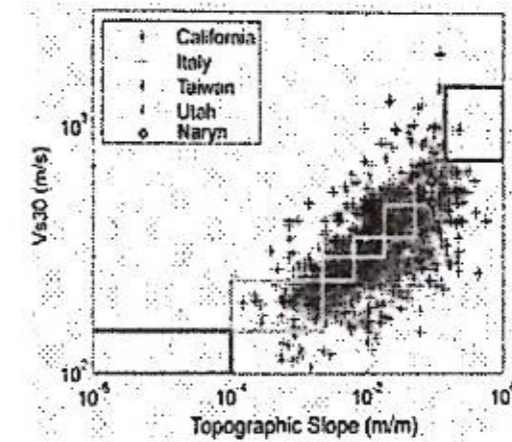


Рисунок 5 – Корреляции измеренных *Vs30* (м/с) по отношению к топографическому склону (м/м) для активной тектонической области [1]. Цветные полигоны представляют собой *Vs30* и диапазоны наклонов, соответствующие диапазонам, указанным в таблице 2, а также соответствуют легендам *Vs30* для всех геолого-топографических карт в этой статье

Таблица 2. Сводные данные по диапазонам наклонов для используемой модели NEHRP *Vs30*

Class	V_s range (m/s)	Slope range (m/m) – (active tectonic)	Slope range (m/m) – (stable continent)
E	<180	<1.0E-4	<2.0E-5
	180–240	1.0E-4–2.2E-3	2.0E-5–2.0E-3
	240–300	2.2E-3–6.3E-3	2.0E-3–4.0E-3
D	300–360	6.3E-3–0.018	4.0E-3–7.2E-3
	360–490	0.018–0.050	7.2E-3–0.013
	490–620	0.050–0.10	0.013–0.018
C	620–760	0.10–0.138	0.018–0.025
	>760	>0.138	>0.025

Для расчета уклонов местности использовалась глобальная топографическая база данных Shuttle Radar Topography Mission 1-arcsec (SRTM1) представляет собой пересчет версии SRTM1. В нашем анализе используются отсчеты с шагом 1 секунды (наиболее высокое доступное разрешение для глобальных наборов данных). Здесь важно отметить, что топографические данные с разными разрешениями приведут к изменениям значений наклона, особенно в областях с высоким рельефом, и могут потребовать пересчетов корреляций с *Vs30*, т.е., дадут иной конечный результат. Значительный разброс

регрессионной связи на рис. 5 заставляет огрубить используемое соотношение. Вместо непрерывной зависимости мы используем несколько градаций грунтовых условий (классы В, С, D, E), что более адекватно реальной точности используемого подхода.

В совокупности, представленные подходы дают комплексную оценку сейсмической опасности, учитывающую как максимально ожидаемое значение сейсмического воздействия, так и локальный сайт-эффект, обусловленный локальными свойствами грунтов.

Литература

1. Wald, D.J. and Allen, T.I. Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2007. 97(5). 1379-1395.
2. Родкин М.В., Никонов М.В., Шварев С.В. Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах // *Геодинамика и тектонофизика*. 2012. Т. 3. № 3. С. 203-237. http://gt.crust.irk.ru/article_80.html
3. Никонов А.А., Шварев С.В., Сим Л.А., Родкин М.В., Бискэ Ю.С., Маринин А.В. Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (ключевой участок «пещеры Иностранцева», Ленинградская область) // *Доклады академии наук*. 2014. Т. 457. № 5. С. 591-596.
4. Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Комплексные сейсмологические исследования на ключевом участке в юго-западной части Кольского полуострова (северо-восток Скандинавского щита) // *Доклады академии наук*. 2016. Т. 469. № 2. С. 215-218.
5. Винокуров Н.И., Корженков А.М., Родкин М.В. К оценке сейсмической опасности района Керченского пролива по данным архео-сейсмологии // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2015. Т. 42. № 2. С. 51-66.
6. Корженков А.М., Кольченко В.А., Лужанский Д.В., Абдиева С.В., Деев Е.В., Мажейка Й.В., Рогожин Е.А., Родина С.Н., Родкин М.В., Фортуна А.Б., Чаримов Т.А., Юдахин А.С. Археосейсмологические исследования и структурная позиция средневековых землетрясений на юге Иссык-Кульской впадины (Тянь-Шань) // *Физика Земли*. 2016. № 2. С. 71-86.
7. Деев Е.В., Турова И.В., Корженков А.М., Лужанский Д.В., Гладков А.С., Родкин М.В., Абдиева С.В., Мажейка Й.В., Рогожин Е.А., Фортуна А.Б., Муралиев А.М., Чаримов Т.А., Юдахин А.С. Результаты палеосейсмологических и архео-сейсмологических исследований в западной части алабаш-конуроленской внутригорной впадины (Южное Прииссыккулье, Кыргызстан) // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 7. С. 1381-1392.
8. Родкин М.В., Корженков А.М., Орунбаев С.Ж. Опыт оценки максимальных массовых скоростей в очаговых зонах сильных землетрясений по смещениям скальных отдельностей на примере некоторых районов Киргизии // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2015. Т. 42. № 4. С. 25-36.
9. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 223 с.
10. Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585-1609.
11. Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdrakhmatov K., Molnar P., Berger G.W. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107 (B2203). P. 1-32.
12. Джанузаков К.Д., Омуралиев М., Омуралиева А., Ильясов Б.И., Гребенникова В.В. Сильные землетрясения Тянь-Шаня в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии. Бишкек: Илим. 2003. 216 с.
13. Artikaev F.F., 2011. Different seismic scales for different distances? In: Conference "Seismic Safety of Russia", December 16-17, 2011. Moscow. On CD-ROM (in Russian) [Артикаев Ф.Ф. Разным расстояниям разные сейсмические шкалы? // Конференция "Сейсмобезопасность России", 16-17 декабря 2011 г. М., 2011. CD-ROM].

УДК 550.34.094

УРОВЕНЬ СБРОСА НАПРЯЖЕНИЙ И СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ (БИШКЕКСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН)

Сычева Н.А.¹, Богомолов Л.М.²

nelya@gdirc.ru

¹Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

²Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук, г. Южно-Сахалинск, Россия

Получены динамические параметры (ДП) для 32 землетрясений и на основе новых данных о добротности среды пересчитаны очаговые спектры и ДП для 151 землетрясения, которые произошли на территории Бишкекского полигона (БПП) с 1998 по 2017 гг. с $K > 8.7$. На основе фокальных механизмов получены усредненные механизмы очагов (сеймотектонические деформации, СТД) и построены распределения коэффициента Лодде-Надаи и угла напряженно-деформированного состояния. Установлена связь между динамическими и кинематическими параметрами.

Ключевые слова: землетрясение, очаговый спектр, угловая частота, спектральная плотность, скалярный сейсмический момент, радиус очага, падение напряжений, усредненный тензор деформации, коэффициент Лодде-Надаи, угол напряженно-деформированного состояния.

Введение. На Научной станции РАН (НС РАН) исследование ДП началось с анализа 14 умеренных землетрясений, которые произошли на БПП (Северный Тянь-Шань) с 1998 по 2009 гг. с $K > 11.5$. При построении очаговых спектров этих событий использовалась функция затухания, полученная по данным добротности Тянь-Шаньского региона из работы [1] ($Q(f) = 137f^3$). Результаты этих исследований представлены в работах [2-3]. Следующий этап исследований наряду с этими событиями включал более слабые события с $K > 9.5$, которые произошли на той же территории за 1998 по 2012 гг. После привлечения более слабых событий проводился пересчет очаговых спектров для 14 событий первого этапа. Это было обусловлено получением новых данных по добротности при исследовании слоя 80 км методом кода-волн [4] ($Q(f) = 80f^3$). Результаты исследований ДП представлены в работах [5-6]. В данной работе были рассмотрены землетрясения, которые произошли за 2013-2017 гг. При построении очаговых спектров использовалась добротность, полученная для слоя 65 км [7] ($Q(f) = 20f^{1.2}$). В этой связи, все очаговые спектры, полученные на предыдущих этапах, также пересчитывались. К настоящему моменту определены динамические параметры для 183 землетрясений.

Наряду с составлением каталога ДП задачей данной работы является установление взаимосвязи между динамическими (уровень сброшенных напряжений) и кинематическими (коэффициент Лодде-Надаи μ_c и угол напряженно-деформированного состояния ω) [8] параметрами. Для определения кинематических параметров использованы данные фокальных механизмов очагов [9-10] и рассчитаны сеймотектонические деформации для той же территории. На основе усредненных механизмов получены значения μ_c и ω , по методике, описанной в работах [11-14]. В результате построения совместных карт установлена связь между уровнем сброшенных напряжений и распределением коэффициента Лодде-Надаи и угла напряженно-деформированного состояния.

Исходные данные и методика. В рамках этой работы динамические параметры были определены для 32 землетрясений (2013-2017 гг.), для остальных событий (151) были

пересчитаны очаговые спектры с учетом последних результатов исследования добротности, и соответственно получены новые значения ДП.

Построение спектральных зависимостей сейсмограмм, по которым определяются базовые параметры f_0 и Ω_0 , включает в себя следующие этапы: 1 – выбор станций регистрации землетрясения; 2 – расчет спектров сейсмограмм по месту регистрации (спектры строятся только по S-волнам); 3 – приведение спектра к референтной точке в окрестности очага (переход к спектрам источников). Каждый из указанных этапов и теоретические основы расчета ДП подробно описаны в работах [3, 5] и здесь не приводятся.

В итоге банк данных по ДП составил 183 землетрясения, расположение которых представлено на рис.1. Основная часть событий расположена на северных склонах Киргизского хребта, хребта Карамойнок, горе Сандык и в районе Суусамырской и Кочкорской впадин.

В табл. 1 (колонки 2–9) представлены некоторые характеристики сейсмических событий с $K \geq 11$, а на рис. 2 – гистограммы распределения по магнитудам, временной шкале и глубинам. Пересчет от класса к магнитуде проводился согласно зависимости $K = 1.8M + 4$ [15]: основную часть составляют события с $3 < M < 3.6$ (рис.2а). Распределение землетрясений по годам неравномерное, максимум событий приходится на 2006 и 2009 годы (рис. 2б). Большая часть рассматриваемых землетрясений расположена на глубине 5–15 км (рис.2в).

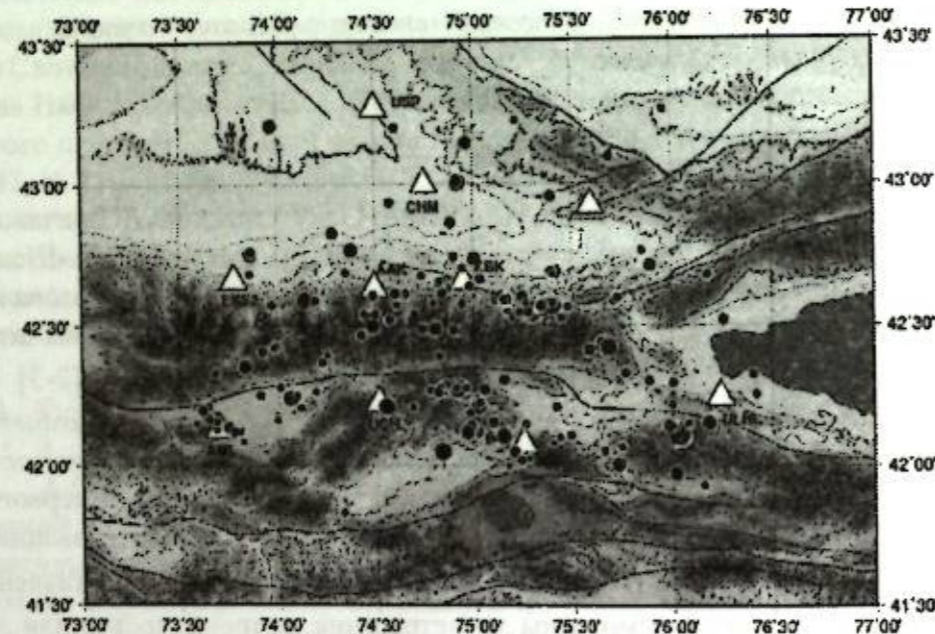


Рисунок 1 - Эпицентральное расположение исследуемых землетрясений (183 события). Треугольниками обозначено положение станций сети KNET. Черными линиями показаны региональные разломы. Минимальный круг соответствует событию с $M=2.7$, максимальный с $M=6.0$

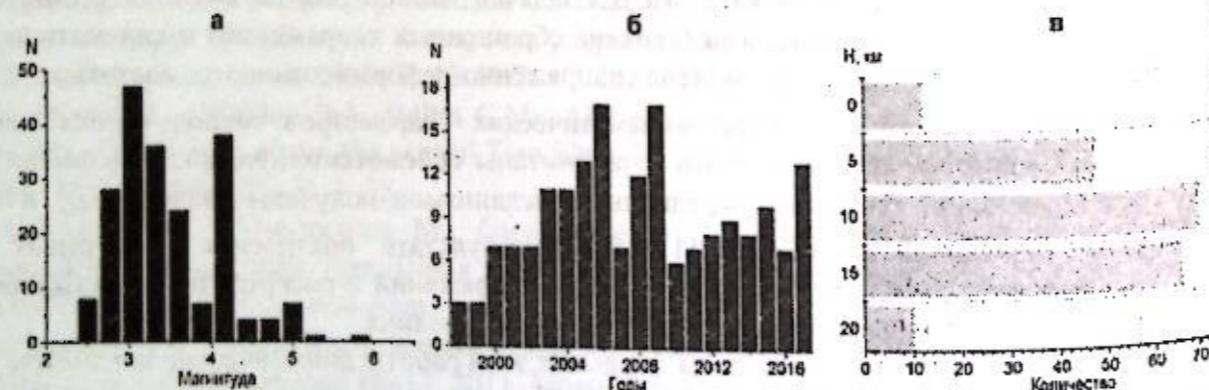


Рисунок 2 – Гистограммы распределения исследуемых событий: а – по магнитуде; б – по годам; в – по глубине

Таблица 1. Дата, время, координаты, глубина, класс и динамические параметры землетрясений с $K \geq 11$

№	Дата	Ч	М	С	$\phi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$H, \text{ м}$	K	$f_0, \text{ Гц}$	$\Omega_0, \text{ м}\cdot\text{с}$	$M_0, \text{ Дж}\cdot\text{м}$	$r, \text{ м}$	$\Delta B, \text{ МПа}$
1	02.11.1998	0	57	37.10	42.10	75.08	15.64	11.53	3.2	1.68E-04	3.92E+14	409	2.51
2	21.11.1998	11	46	9.44	42.24	74.06	20.81	12.50	2.0	1.47E-03	3.44E+15	652	5.44
3	21.02.2001	12	15	16.40	42.74	75.00	1.7	11.7	2.5	1.50E-04	3.49E+14	521	1.08
4	22.05.2001	15	2	33.55	42.15	76.18	13.2	12.06	2.7	3.50E-03	8.17E+15	483	31.76
5	08.07.2001	11	51	52.68	42.14	74.98	14.1	11.18	4.4	1.06E-04	2.47E+14	294	4.27
6	18.11.2001	1	28	55.44	42.59	74.14	6.5	12.65	4.2	1.29E-03	3.00E+15	314	42.43
7	10.05.2002	15	35	6.85	42.21	74.55	19.6	13.01	3.5	2.07E-03	4.84E+15	372	40.97
8	21.02.2003	10	35	22.15	42.53	74.47	13.1	11.66	5.2	1.03E-04	2.40E+14	250	6.75
9	06.10.2003	16	42	13.93	42.50	74.48	16.4	11.95	4.2	3.18E-04	7.41E+14	314	10.47
10	16.01.2004	9	6	17.90	42.55	75.30	14.0	13.68	2.5	2.59E-03	6.04E+15	521	18.65
11	04.02.2004	19	48	15.44	42.83	74.28	6.62	11.26	4.2	5.57E-05	1.30E+14	310	1.90
12	02.06.2004	17	15	10.78	42.28	74.92	18.8	13.47	2.2	3.36E-03	7.84E+15	592	16.48
13	20.06.2005	14	25	1.50	42.77	74.38	23.3	11.95	2.9	1.43E-04	3.34E+14	449	1.61
14	08.10.2005	6	25	58.93	42.10	76.05	6.8	12.34	2.8	2.26E-03	5.28E+15	466	22.91
15	27.12.2005	0	55	30.54	42.71	75.89	6.16	11.6	4.0	2.11E-04	4.91E+14	326	6.21
16	28.12.2005	1	52	48.29	42.69	75.41	12.5	11.92	2.0	1.06E-03	2.47E+15	652	3.90
17	08.11.2006	2	21	26.94	42.57	75.36	18.6	13.37	2.0	4.11E-03	9.60E+15	652	15.18
18	25.12.2006	20	0	58.32	42.11	76.03	0.1	14.83	1.7	9.49E-02	2.21E+17	767	214.93
19	06.06.2007	11	9	25.58	42.57	75.40	13.0	13.25	1.9	3.56E-03	8.30E+15	686	11.25
20	08.01.2008	18	4	13.75	42.05	75.20	16.8	11	4.0	4.03E-04	9.41E+14	327	11.81
21	21.08.2008	17	19	51.76	41.97	76.02	13.2	11.9	2.8	1.50E-03	3.50E+15	466	15.17
22	01.02.2009	11	25	38.02	42.75	73.86	14.9	12.29	3.0	4.96E-04	1.16E+15	434	6.18
23	07.08.2009	4	32	46.39	42.00	75.73	5.58	11.80	3.3	4.47E-04	1.04E+15	395	7.41
24	11.10.2009	6	25	45.82	43.14	74.97	20.1	11.69	2.8	1.18E-03	2.75E+15	474	11.30
25	02.03.2010	1	55	36.02	42.43	75.66	19.3	13.34	1.9	1.17E-02	2.74E+16	686	37.16
26	09.09.2010	18	31	50.35	42.31	75.15	18.8	11.04	5.4	8.54E-05	1.99E+14	241	6.20
27	18.03.2011	9	36	26.75	43.01	74.92	17.1	12.98	2.5	8.92E-04	2.08E+15	521	6.43
28	23.03.2011	20	19	43.63	43.01	74.92	16.9	11.17	2.9	2.67E-04	6.24E+14	449	3.01
29	09.04.2011	12	30	25.45	42.05	74.83	6.3	13.2	2.3	2.89E-03	6.75E+15	567	16.22
30	23.11.2013	9	42	6.77	42.42	75.68	11.5	13.02	2.0	8.19E-03	1.91E+16	652	30.21
31	21.01.2014	20	46	36.20	42.11	75.15	14.7	12.33	2.3	8.04E-04	1.88E+15	567	4.51
32	13.05.2014	1	18	44.89	42.27	75.05	6.7	11.02	2.9	2.53E-04	5.91E+14	449	2.85
33	28.05.2014	2	25	58.35	42.49	74.80	12.1	11.88	3.7	5.82E-04	1.36E+15	352	13.61
34	25.09.2014	17	59	17.71	43.21	73.97	15.4	11.52	4.7	1.76E-04	4.10E+14	277	8.42
35	22.01.2015	15	52	27.06	42.21	75.02	14.3	12.55	2.5	1.11E-03	2.58E+15	521	7.97
36	01.12.2015	6	13	56.82	42.35	73.83	0.1	11.73	2.3	3.81E-03	8.90E+15	567	21.39
37	09.04.2016	17	31	46.97	42.14	75.99	6.9	11.06	3.5	2.99E-04	6.97E+14	372	5.91
38	21.04.2017	0	41	52.43	42.59	75.17	13.51	11.55	3.2	2.23E-04	5.20E+14	407	3.37
39	21.04.2017	0	55	43.91	42.59	75.16	11.94	11.68	2.5	3.55E-04	8.29E+14	521	2.56
40	29.07.2017	5	33	10.27	42.12	74.96	16.98	11.71	3.5	2.49E-04	5.82E+14	372	4.93

Граничные значения (минимум и максимум) ДП исследуемых землетрясений представлены в табл. 2, что позволяет оценить диапазон изменения значений ДП для рассматриваемого класса событий.

Таблица 2. Граничные значения динамических параметров землетрясений

Параметры	Дата	$\phi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$H, \text{ м}$	K	M	$f_0, \text{ Гц}$	$\Omega_0, \text{ м-с}$	$M_0, \text{ Дж-м}$	$r, \text{ м}$	$\Delta\sigma, \text{ МПа}$
Мин.	26.08.1998	41.83	73.58	0	8.71	2.7	1.7	2.64E-6	6.2E+12	200	0.20
Мак.	29.07.2017	43.25	76.42	23	14.8	6.0	6.0	9.49E-2	2.2E+17	800	214

Результаты. В табл. 3 представлена количественная характеристика землетрясений от уровня падения напряжений: половина событий рассматриваемого класса имеют уровень напряжений от 1 до 5 МПа и землетрясения одной магнитуды могут попадать в разные группы, например, события с магнитудой 3.5 могут иметь уровень сброса напряжений соответствующий всем группам, за исключением последней. Это показывает слабую зависимость уровня падения напряжений от магнитуды события.

Таблица 3. Количественная характеристика от уровня падения напряжений

$\Delta\sigma, \text{ МПа}$	0-0.5	0.5-1	1-5	5-10	10-50	>50
N	12	38	94	19	19	1
%	6.5	20.8	51.3	10.3	10.3	0.05
M	2.7-3.6	2.7-3.8	2.7-4.6	3.2-5.0	3.5-5.8	6.0

На рис. 3б представлен график повторяемости землетрясений, определенный для рассматриваемых событий и зависимость логарифма уровня падения напряжений для диапазона событий того же класса, что был использован при построении графика повторяемости. Количество землетрясений уменьшается, а величина уровня напряжений растет. Линейная модель зависимости логарифма падения напряжений имеет малый угол наклона, что так же указывает на слабую зависимость $\Delta\sigma$ от энергетической характеристики.

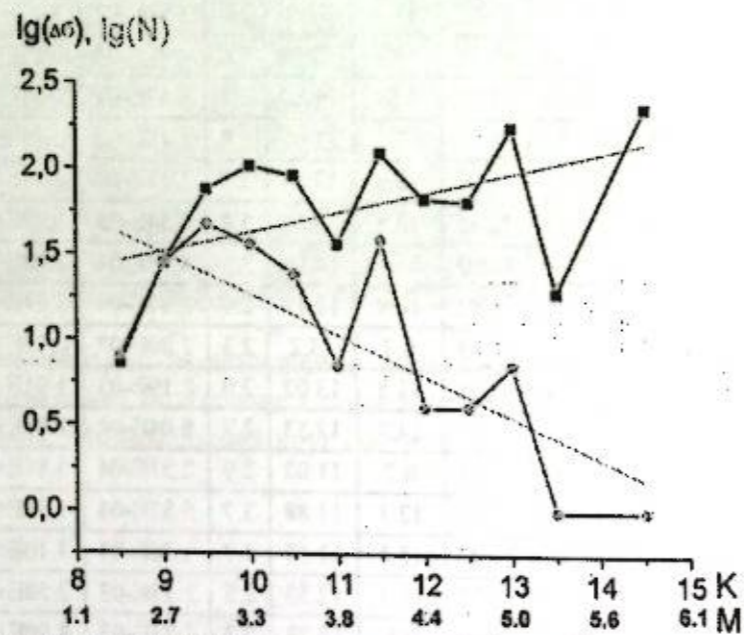


Рисунок 3 - График повторяемости землетрясений (серый) и логарифм уровня падений напряжений (черный) по энергии (класс, магнитуда)

Для расчета СТД использовались данные о фокальных механизмах очагов 1287 землетрясений, которые произошли на исследуемой территории за 1994-2015 годы. Методика расчета тензора скорости сейсмоструктурной деформации описана в работах [11-14], и здесь не рассматривается. Уточним только некоторые детали расчета.

При проведении расчетов направленности сейсмоструктурной деформации посредством осреднения исходных данных геоструктурная область подразделяется на

элементарные подобласти с некоторым радиусом, центры которых размещаются в узлах (узловые точки) специально выбранной сетки. Расчет СТД выполняется суммированием матриц индивидуальных механизмов в пределах каждой ячейки. В данной работе выбор узловых точек осуществлен по сетке с шагом 0.1° (~10 км) и радиус элементарной области $r = 0.2^\circ$ (~20 км), что обеспечивает незначительное сглаживание и позволяет выделить локальные особенности СТД на территории исследования. Нижний предел глубины исследуемого слоя составляет 30 км (согласно [16] землетрясения Северного Тянь-Шаня располагаются не ниже 30 км).

Коэффициент Лодэ-Надаи. Для того чтобы получить представление о деформации земной коры в целом, используется коэффициент Лодэ-Надаи μ_6 , который не зависит от координатного представления тензора и может рассматриваться как инвариант. Более подробно методика расчета коэффициента Лодэ-Надаи описана в работах [12-13].

На рис. 4 представлена карта-схема распределения коэффициента Лодэ-Надаи: большая часть (центральная и частично восточная) исследуемой территории характеризуется деформацией простого сжатия ($\mu_6 > 0.2$), и только незначительная часть земной коры (западная часть) находится в условиях простого сдвига ($-0.2 < \mu_6 < 0.2$), за исключением небольшой области, которая характеризуется режимом растяжения $\mu_6 < 0.2$.

Согласно легенде режимом максимального горизонтального сжатия ($\mu_6 > 0.6$) характеризуется область, отмеченная на карте цветом от белого до розового. Одна такая область находится в центральной части предгорий Киргизского хребта, вторая южнее Киргизского хребта на хребте Карамойнок и горе Сандык. На эту же карту вынесены исследуемые события, отмеченные разным цветом по следующему принципу:

- красный — $\Delta\sigma > 10 \text{ МПа}$ (20 событий);
- зеленый — $1 < \Delta\sigma < 10 \text{ МПа}$ (113 событий);
- синий — $\Delta\sigma < 1 \text{ МПа}$ (50 событий).

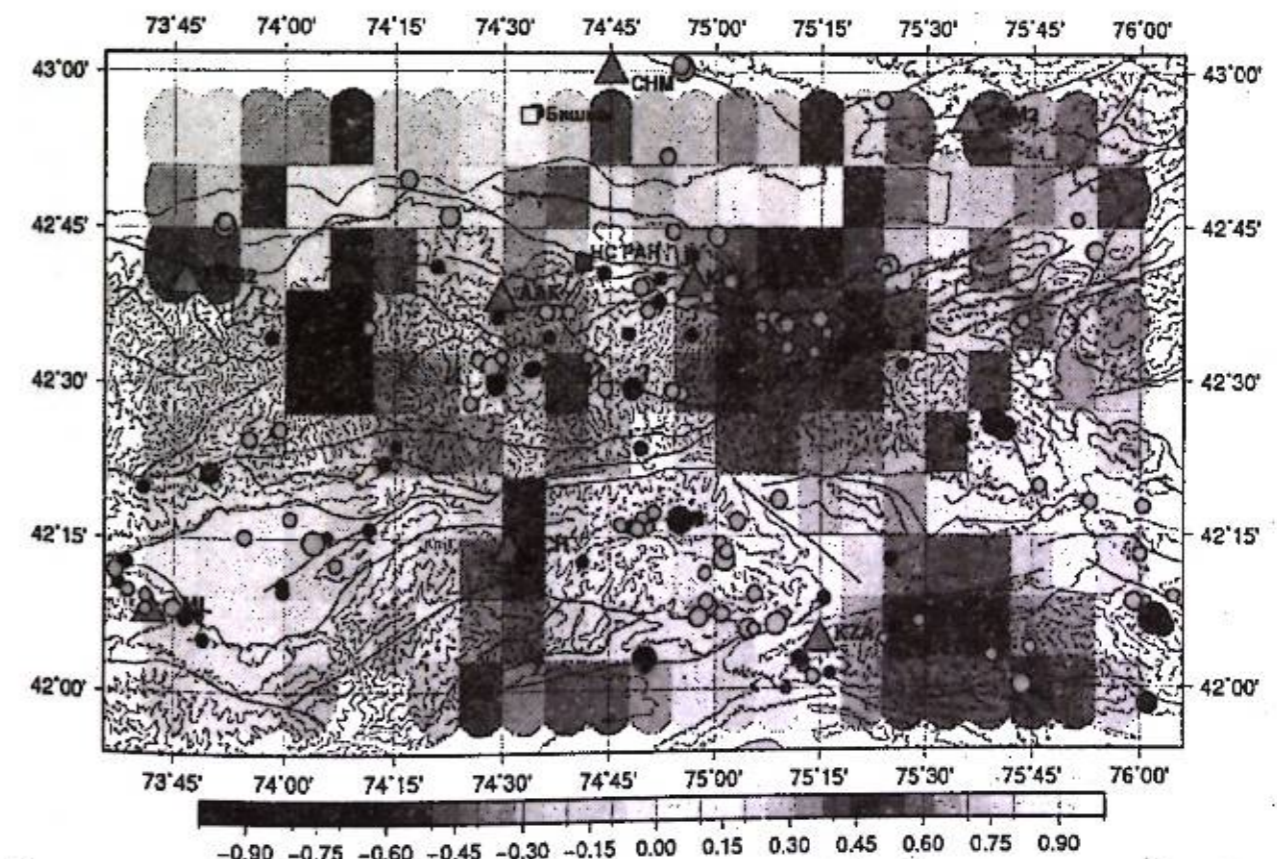


Рисунок 4 - Распределения коэффициента Лодэ-Надаи (μ_6) и расположение событий с малыми и большими $\Delta\sigma$ (см. текст). Насыщенность цвета квадрата соответствует значению μ_6 в узловой точке согласно легенде

Основная часть «красных» событий расположена в области, характеризующейся деформацией простого сжатия. В первой выделенной зоне максимального горизонтального сжатия группируются «зеленые» и «синие» события, во второй «красные» и «зеленные». Восточнее первой зоны находится область сжатия со сдвиговой составляющей ($0.2 < \mu_a < 0.6$), в которой группируются «красные» и «зеленые» события. Отсутствия «красных» событий в первой зоне максимального горизонтального сжатия можно объяснить следующим фактом. Розовым квадратом на рис. 4 отмечено положение НС РАН, что соответствует положению установки ЭРГУ и черными квадратами отмечена сеть приемных станций. В известных работах по триггерным эффектам [17-19], связанных с работой ЭРГУ отмечается уменьшение количества событий умеренной силы и возрастание слабой сейсмичности в окрестности расположения диполя. Велика вероятность, что в указанной области сброс напряжений происходит за счет более слабой сейсмичности, и поэтому здесь нет условий для концентрации напряжений от поверхности до глубин 15 км.

Угол напряженно-деформированного состояния. Схема классификации режимов СТД [20] основана на параметризации угловых параметров, одним из которых является угол вида напряженного состояния ω [8]. Значение этого угла может меняться от 0° до 180° , чем меньше значение этого угла, тем больше усилий прилагается в горизонтальном направлении. Площадное распределение ω представлено на рис. 5: значение этого угла меняется от 56° до 102° . Согласно легенде, синими оттенками обозначена территория с минимальными значениями этого угла и она точно покрывает области концентрации событий с $\Delta\sigma > 1$ МПа («красные» и «зеленые»). Минимум этого угла приходится на восточную часть предгорий Киргизского хребта.

Сопоставление уровня падения напряжений с распределением коэффициента Лодэ-Надаи и угла вида напряженного состояния позволили установить корреляцию между динамическими и кинематическими параметрами.

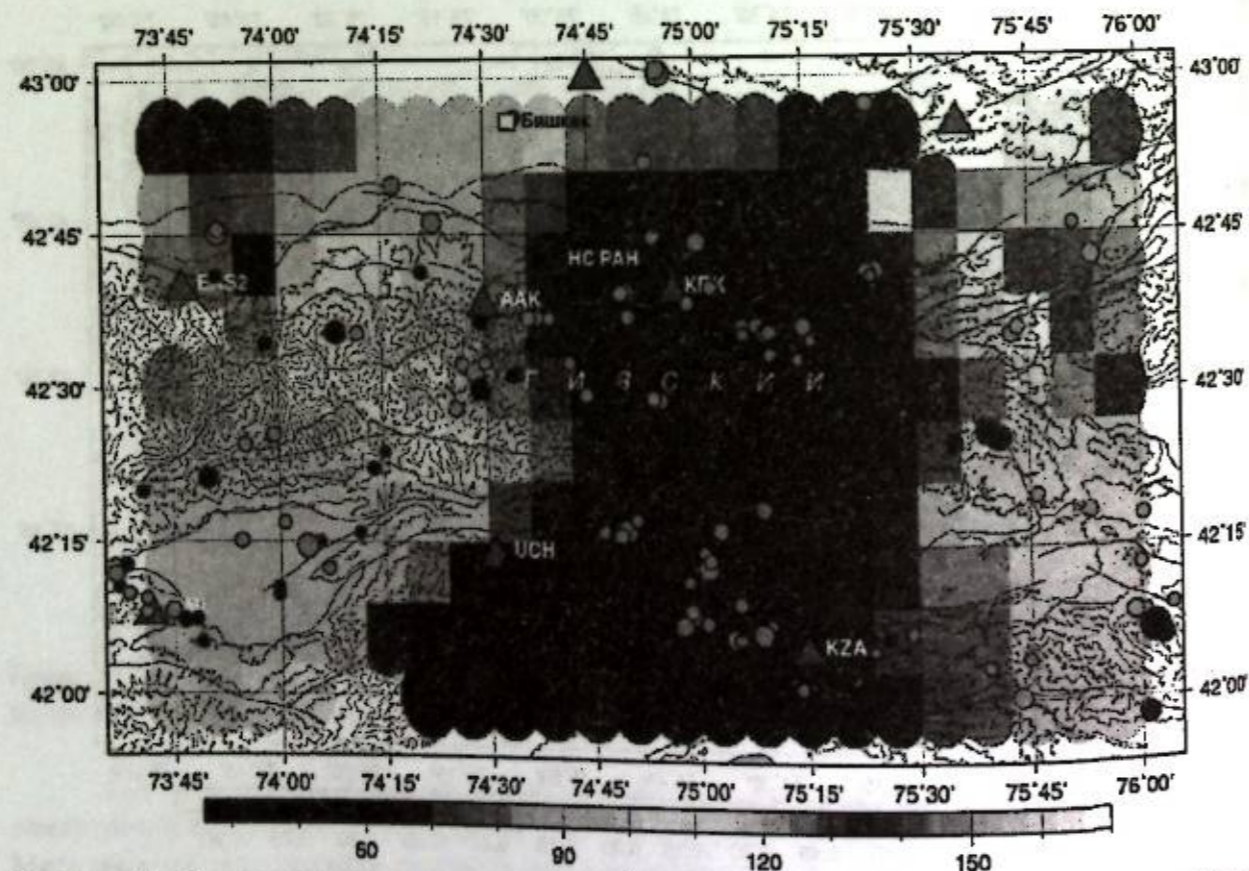


Рисунок 5 - Распределение угла напряженно-деформированного состояния ω и расположение событий с малыми и большими $\Delta\sigma$ (см. текст). Насыщенность цвета квадрата соответствует значению ω в узловой точке согласно легенде

Заключение. В работе проведено массовое определение динамических параметров 183 землетрясений энергетических классов $K = 8.7-14.8$, которые произошли на территории Бишкекского геодинамического полигона за 1998-2017 годы. Определены границы изменения спектральных характеристик - угловой частоты f_0 и спектральной плотности Ω_0 , а также динамических параметров - скалярный сейсмический момент M_0 , радиус очага r и уровень сброшенных напряжений $\Delta\sigma$. Для событий рассматриваемого класса Ω_0 меняется от $2.64E-6$ до $9.49E-2$ м·с, f_0 от 1.7 до 6.0 Гц (что соответствует времени разрыва в очаге 0.59-0.17 с), M_0 от $6.2E+12$ до $2.2E+17$ Дж·м, уровень падения напряжений от -0.20 до -214 МПа и радиус Брюна от ~ 200 до ~ 800 м.

Построены совместные карты распределения коэффициента Лодэ-Надаи, угла напряженно-деформированного состояния на основе усредненных тензоров деформации по методу СТД и расположения событий с $\Delta\sigma > 10$ МПа. Установлена связь между кинематическими и динамическими параметрами. Выделены две зоны активного падения напряжений: восточнее центральной части предгорий Киргизского хребта и хр. Карамойнок и горы Сандык, которые находятся южнее центральной части Киргизского хребта.

Литература

1. Земцова А.Г. Сейсмическая кода и динамические особенности землетрясений Киргизии. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. Фрунзе: Институт сейсмологии. 1985. 164 с.
2. Сычева Н.А., Кальметьева З.А., Мансуров А.Н., Сычев В.Н. Методические особенности определения динамических параметров землетрясений по данным сейсмологической сети KNET (Северный Тянь-Шань) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Третья тектонофиз. конф. Материалы докл., г. Москва, 8-12 октября 2012 г. Т. 2. М.: ИФЗ РАН. 2012. С. 185-190.
3. Сычева Н.А., Богомолов Л.М. Падение напряжения в очагах среднемагнитудных землетрясений в Северном Тянь-Шане // Физика Земли. 2014. № 3. С. 142-153.
4. Сычева Н.А., Сычев В.Н., Сычев И.В., Ильичев П.В. Расчет добротности коры и верхней мантии Северного Тянь-Шаня на основе разработанного программного комплекса CodaQ // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 12-23.
5. Сычева Н.А., Богомолов Л.М. Закономерности падения напряжений при землетрясениях Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2071-2083.
6. Сычева Н.А., Богомолов Л.М. Падение напряжений при землетрясениях Северного Тянь-Шаня // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI сейсмологической школы, г. Чолпон-Ата, 12-16 сентября 2016 г. Обнинск. 2016. С. 330-334.
7. Сычева Н.А., Сычев В.Н. Добротность среды Бишкекского геодинамического полигона // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Четвертая тектонофиз. конф. Материалы докл., г. Москва, 3-7 октября 2016 г. Т. 1. М.: ИФЗ РАН. 2016. С. 562-570.
8. Соколовский В.В. Теория пластичности. М.: Высш. шк., 1969. 608 с.
9. Сычева Н.А., Юнга С.Л. Обновленные материалы по механизмам очагов и сеймотектоническим деформациям земной коры Тянь-Шаня // Труды конференции с участием иностранных ученых, г. Новосибирск, 03-06 октября 2011 г. Новосибирск. 2011. С. 151-156.
10. Сычева Н.А., Сычев В.Н. Фокальные механизмы очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня по данным сети KNET // Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета. 2015. Т. 15. № 3. С. 139-143.
11. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 191 с.
12. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А. Сеймотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62-78.

13. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Юнга С.Л., Макаров В.И. Сейсмотектонические деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня // Физика Земли. 2008. № 5. С. 3–15.
14. Костюк А.Д., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Сычева Н.А., Яги Ю. (Y. Yagi). Деформация земной коры Северного Тянь-Шаня по данным очагов землетрясений и космической геодезии // Физика Земли. 2010. № 3. С. 52–65.
15. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука. 1985. 408 с.
16. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 246 с.
17. Bogomolov L.M., Avagimov A.A., Sycheva N.A., Bragin V.D. et al. On the interrelation between weak seismicity and sounding electric impacts at Bishkek geodynamic testing place // In: Problems of destructure earthquake disaster prevention. Almaty-Evero. 2003. P. 175–183.
18. Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Рыбин А.К., Сычева Н.А. Влияние электромагнитных зондирований земной коры на сейсмический режим территории Бишкекского геодинамического полигона // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания, г. Москва, 22-24 июня 2010 г. М.: Геос. 2010. С. 316–326.
19. Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Сычева Н.А. К вопросу о статистической достоверности сейсмического отклика при экспериментальных зондированиях коры Бишкекского геодинамического полигона // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докл. Пятого Междунар. симп., 19-24 июня 2011 г. Т. 1. Москва-Бишкек. 2012. С. 273–280.
20. Юнга С.Л. О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 2. С. 253–255.

УДК 550.347.097

ТОМОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (БИШКЕКСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН)

Сычев И.В.¹, Сычева Н.А.², Кулаков И.Ю.¹

nelya@gdirc.ru

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики Сибирского отделения Российской академии наук, г. Новосибирск, Россия

²Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

В работе представлены результаты исследования поля затухания P и S-волн в земной коре Северного Тянь-Шаня, полученные на основе анализа записей локальных землетрясений по данным сети KNET за 1999–2014 гг. методом томографической инверсии. Построены срезы полученного поля затухания на глубине 5 и 15 км. Эти модели демонстрируют более высокое ослабление сейсмических волн для горных районов Северного Тянь-Шаня и более низкое затухание для впадин Казахской плиты.

Ключевые слова: сейсмические волны, спектр, модель, томографическая инверсия, затухание, добротность.

Введение. Бишкекский геодинамический полигон (БГП, условное название территории проведения Научной станцией РАН наблюдений ряда геофизических полей), ограниченный 41.5°–43.5° С.Ш. и 73°–77° В.Д., лежит в пределах центрального сегмента Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоны и находится в зоне сочленения Тянь-Шаньского орогена и Туранской плиты. Основными тектоническими структурами исследуемого района на неотектоническом этапе являются Киргизская мегантиклиналь (Киргизский хребет) и находящаяся севернее Чуйская впадина. Южнее Киргизского хребта располагаются Суусамырская, Кочкорская и Джумгалская впадины, разделенные небольшими хребтами. Западнее находятся Таласский хребет и Таласская впадина, отделяющая его от западной половины Киргизского хребта, а восточнее – хребты Кунгей-Алатау и Терской-Алатау с разделяющей их Иссык-Кульской межгорной впадиной (рис. 1). Хребты сложены преимущественно рифейско-палеозойскими образованиями (метаморфическими, осадочными, вулканогенными и интрузивными), а впадины заполнены в основном кайнозойскими осадочными континентальными отложениями. Присутствие в структуре всего новейшего Тянь-Шаня продольных зон сдвиговых деформаций (shear zones) с проявлением, как правого, так и левого сдвигов [1–4], позволяет рассматривать его как зону транспрессии [5].

БГП является зоной современных интенсивных деформаций, которые проявляются через активную сейсмичность. На территории БГП расположена сейсмологическая сеть KNET, состоящая из десяти цифровых широкополосных станций, позволяющая регистрировать локальную и региональную сейсмичность, а также решать другие научные задачи.

Задача исследования добротности Бишкекского геодинамического полигона возникла в связи с расчетом динамических параметров землетрясений, произошедших на исследуемой территории. Как известно, динамические параметры землетрясений можно рассчитать, зная характеристики очагового спектра – угловую частоту f_c и спектральную плотность Ω_0 . Для перехода от стационарного спектра к очаговому необходимо рассчитать функцию затухания сейсмических волн. Согласно [6], затуханием сейсмических волн называют уменьшение амплитуды (или энергии) волны при прохождении ее в геологической среде. Это происходит вследствие геометрического расхождения, рассеяния на неоднородностях, потерь на тепло и др. Для описания затухания обычно используется безразмерный параметр Q (добротность),

который определяется как *отношение энергии волны к энергии, потерянной за один цикл колебания*.

Существуют различные методы, позволяющие исследовать добротность среды. Для Тянь-Шанского региона исследование добротности началось с работы А. Земцовой, в которой проводился анализ кода-волн и получены значения добротности для набора частот [7]. Для территории БГП (Северный Тянь-Шань) добротность была исследована в работах [8-11]. Эти исследования так же проводились на основе анализа кода-волн, которые позволяют оценивать более глубокие слои среды. В настоящее время, когда растет количество сейсмических сетей, позволяющих получать качественную широкополосную цифровую информацию (записи) наиболее популярным становится метод томографической инверсии, позволяющий получать 3-хмерную модель затухания сейсмических волн.

Накопление большого массива цифровых данных по локальным землетрясениям, зарегистрированным сейсмическими станциями сети *KNET* (с начала работы сети зарегистрировано более 9000 сейсмических событий) позволяет применить этот метод к оценке добротности среды. Если анализ кода-волн, позволяет оценить более глубокие слои среды, то в условиях сети *KNET* применение томографической инверсии позволит оценить добротность приповерхностных слоев земной коры. Это является актуальным, так как при построении функции затухания сейсмических волн важно использовать добротность сейсмогенерирующего слоя земной коры (согласно [12] сейсмогенерирующий слой для Северного Тянь-Шаня составляет 10-15 км, а максимальная глубина землетрясения - 30 км).

В связи с вышесказанным, целью данной работы является исследование поля затухания сейсмических волн в земной коре Бишкекского геодинамического полигона основе метода томографической инверсии.

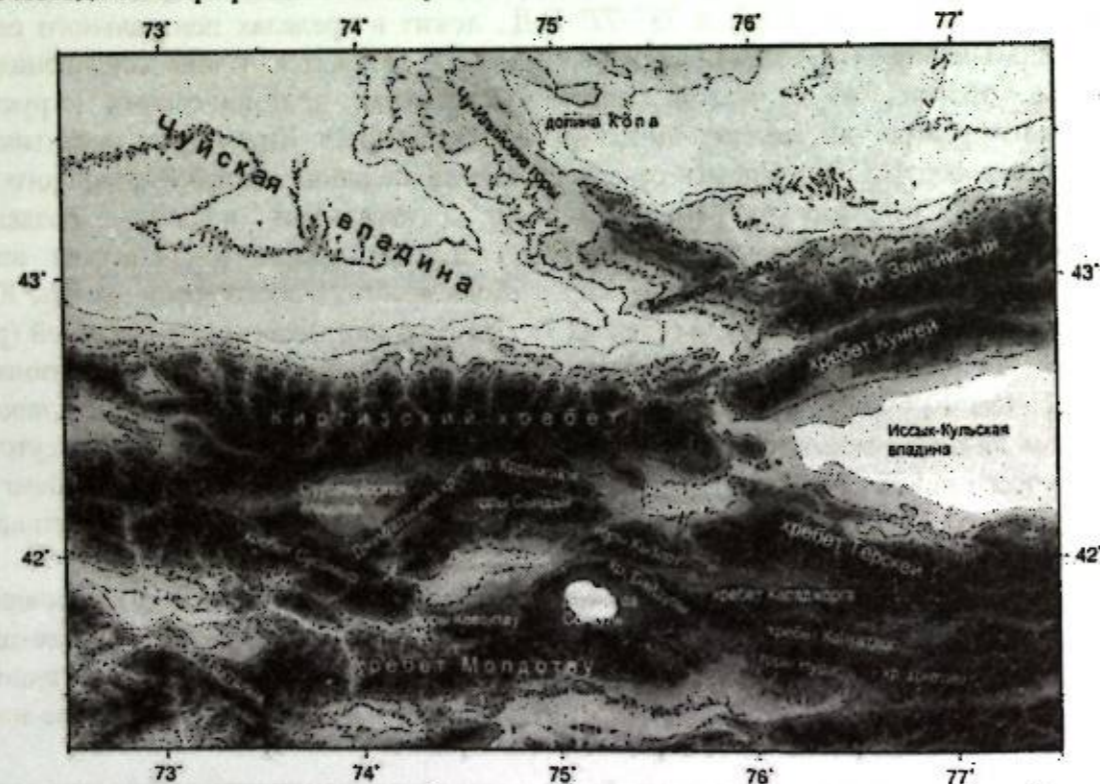


Рисунок 1 – Основные геологические структуры, расположенные на территории исследования.

Данные. Для исследования затухания сейсмических волн были рассмотрены записи более 6000 сейсмических событий, которые произошли на территории контролируемой сейсмической сетью *KNET* в период с 1999 по 2014 год. На рис. 2 представлено местоположение сейсмических событий и сейсмических станций сети *KNET*, а так же трассы *P*-волн.

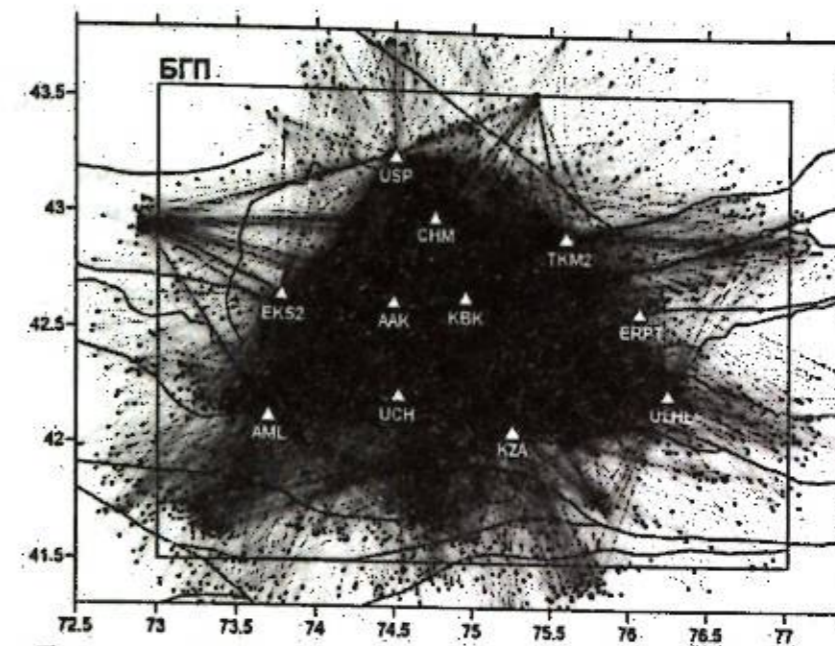


Рисунок 2 – Трассы сейсмических волн используемые для томографии затухания. Треугольниками обозначены сейсмические станции сети *KNET*, черными точками - землетрясения. Черными линиями обозначены региональные разломы и северная граница Кыргызстана. Прямоугольником отмечена территория БГП

На рис. 3 представлена сетка параметризации и местоположение узлов для инверсии затухания.

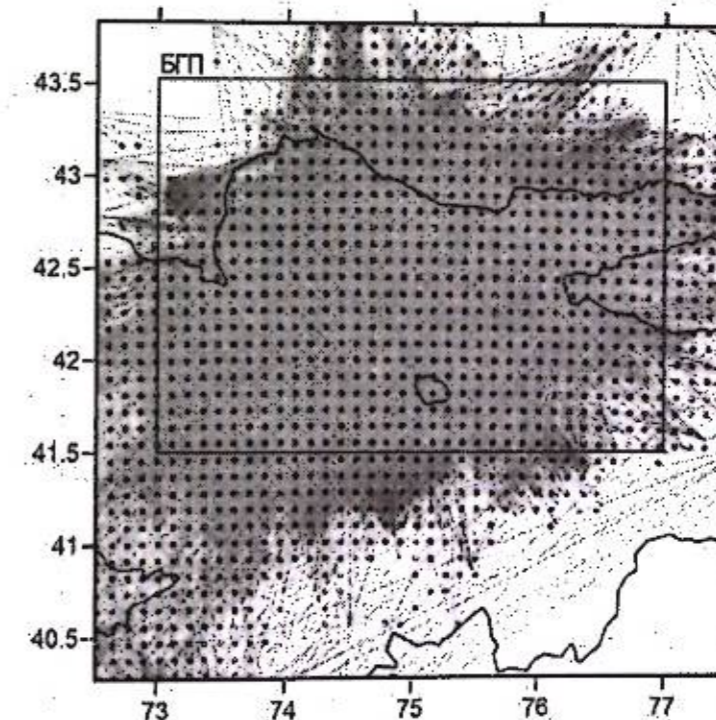


Рисунок 3 – Построение сетки параметризации для инверсии затухания. Серые линии отображают *P*-лучи. Точками обозначено местоположение узлов параметризации. Интенсивность цвета точки представляет количество узлов в каждой вертикальной линии. Черными линиями обозначены граница Кыргызстана и границы озер. Прямоугольником отмечена территория БГП

Поле затухания строится отдельно для *P* и *S*-волн, в связи с этим рассматриваются три участка записи землетрясения: *P*-волна, *S*-волна и сейсмический шум - участок в начале записи до прихода *P*-волны. Длительность каждой волны и сейсмического шума составляет

2.5 с. Для использования быстрого преобразования Фурье необходимо, чтобы длина анализируемой записи, или количество дискрет было кратно 2, поэтому рассматривались записи P и S -волн длиной 256 дискрет. На рис. 4 представлен пример сейсмической записи землетрясения (серый цвет) и темным цветом отмечен анализируемый участок P - и S -волны.

Перед вычислением спектра к анализируемым участкам применялось тапирование, а после расчета проводилось сглаживание спектра фильтром Гаусса. К анализу допускались только те события, для которых отношение сигнал/шум было больше трех. На рис. 5 представлены спектры P -и S -волн, ниже которых находится спектр сейсмического шума.

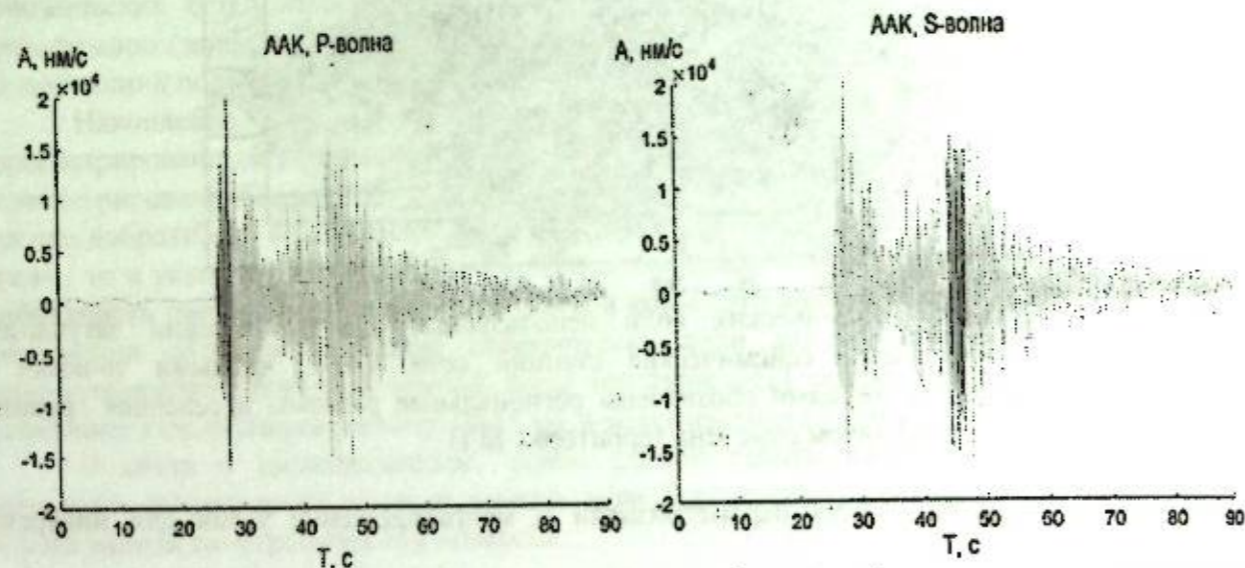


Рисунок 4 – Станция ААК. Запись сейсмического события с обозначением анализируемого участка P - и S -волны

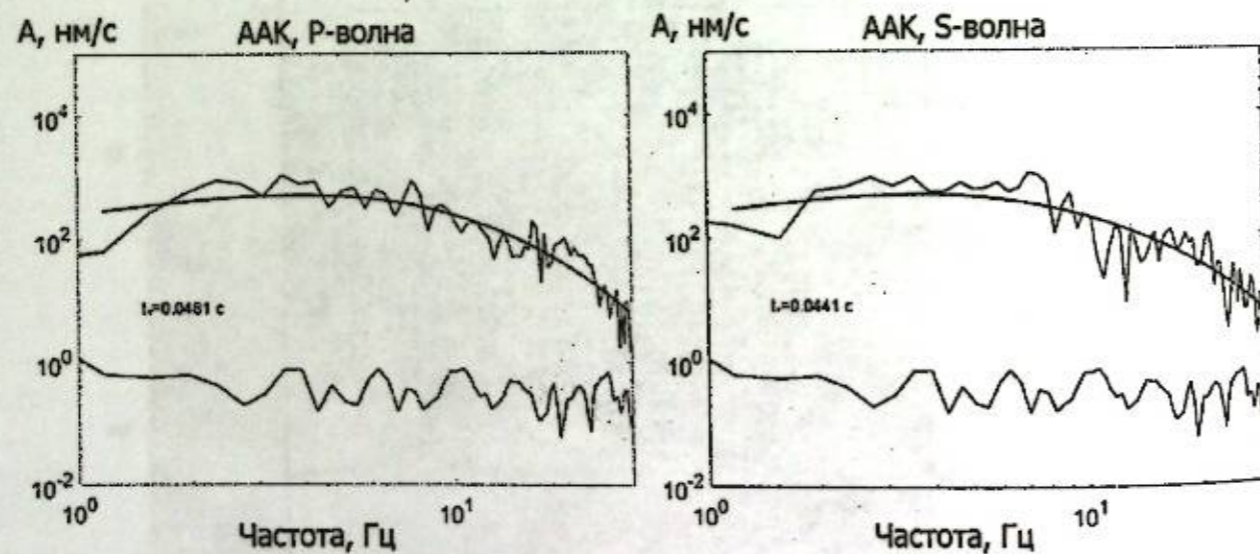


Рисунок 5 – Станция ААК. Пример сглаженного спектра сейсмической волны и его модель и спектр сейсмического шума

Методика. Для изучения трехмерного распределения сейсмического затухания использовался тот же алгоритм, который был описан в работе [13] при исследовании гораздо меньшего района Харрата Лунайра, расположенного в Саудовской Аравии. Здесь просто кратко описываются основные шаги, используемые для анализа данных и выполнения инверсии. Входные данные для томографии затухания оценивались с использованием алгоритма спектральной инверсии, предложенного в работе [14-15]. Он основан на рассмотрении спектра сигнала от i -го источника, записанного j -м приемником и может быть представлен в виде:

$$A_{ij}(f) = S_i(f)I_j(f)G(s)\exp(-\pi f \frac{t_{ij}}{Q_{ij}}) \quad (1)$$

где f – частота, $I_j(f)$ – характеристика прибора, $G(s)$ – геометрическое расхождение, Q_{ij} – коэффициент добротности, t_{ij} – время прохождения сейсмической волны между источником и приемником и $S_i(f)$ очаговый спектр, который можно аппроксимировать, используя модель Бруна [16], как:

$$S_i(f) = \frac{\Omega_0}{1 + \frac{f^2}{f_c^2}} \quad (2)$$

где f_c – угловая частота, а Ω_0 – спектральная плотность. Для томографии мы использовали значение t^* :

$$t_{ij}^* = t_{ij} Q_{ij}^{-1} \quad (3)$$

В гетерогенной среде полная потеря энергии, обусловленная затуханием вдоль луча, может быть представлена в виде интеграла:

$$t_{ij}^* = \int_{path} \frac{ds}{Q(s)v(s)} \quad (4)$$

где $v(s)$ – скорость сейсмической волны вдоль луча s . Используя (3) и (4), спектр сигнала в (1) можно представить следующим образом:

$$A_{ij}(f) = \frac{\Omega_{0ij} \exp(-\pi f t_{ij}^*)}{1 + \frac{f^2}{f_c^2}} \quad (5)$$

где Ω_{0ij} содержит частотно-независимые члены, включая геометрическое расхождение.

Используя метод сеточного поиска, значения f_c , t_{ij}^* и Ω_{0ij} в (5) оптимизировались (рис. 6), чтобы достичь наилучшего соответствия между вычисленными и наблюдаемыми спектрами сигнала. Чтобы оценить качество определения t^* , проводилась оптимизация, как для соответствующей сейсмической волны, так и для шума. Если отношение сигнал / шум было меньше трех или если спектральные кривые сигнала и шума пересекались, такие данные были исключены из рассмотрения.

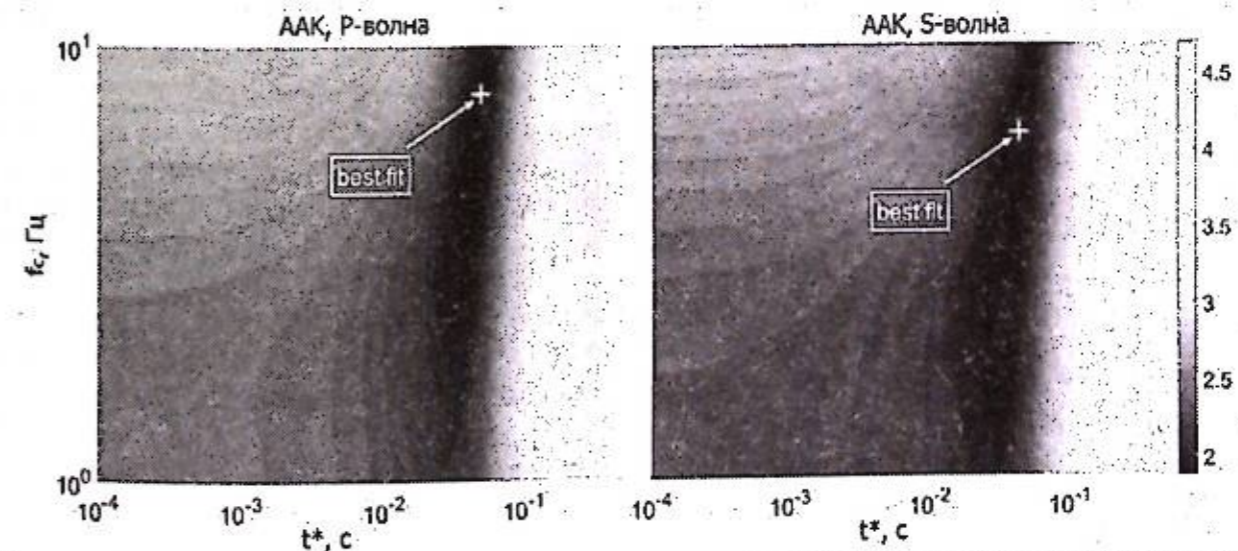


Рисунок 6 – Станция ААК. Пример сеточного поиска для оптимизации значения t^* и f_0 для P и S -волн

В работе проведен независимый анализ для прихода P -и S -волн. В обоих случаях были использованы окна длиной 2.5 секунды сразу после прихода волны. Чтобы вычислить спектр

... (text is very faint and partially obscured) ...

Для томографической инверсии использовались данные сейсмологических исследований за период с 1970 по 1985 гг. ...

Результаты. Для расчета затухания были использованы данные KNET и другие ...

Следует отметить, что при вычислении затухания использовались ...

На карте затухания P и S волн на глубинах 5 и 15 км ...

Поскольку для данных P и S волн вычислены ...

Также было отмечено, что для исследуемой территории добротность так же ...

Бишкекского геодинамического полигона имеет вид $Q(f) = 20f^{1.2}$. Величина добротности для частоты 1 Гц составляет 20. Исследование поля затухания сейсмических волн методом томографической инверсии позволило оценить отклонение затухания сейсмических волн от средней добротности равной 12. Это может свидетельствовать о том, что добротность, полученная на основе анализа кода-волн и томографической инверсии согласуется, если учесть, что в первом методе рассматриваются глубины до 65 км, а второй до 30 км.

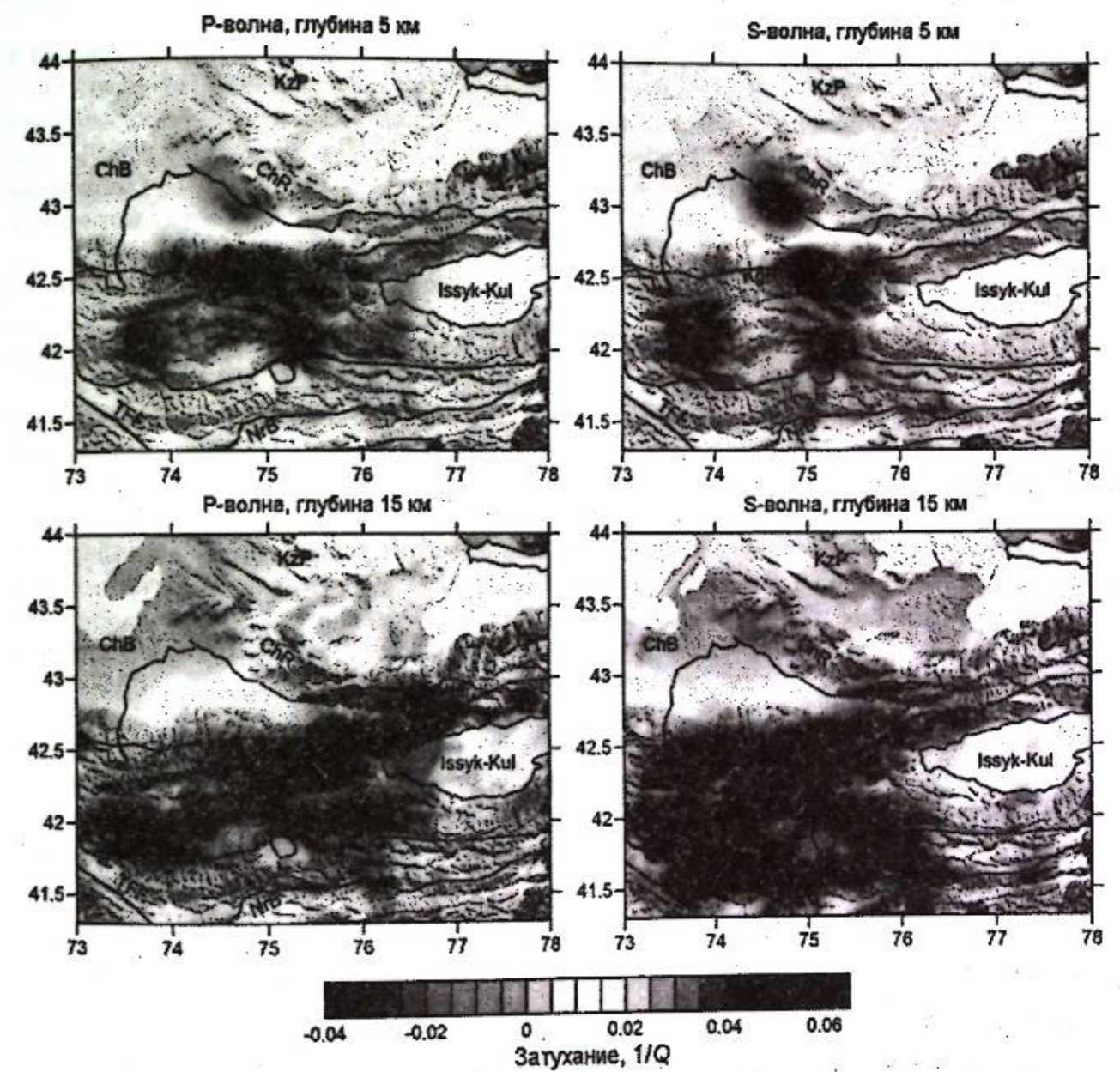


Рисунок 7 – Отклонения затухания скорости P и S-волн в горизонтальных сечениях. Среднее значение $Q=12$. Красными линиями обозначены основные разломы. Фоном является топография. Сокращения: ChB - это бассейн Чуя, KzP - Казахская плита, ChR - хребет Чуя, KzR - кыргызский хребет, TIF - таласско-ферганская разлома, NrB - бассейн Нарына

Заключение. В результате анализа записей землетрясений, зарегистрированных станциями сейсмологической сети KNET, методом томографической инверсии получены первые модели затухания сейсмической волны P и S для территории Бишкекского геодинамического полигона. Эти модели демонстрируют более высокое ослабление сейсмических волн для горных районов Северного Тянь-Шаня и более низкое затухание для впадин Казахской плиты. Уменьшение ослабления под озером Иссык-Куль может указывать на то, что оно расположено на жесткой, слабо деформированной коре.

Литература

1. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
2. Cobbold P., Davy P. Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia // Bull. Geol. Inst. Uppsala. 1988. V. 144. P. 143-182.
3. England P., Molnar H. Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics // Science. 1997. V. 278. No. 5338. P. 647-650.
4. Buslov M.M., Klerkx J., Abdarakhmanov K., Devaux D., Batalev V.Yu., Kuchai O.A., Dehandschut-ter B., Muraliev A. Recent strike slip deformation of northern Tien Shan / Eds. F. Storti, R.E. Holdsworth, F. Salvini // Intraplate strike-slip deformation belts. Geological Society of London, Special Publication, 2003. V. 210. P. 53-64.
5. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сети КНЕТ // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 496-520.
6. Aki K., Chouet B. Origin of the coda waves: Source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. 1975. N. 80. P. 3322-3342.
7. Земцова А.Г. Сейсмическая кода и динамические особенности землетрясений Киргизии. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. Фрунзе: Институт сейсмологии. 1985. 164 с.
8. Сычева Н.А., Сычев В.Н. Добротность среды Бишкекского геодинамического полигона // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Четвертая тектонофиз. конф. Материалы докл. г. Москва, 3-7 октября 2016 г. Т.1. М. 2016. С. 562-570.
9. Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Поглощающие свойства литосферы Бишкекского геодинамического полигона // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI сейсмологической школы, г. Чолпон-Ата, 12-16 сентября 2016 г. Обнинск. 2016. С. 335-339.
10. Сычева Н.А. Влияние оценки добротности среды на динамические параметры землетрясений // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. 2017. Т. 4. № 2. С. 279-285.
11. Сычева Н.А., Сычев И.В. Исследование добротности среды Бишкекского геодинамического полигона на основе кода-волн локальных землетрясений // Геосистемы переходных зон. 2017. № 3 (3). С. 21-39.
12. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 246 с.
13. Sychev I., Koulakov I., El Khrepy, S. and Al-Arifi, N. Pathways of volatile migration in the crust beneath Harrat Lunayyir (Saudi Arabia) during the unrest in 2009 revealed by attenuation tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2017. V. 330. 1-13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.12.002>
14. Haberland, C., Rietbrock, A. Attenuation tomography in the western central Andes: a detailed insight into the structure of a magmatic arc // J. Geophys. Res. 2001. No.106. P. 11151-11167.
15. Rietbrock A. P wave attenuation structure in the fault area of the 1995 Kobe earthquake // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2001.No.106 (B3). P. 4141-4154.
16. Brune, J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V.75. P. 4997-5009.
17. Koulakov, I., Bindi, D., Parolai, S., Grosser, H., Milkereit, C., Distribution of seismic velocities and attenuation in the crust beneath the north Anatolian Fault (Turkey) from local earthquake tomography // Bull. Seismol. Soc. Am. 2010. V. 100 (1). P. 207-224.
18. Koulakov, I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms // BSSA. 2009. V. 99. No. 1. P. 194-214.

УДК 551.24:624.131

КАРТА ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОГЕОНОМИИ ГЕОРИСКОВ ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
В КЫРГЫЗСТАНЕ

Усунаев Ш.Э.

sh.usunaev@caiaig.kg

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, г. Бишкек, Киргизия

В статье с позиций влияния внешних полей и воздействий внутренних геодинамических, планетосфер представлена, созданная на основе серии тематических карт-схем, впервые интегрированная карта инженерной сейсмогеономии, позволяющая типизировать особенности трансформации геориска от землетрясений литосфере Кыргызского Тянь-Шаня и Памиро-Алая.

Ключевые слова: карта, инженерная сейсмогеономия, землетрясения, сейсмосфера, трансформация, литосфера, вергентность, современные движения, разломы, орогены.

Введение. В научных направлениях сейсмологии, сеймотектоники, инженерной сейсмологии, сейсмической геофизике, физико-математической и космической сейсмологии и междисциплинарных разделах, в сфере поиска предвестников до сих пор не решены проблемы прогноза местоположения, силы и времени землетрясений [1-11].

Методы исследований: Использованы методы аналитического и тематического исследования и моделирования землетрясений в науках о Земле, а также методологии интегрированного инженерно-геономического картирования и моделирования георисков, трансформирующих литосферу Земли и Кыргызского Тянь-Шаня.

Результаты исследований. Влияние внешнего гравитационного поля и встречно противодействующего внутреннего тектонического формируют новейшие геодинамические, современные и сейсмические движения в пределах литосферы исследуемой территории.

На карте инженерной сейсмогеономии при анализе распределения сильных землетрясений 48% (33 их эпицентров) размещены на крыльях разломов, в том числе 20% на узлах их пересечений, а оставшиеся 52 % эпицентров землетрясений приурочены к 8-9 и более балльным зонам, выделенным на карте сейсмического районирования Кыргызстана.

Анализ распределения сильных землетрясений показывает, что в зонах территорий первой степени опасности с сейсмичностью более 9 баллов расположены эпицентры 46% (32 событий), 9 балльной 30% (21 соб.), более 8 балльной 14% (9 соб.) и 8 балльной 10% (6 соб.), т.е. 90% произошедших сильных землетрясений трансформировало литосферу с интенсивностью более 8 баллов.

Максимальная трансформация кровли литосферы Кыргызского Тянь-Шаня и Памиро-Алая имеет место на глубинах 10-11 км, и одновременно на поверхности в изосейстовых зонах от эпицентра землетрясения. Кровля и поверхность литосферы максимально трансформируется на глубинах 10-11 км землетрясениями в Северном Тянь-Шане, в 2 раза менее в Среднем Тянь-Шане и на порядок меньше в Южном Тянь-Шане. При этом кровля литосферы на глубинах от 5-6 км и выше в 2 раза больше трансформируется по сравнению с гипоцентрами землетрясений 21-22 км и глубже.

В целом, 61% (42 события) эпицентров сильных землетрясений распределены восточнее, а 39% (27 событий) западнее регионального Таласо-Ферганского разлома, что свидетельствует о более динамичной трансформации землетрясениями ее восточной части. Плотины ГЭС и водохранилищ, например, каскада Токтогульских ГЭС размещены в 9 (и более 9) балльной зоне на северном крыле конвергентной неотектонической структуры в сфере влияния РОЗ с классами землетрясений более 15 [3, 10-11].

Инженерная сейсмогеология — наука о процессах формирования сейсмоопасности при взаимодействии литосферы и гидросферы. Она рассматривает процессы формирования сейсмоопасности в литосфере, гидросфере и их взаимодействие в процессе функционирования литосферы, гидросферы и их взаимодействие в планетосфере до выделенного равновесия Земли [10, 11].

На Земле реально не существуют абсолютные зон, т.к. регистрируемые сейсмоцентрами беспрерывные микроземлетрясения, т.к. регистрируемые сейсмоцентрами беспрерывные микроземлетрясения в литосфере связаны с границами взаимодействия аномальных слоев воды и разломной тектоники, а также с орбитальным вращением твердого ядра внутри жидкой планетосферы Земли [10, 11].

Инженерная сейсмогеология, позволяет поверхность планеты типизировать на: а) — сейсмоопасные с интенсивностью землетрясений 6 баллов и более, б) — сейсмоопасные с 3 до 5 баллов, где в условиях подтопления территорий и высокого подъема уровня подземных вод с 8-10 м и до поверхности земли, в зависимости от трещиновых условий, проявляется эффект приращения балльности от 0,5-1 до 2,5-3 балла); в) — фоновые сейсмоопасные с интенсивностью землетрясений от 3 и менее баллов.

В инженерной сейсмогеологии сфера импульсных движений проявляется в твердотупругой литосфере с учетом индуцированных землетрясений, что позволяют расширить объемы сейсмоопасности до ядра Земли и охватить сеймопроницаемый Геонд.

Инженерная сейсмогеология, в отличие от надмантневой сейсмологии имеет причинно-следственные связи с твердым ядром Земли, которая по собственной орбите совершает ежегодно полный оборот вокруг геометрического центра Геонда и гравитационно-механически создает круговороты компонент полигрунтов жидкой планетосферы, формирует в результате выжимания через дислокации и инициирующие очаги Мегаструктур Центрального Типа (МЦТ) в вышле расположенные геосферы гидрид-металлические флюиды влияющие на генезис землетрясений [10, 11].

Инженерная сейсмогеология, имеет тесную связь в атмосферными геосферными слоями, так, например, с ноносферой, где перед землетрясением из очагов, готовящихся сейсмокатастроф вылетают и концентрируются супер-высокоскоростные «черенковские» электроны. Инженерная сейсмогеология, сопряжена с реакциями воздействия гравитационных масс взаимодействующих небесных тел Солнца, планет солнечной системы и Луны, т.е. в поле взаимодействия объединенных масс и энергий в свете Единой Теории Поля. Сейсмогеология исследует сейсмо- и тектоносферы не только с позиций наук о Земле и смежных с ними междисциплинарных исследований [10, 11]:

1. Гавриленко Е.С и Дерпгольц В.Ф. (1971) геогеологические явления в литосфере увязывают с подземной гидросферой, состоящей из верхней зоны (53% подземной гидросферы, или 22% гидросферы в целом), где вода представлена жидкостью, паром и льдом, физически и химически связанной видами воды, которая при мощности 20 км, имеет в верхней подзоне круговую динамику в зоне гипергенеза, а также ниже радиальной направленной снизу вверх зоной [10, 11].

Подошва подземной гидрохлоросферы находится у границы Конрада, на глубинах 15-20 км, при температуре 550 град по Цельсию, и давлении 5-6 кбар. Нижняя зона расположена между границами Конрада и Мохо, где содержатся только свободные воды, т.к. в минералах исключается возможность нахождения связанных вод. Здесь сосредоточено 47% подземной гидросферы и господствует радиальная динамика с направлением воды, рассолов и флюидов снизу вверх. Мантия совершает работу по выплавлению и дегазации до глубин наиболее глубоководных землетрясений, и вследствие этого зона «В» расположена ниже границы Мохо до глубины 400 км. В зоне «В» и на глубинах от 50 до 200-300 км в интервале температур 800-2000 град по Цельсию, при разных давлениях и температуре происходят активизирующие движения земной коры фазовые, полиморфные, электронные переходы вещества мантии и его химические перестройки. По Гавриленко Е.П. (1975 г.) в астеносфере содержится 5-7% воды. В склеросфере, выше астеносферы, где толща дегидрати-

рованных пород, включая базальтовый слой, являются глобальным водоупором. Гранитный слой мощностью до 20 км, является областью размещения вторичных источников глубинной воды, а первичными очагами генерации воды являются астеносфера [10, 11].

2. Вода по Григорьеву С.М., Емцевой Е.Т. (1975) проявляет в пределах тектоно-и сеймосфер аномальные свойства и создает эффект дренажной оболочки, где механизм ее движения в литосфере под континентами и океанами приводит к подземному глубинному денудационному круговороту компонент полигрунтов, вымыванию сверху вниз по разрезу тяжелых элементов и, наоборот, подъему вверх по разрезу более легких флюидов, что приводит к землетрясениям при захлопывании образованных полостей и трещин, а также образованию в благоприятных ловушках нефтегазурод [10, 11].

3. По Абдулласву А.У. (2002), исследовавшему природу дегазации Земли, в активных разломных зонах перед землетрясениями увеличивается выделение глубинных газов вплоть до их быстрого выброса [10, 11].

4. В концепции Ахундова И., Гусейнова М., Солодилова Л. (2002) природа землетрясений увязывается с прониканием вглубь воды по разломам в недра, где в результате встречи с первородным (веществом ранее не вступавшем никогда в химическую реакцию) в среде с высокими температурами давлениями проявляются множества ядерных процессов с микро-землетрясениями [10, 11].

Карта инженерной сейсмогеологии, составлена на основе интегрирования следующих тематических карт: 1. карты сейсмической опасности; 2. карты региональных глубинных и соподчиненных разломов; 3. карты РОЗ - районов ожидаемых землетрясений; 5. карты вергентных неотектонических движений; 6. карты меридиональных секущих сейсмоактивных зон [1-10].

На ИСГН карту территории Кыргызстана и трансграничных районах с Узбекистаном, Таджикистаном, Казахстаном, Китайской народной Республики нанесены граница кон-, ди-, северо- и южномоновергентных геоволновых структур [1].

На карту ИСГН, были также вынесены из карты Мамырова Э. и др. (2002) 51 эпицентр районов ожидаемых землетрясений (РОЗ) [3].

На карте сейсмогеологии георисков от землетрясений в Кыргызстане: 1 — границы Тянь-Шаньского орогена; 2 — региональные глубинные разломы; 3 — соподчиненные региональным, крупные разломы; 4 — границы смены вергентных (геоволновых) неотектонических движений горных масс; 5 — границы смены интенсивности современных движений; 6 — нумерация меридиональных секущих структур; 7 — вергентные направления неотектонических движений (К-конвергентная, Д-дивергентная, Ю — южно-моновергентная, С-северо-моновергентная); эпицентры РОЗ — районов ожидаемых землетрясений с различной интенсивностью: с классом энергетическим К больше 15, 8 — первой категории опасности с вероятностью ожидания от 0,65 по 0,75 для городов Бишкек и Ош; 9 - первой категории опасности с вероятностью ожидания от 0,65 по 0,75; 10 - второй категории опасности с вероятностью ожидания от 0,55 по 0,65; с классом энергетическим К меньше 15 и больше 12, 11 - первой категории опасности с вероятностью ожидания от 0,60 по 0,70; 12 - второй категории опасности с вероятностью ожидания от 0,50 по 0,60; 13 — крупные сейсмо-индуцирующие крупные озера и водохранилища; 14 — направления движения вергентных неотектонических структур.

Из карты РОЗ - районов ожидаемых землетрясений на интегрированную карту инженерной сейсмогеологии вынесены были их 51 эпицентров с различной интенсивностью вероятных землетрясений [3, 11].

Из карты Фаворской М.А., Баскова В.А., Шилина Л.Н., Виноградова Н.В. и др.(1983 г) где система сквозных трансрегиональных рудоконтролирующих разломов скрытого типа, вынесены шесть (6) ориентированными с севера-на юг структур с шириной зон в км с запада на восток: I-более 80 км, II-100, III-50, IV-77, V-41, VI-83 км на территории Кыргызстана [9].

Первая зона сквозной дислокации шириной более 80 км выражена на АФС и КФС комплексом следующих геологических аномалий: зоной повышенной сейсмичности, развиты

узлы пресечения разломов, эпицентры глубокофокусных землетрясений, в геоморфологических признаках представлены линейными, имеются коленаобразные изгибы речных долин, что свидетельствует о значительной глубине заложения скрытой системы нарушений. В пределах влияния первой зоны расположены хвостохранилища и горные отвалы Сумсар, Шекафтар, Хайдаркан, Кадамжай (рис. 1). Здесь расположены 16% (8) эпицентров РОЗ.

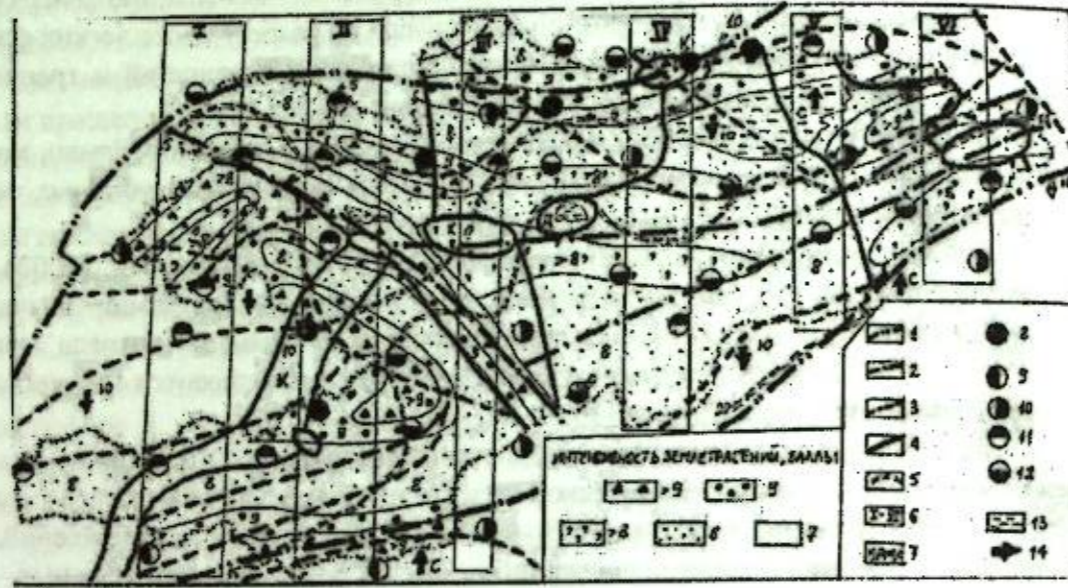


Рисунок 1 – Карта инженерной сейсмогеологии трансформирующая георисками от землетрясений, вергентных новейших и современных движений литосферу Кыргызского Тянь-Шаня и трансграничных районов со странами Центральной Азии

Вторая зона дислокаций шириной 100 км находится восточнее от первой и расположена на участке повышенной сейсмичности, является наиболее выдержанной и прослеживается от Гималаев. Здесь с востока на запад сменяются юрские, меловые и палеогеновые отложения, зона насыщена магматическими образованиями и генерирует эпицентры глубокофокусных землетрясений, а выходы гипербазитов, погружения осей складок, свидетельствуют о значительной глубине заложения данной зоны, где размещены хвостохранилища района города Майлуу-Суу, Кан и Советское (рис. 1). Здесь расположены 14% (7) эпицентров РОЗ.

Третья система нарушений шириной 50 км характеризуется повышенной сейсмичностью, выходами сиенитов, узлами пересечения разломов, в зоне их влияния расположены хвостохранилища Кара-Балта, Казарман, а на восточной ее границе радиоактивные отходы района п.г.т. Минкуш (рис. 1). Здесь расположены 14% (7) эпицентров РОЗ.

Зона меридиональная четвертая шириной 77 км, содержит узлы пересечения разломов, повышена сейсмичность, находятся эпицентры глубокофокусных землетрясений и размещены хвостохранилища радиоактивные Ак-Тюза, Боорду и Кашка (рис. 1). Здесь расположены 14% (7) эпицентров РОЗ.

Пятая зона сквозных дислокаций шириной 41 км проявлена слабее остальных зон и характеризуется эрозионно-тектоническими уступами, разворотами меридионально герцинских складчатых структур, линейными в виде прямолинейных отрезков долин, где западнее зоны разместились хвостохранилища Каджи-Сая, восточнее зоны цинид содержащие хвостохранилища золоторудного месторождения Кумтора (рис. 1). Здесь расположены 6% (3) эпицентров РОЗ.

Зона шестая нарушений шириной 83 км, содержит выходы щелочных интрузивов, узлы пересечения разломов, изобилует линейными где в восточной части зоны находятся

горно-рудные отходы месторождения Атжайлау (рис. 1). Здесь расположены 10% (5) эпицентров РОЗ.

Подсчет показывает, что до 72% это 37 эпицентров РОЗ расположены внутри и в зоне влияния меридиональных секущих сейсмоактивных структур, а оставшиеся 28% т.е. 14 РОЗ приурочены к границам вергентных неотектонических структур и разломов.

На карте разломов севернее Таласо-Ферганского разлома (ТФР) расположены 65% это 33 эпицентров РОЗ (в т.ч. 24% в Среднем Тянь-Шане), южнее ТФР 35% т.е. 18 эпицентров РОЗ. При этом 84% эпицентров РОЗ попадают в зоны разломов.

На карте вергентных новейших движений 40% эпицентров РОЗ расположены на северо-моновергентных, а 33% южно-моновергентных структурах, при этом 24% эпицентров размещены на границах смены знака геоволновых падений горных масс [1].

По данным сейсмического мониторинга и инструментального измерения орбитального вращения твердого ядра Земли вокруг геометрического центра планеты внутри жидкой планетосферы Малышковым Ю.П. и Малышковым С.Ю. установлено, что максимальное удаление от центра ядро проходит в июль-августе и феврале месяцах, а наиболее приближены к центру в апреле и сентябре месяцах [5, 10, 11].

На территории Кыргызского Тянь-Шаня твердое ядро Земли закономерно в апреле, августе и январе месяцах проявляет максимальные пики сезонной активизации землетрясений [10, 11].

В середине декабря твердое ядро из северного переходит в южное полушарие планеты. В конце декабря и начале января месяцах в Кыргызском Тянь-Шане, наблюдается зимний пик активности сейсмичности.

В августе месяце орбита твердых ядер планеты находится в северном полушарии на максимальном удалении от геометрического центра Земли, в Кыргызском Тянь-Шане закономерно осенний пик активности землетрясений [5, 10, 11].

Геодеформационные волны от подошвы мантии в результате механизма гравинертного скачкообразного сжатия и растяжений стратифицированных слоев планетосфер приводят к круговоротам компонент полигрантов, флюидов, водных растворов и воды, которые вследствие трансформации георисками литосферы и ее субчастей, приводят к вергентным, современным и сейсмическим движениям [4, 10-11].

К одним из генетических типов взрывных движений следует отнести упругие накопленные и остаточные от напряжений геодеформации, способствующие развитию георисков от землетрясений зимней фазы их активизации, которые описаны научными открытиями в геомеханике Таджибаева К.Т., Айтматова И.Т., это: а) явления скачкообразного освобождения остаточных напряжений в горных породах; второе открытие б) Таджибаевым К.Т., Таджибаевым Д.К., Акматалиевой М.С. «Закономерности изменения относительной величины скорости прохождения ультразвуковой поляризованной сдвиговой волны от механического напряжения в твердых материалах (закон Кушбакали)» [6, 7].

Закон Кушбакали позволяет установить закономерную функциональную взаимосвязь, заключающуюся в изменениях механического напряжения в твердых материалах и горных породах, приводящей к изменению относительной величины скорости ультразвуковой сдвиговой волны в направлении перпендикулярном к направлению действия напряжения. Фиксируемые поляризационно-акустическими методами остаточные напряжения после образования первичных трещин в упруго-пластических материалах, в т.ч. горных породах приводит к самоподдерживающему развитию систем трещин и в условиях преобладающих растягивающих остаточных напряжений к уменьшению прочности и динамическому разрушению. Авторы открытия предложили концепцию стационарных деформаций литосферных плит в пределах распространения вытянутых зон развития андезитового и базальтового магматизма генерирующие очаги тектонических горных ударов и землетрясений, где аномально в зонах тектонических разломов, рифтов, контактов магматических горных пород, самопроизвольно и медленно происходит релаксация термомеханических генетических остаточных напряжений [6, 7].

Садыбакасовым И.С. впервые построены карты закономерностей неотектонических вергентных движений для территории Высокой Азии занимающей территорию более 9 млн км², которые на крутых их крыльях и на границах смены знака геоволновых движений концентрируют геориски (землетрясения, горные удары, оползни, обвалы) [1].

Ю.А. Трапезниковым и его научной школой в Научной станции была организована специальная лаборатория, в которой проведены модельные исследования эффектов, возникающих при воздействии слабых электромагнитных и вибрационных полей на нагруженные геологические образцы, которые показали перспективность идеи разгрузки упругих накопившихся напряжений [2, 8].

Созданная в 1980-х электроразведочная установка, в 1990-х годах МГД-генератор позволил управлять сейсмическим режимом литосферы в радиусе 100-150 км., где за последние 25 лет 15-го класса землетрясений не наблюдалось, т.к. они были снижены по интенсивности на множество сотрясений 12-го класса в исследуемом районе [2, 8].

Предлагается для повышения достоверности прогнозов сейсмокатастроф:

- а) развитие основ инженерной сейсмогеомии и создание теории землетрясений;
- б) повышение эффективности действующих сетей мониторинга землетрясений их интегрированием в прогностические комплекс-станций измерений гравинертных, электромагнитных, физико-химико-механических, гидро-, лито-, атмо- и ионосферных предвестников с использованием дистанционных и наземных в режиме онлайн времени цифровых, сейсмических обсерваторий;
- в) составление ИСГН карт прогностической типизации ожидаемых землетрясений с внедрением результатов измерений в онлайн режиме для их калибровки в сейсмостойком строительстве домов и инженерных сооружений;
- г) создание на основе (а-в) ИСГН сетей онлайн раннего оповещения жителей густонаселенных пунктов и их инфраструктуры от средних, сильных и катастрофических землетрясений;
- д) ИСГН мониторинг и управление землетрясениями вызванными воздействием крупных водохранилищ и/или добычей полезных ископаемых с выемкой сейсмогенерирующих огромных горных масс, атомных и промышленных взрывов индуцирующих искусственные и природные землетрясения;
- е) использование для развития основ ИСГН данных об ударных столкновениях небесных тел астероидов и малых планет, сформировавших Геоид вследствие их падения, вызывавших кризисы жизни на Земле, где современные шкалы оценки сейсмичности с пределом 12 баллов малы и требуют разработки шкалы «космо-ударных сотрясений».

Таким образом, можем сделать следующие выводы:

1. Составлена карта инженерной сейсмогеомии с позиций интегрированного влияния внешних полей и воздействия внутренних сил, позволяющая выявить особенности трансформации геориска от землетрясений литосферы Кыргызского Тянь-Шаня и трансграничных районов со странами Центральной Азии.
2. Карта инженерной сейсмогеомии содержит эпицентры РОЗ-районов ожидаемых землетрясений, которые, как правило, сопряжены с границами Тянь-Шаньского орогена, региональных глубинных и крупных разломов.
3. Эпицентры РОЗ ранжированы по вероятности и интенсивности их прогностического проявления и типизированы границами раздела поливергентных новейших тектонических движений.
4. Карта инженерной сейсмогеомии позволяет типизировать РОЗ в зависимости от интенсивности современных движений.
5. Карта инженерной сейсмогеомии может быть использована для проведения активного погашения ожидаемых сильных землетрясений с помощью МГД генераторов и их аналогов на территории Кыргызстана.

Литература

1. Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
2. Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Вольхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К. Магнитотеллурические зондирования в горах Кыргызского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С. 3-20.
3. Мамыров Э., Омуралиев М.О., Усупаев Ш.Э. Оценка вероятной сейсмической опасности территории Кыргызской Республики и приграничных районов стран Центральной Азии на период 2002-2005 гг. Бишкек: Аль Салам. 2002. 93 с.
4. Ачкасов П.В., Усупаев Ш.Э. Гипотеза ударного преобразования планет солнечной системы на примере Земли // Подготовка к чрезвычайным ситуациям и реагирование на риски экологической безопасности в Центрально-Азиатском регионе. Материалы междунар. конф. Бишкек: Изд-во МЧС КР. 2004. С. 138-145.
5. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра Земли // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 2. С. 152-172.
6. Тажибаев К.Т., Акматалиева М.С., Тажибаев Д.К. Способ определения остаточных напряжений в твердых материалах / Патент №1245 КР от 26.02.2010.
7. Тажибаев К.Т. Закон изменения скорости прохождения поляризованной поперечной ультразвуковой волны от напряжения в твердых материалах и его применение // Вестник КРСУ. 2011. Т. 11. № 11. С. 151-156.
8. Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К. Взаимосвязь аномалий электропроводности, скоростных характеристик и режима сейсмичности литосферы Центрального Тянь-Шаня // Литосфера. 2015. № 5. С. 81-89.
9. Фаврская М.А., Баскина В.А., Шилин Н.Л. и др. Рудоконтролирующие структуры Азии и их металлогения. М.: Недра, 1983. 192 с.
10. Усупаев Ш.Э. Единая ноосферно-инженерно-геономическая теория Земли // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. 2015. № 11. С. 24-38.
11. Усупаев Ш.Э. Катастрофоведение сейсмической сферы в свете Единой Теории Поля // Прогноз землетрясения, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии. Сб. материалов 9-го Казахстанско-Китайского Междунар. симп., г. Алматы, 25-27 октября 2017 г. Алматы. 2017. С. 113-115.

ВВЕДЕНИЕ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

2. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ РАБОТЫ

3. МЕТОДИКА РАБОТЫ

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ПРИЛОЖЕНИЕ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

2. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ РАБОТЫ

3. МЕТОДИКА РАБОТЫ

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ПРИЛОЖЕНИЕ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

2. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ РАБОТЫ

3. МЕТОДИКА РАБОТЫ

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ПРИЛОЖЕНИЕ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

2. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ РАБОТЫ

3. МЕТОДИКА РАБОТЫ

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ПРИЛОЖЕНИЕ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

2. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ РАБОТЫ

3. МЕТОДИКА РАБОТЫ

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ПРИЛОЖЕНИЕ

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ МЕТОДЫ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНОВ И В МОНИТОРИНГЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ИНВЕРСИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

2. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ РАБОТЫ

3. МЕТОДИКА РАБОТЫ

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ПРИЛОЖЕНИЕ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

2. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ РАБОТЫ

3. МЕТОДИКА РАБОТЫ

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ПРИЛОЖЕНИЕ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

2. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ РАБОТЫ

3. МЕТОДИКА РАБОТЫ

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ПРИЛОЖЕНИЕ

АНИЗОТРОПИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ И СЕИЗМИЧЕСКИ АКТИВНЫЕ РЕГИОНЫ (НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА)

Баталов Е.А., Баталов В.И.
bat@levobugdyz.ru

Научная станция Российской академии наук г. Бишкек, Кыргызия

В работе представлены исследования анизотропии электрических токов на территории Бишкекского геодинамического полигона. Особое внимание уделено поведению электромагнитных параметров в режимных пунктах магнитотеллурического мониторинга, приуроченных к зонам активных разломных структур, которые в геоэлектрических построениях проявляются наиболее четко во глубинах порядка 20-25 километров. На основе корреляционного анализа гравитационных приливных воздействий в результате магнитотеллурического мониторинга выявлена азимутальная зависимость тензочувствительности среды.

Ключевые слова: анизотропия электропроводности, магнитотеллурические зондирования, тензочувствительность, лунно-солнечные приливные воздействия, зоны активных разломов.

В настоящее время начинает возрождаться интерес к изучению лунно-солнечных приливов и возможности использования их вариаций для исследования геодинамических процессов, происходящих в земной коре сейсмически активных регионов. Отчасти это связано с тем, что приливные воздействия, вызванные гравитационным взаимодействием Солнца, Земли и Луны, играют заметную роль в энергетическом обеспечении структурообразующих процессов. Вместе с тем, в последние годы магнитотеллурика достигла определенных успехов в развитии методики исследований, аппаратной базы и программного обеспечения, значительно увеличилась детальность и точность используемых моделей. Все это позволило вплотную подойти к изучению такого интересного явления как анизотропия физических параметров горных пород и ее влияния на результаты геофизических исследований. Анизотропия проявляется в различии значений того или иного физического параметра вещества по разным направлениям, что характерно, прежде всего, для многих осадочных горных пород и может быть связано с особенностями их формирования. Причиной, вызывающими анизотропию физических свойств, могут быть особенности текстуры и структуры горных пород, существование преобладающего направления их трещиноватости, наличие напряженно-деформированного состояния и многое другое.

Существует также и зависимость анизотропии геологической среды от глубины, что обусловлено наличием крупных блоков или зон разломов, реологией, присутствием флюидов и анизотропией некоторых минералов, например, графита. Классически успешным методом исследования анизотропии кажущегося сопротивления в верхней части разреза является вертикальное электрическое зондирование [1]. На территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП) (рис.1) исследования анизотропии электропроводности верхней части земной коры проводятся методом зондирования становлением в дальней зоне статическую анизотропию электропроводности (рис.2), которая может обусловлена особенностями формирования и залегания горных пород [7], и динамическую (рис.3), которая меняется во времени и связана с деформационными процессами, например, геодинамическими процессами или лунно-солнечными приливными воздействиями [8-11]. Результаты исследования анизотропии электропроводности могут быть важной дополнительной информацией при построении достоверных геодинамических моделей

сейсмически активных регионов. Для выяснения возможности использования лунно-солнечных вариаций в изучении геодинамических процессов земной коры нами были проведены работы, направленные на выявление наиболее тензочувствительных пунктов или зон, где коэффициент корреляции вариаций кажущегося сопротивления и изменений лунно-солнечных приливных воздействий наиболее высок.

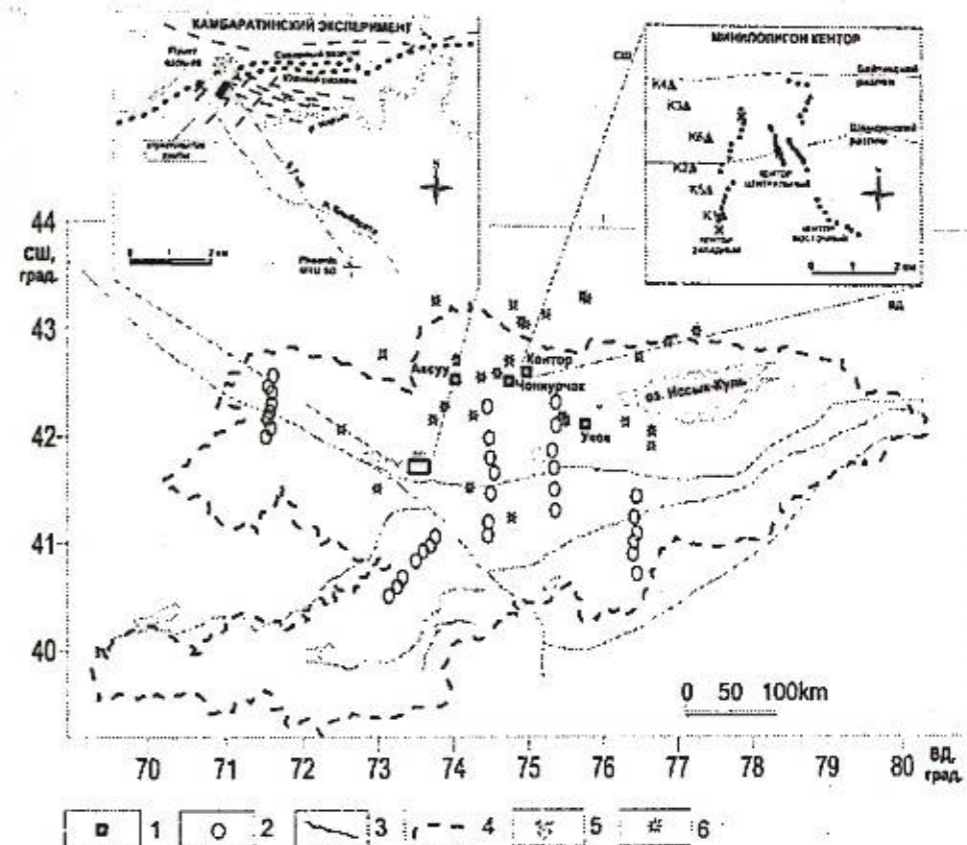


Рисунок 1 – Схема расположения стационарных пунктов МТ-мониторинга и ГМТЗ, выполненных на территории Центрального Тянь-Шаня в 2011 г. 1 – пункты стационарных наблюдений МТ-мониторинга, 2 – пункты ГМТЗ, 3 – региональные разломы, 4 – граница Киргизии, 5 – Камбаратинский взрыв, 6 – сейсмические события, произошедшие за время регистрации ГМТЗ

Основной целью настоящих исследований является оценка и анализ динамической азимутальной анизотропии и, соответственно, выявление и интерпретация геоэлектрических неоднородностей земной коры и верхней мантии. Эти локальные неоднородности будем называть тензочувствительными зонами, поскольку именно эти области наиболее чувствительны к геодинамическим процессам, происходящим в нашем регионе. Они могут быть связаны с катаклазом гранитов [12] или приурочены к разломным зонам [13-15], под которыми мы подразумеваем некий объем земной коры, имеющий аномальное строение и повышенную трещиноватость. Благодаря высокой податливости и подвижности флюидов происходит заполнение ими трещин, микротрещин в разломных структурах и пор горных пород. Это обстоятельство позволяет поддерживать микротрещины и поры в открытом состоянии. Под воздействием деформаций происходит закрытие одной системы трещин (ориентированы перпендикулярно максимальному сжатию) и раскрытие другой (ориентированы перпендикулярно максимальному растяжению), что и является механизмом образования динамической азимутальной анизотропии. В результате анализа корреляционных функций (корреляционных полярных диаграмм) между временными рядами электромагнитных параметров и компонентами гравитационных приливных

воздействий по данным ГМТЗ на региональных профилях установлено, что характер взаимосвязи зависит от геоэлектрической структуры пункта зондирования и отражается в распределении устойчивых кластеров на корреляционных полярных диаграммах [9].

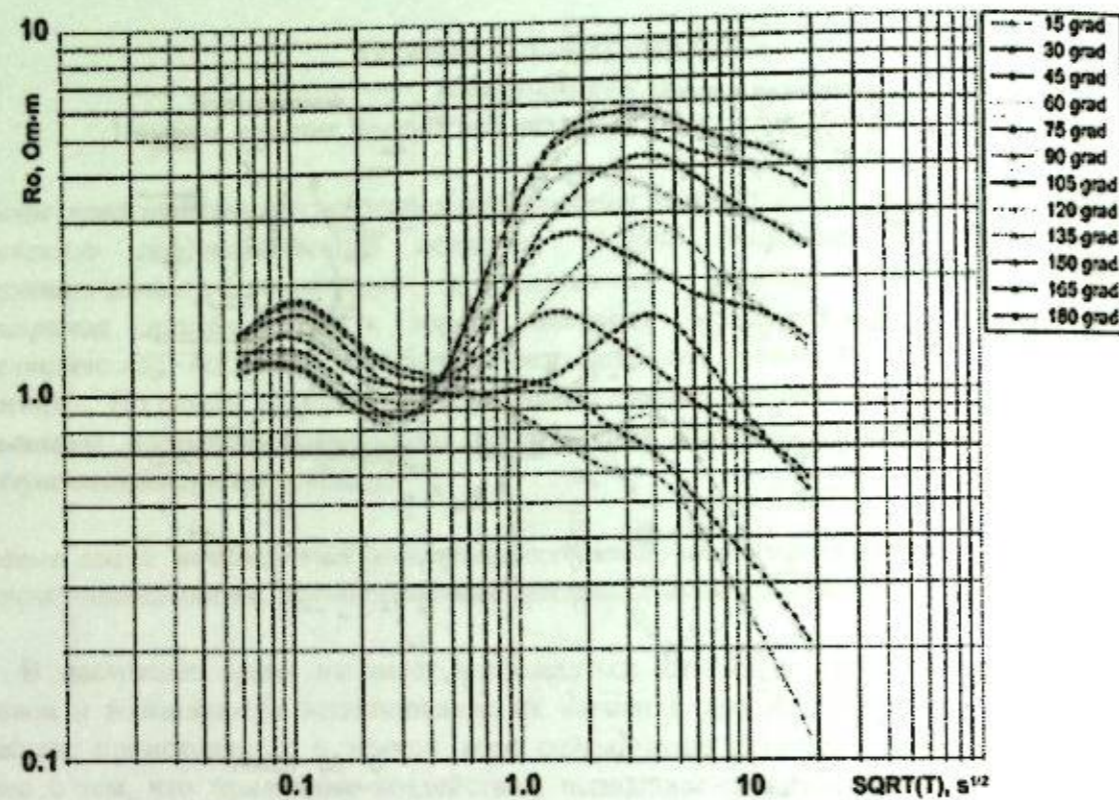


Рисунок 2 – Распределение кажущегося сопротивления по различным азимутам (0-180) – пример проявления статической анизотропии

Наибольший интерес вызвал тот факт, что ориентация основных тектонических нарушений, закартированных вблизи пункта зондирования (рис. 3-5), находит отражение в распределении кластеров дополнительных импедансов на корреляционных полярных диаграммах [9-11]. Необходимо отметить, что в геоэлектрических построениях наиболее четко зоны тектонических нарушений проявляются до глубин порядка 20-25 километров [13-16], поэтому особое внимание уделялось поведению электромагнитных параметров в пунктах магнитотеллурического мониторинга, приуроченных именно к активным разломным структурам

В рамках выполненных исследований проведен анализ и систематизация выделенных аномалий для реальных и мнимых частей основного и дополнительного импедансов и магнитовариационных параметров. Выполнена оценка информативности дополнительных импедансов, на основании чего сделан вывод о необходимости использования данных параметров для оценки тензочувствительности пунктов наблюдения. То обстоятельство, что ориентация основных тектонических нарушений (вблизи пункта зондирования) соответствует положению кластеров на корреляционных полярных диаграммах (рис.3-5) открывает возможность проведения мониторинга динамического состояния разломных структур. На корреляционных полярных диаграммах выделяются области (кластеры) устойчивой корреляции, которые являются интегральной мерой взаимосвязи вариаций электромагнитных параметров с приливными воздействиями.

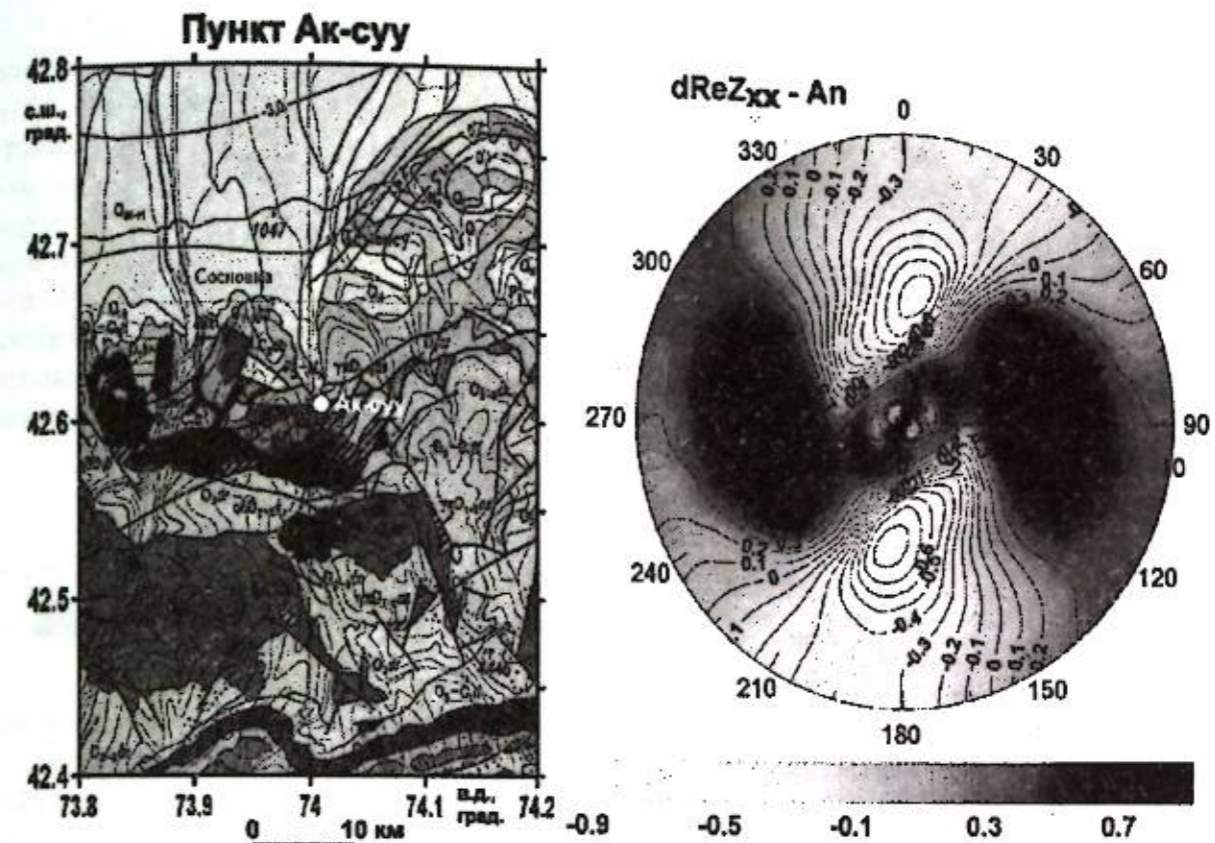


Рисунок 3 – Распределение значений коэффициента корреляции $dReZ_{xx}-A_n$ в полярных координатах как способ представления динамической анизотропии. Панель слева – фрагмент геологической карты вблизи расположения стационарного пункта МТ-мониторинга Ак-Суу; панель справа - распределение коэффициента корреляции (дополнительный импеданс Z_{xx} и вертикальная компонента приливных воздействий A_n) в полярных координатах, где по оси радиусов показан \sqrt{T} (Т-период). Цвет и изолинии показывают значения коэффициента корреляции

Морфология и расположение кластеров (без учёта знака) дают дополнительную характеристику деформационного процесса, проявления которого связаны с рассматриваемыми вариациями физических параметров геосреды. Так, результаты магнитотеллурического мониторинга для пунктов, расположенных в различных геолого-тектонических условиях в межгорных впадинах Тянь-Шаня (Кочкорской, Нарынской, Аксайской) и вблизи зоны Таласо-Ферганского разлома, свидетельствуют о том, что положение кластеров на корреляционных полярных диаграммах связано с геоэлектрической структурой пункта наблюдения и соответствует ориентации основных тектонических элементов вблизи этого пункта.

На рисунке 5 показано распределение коэффициента корреляции для режимного пункта Укок, расположенного в Кочкорской впадине, где очень низкий уровень помех и достаточно высокий коэффициент корреляции между изменением кажущегося сопротивления и лунно-солнечными приливными воздействиями. Режимный пункт МТ-мониторинга Укок расположен в непосредственной близости от зоны тектонического нарушения, что и проявилось в распределении электромагнитных параметров на корреляционной диаграмме (рис.5).

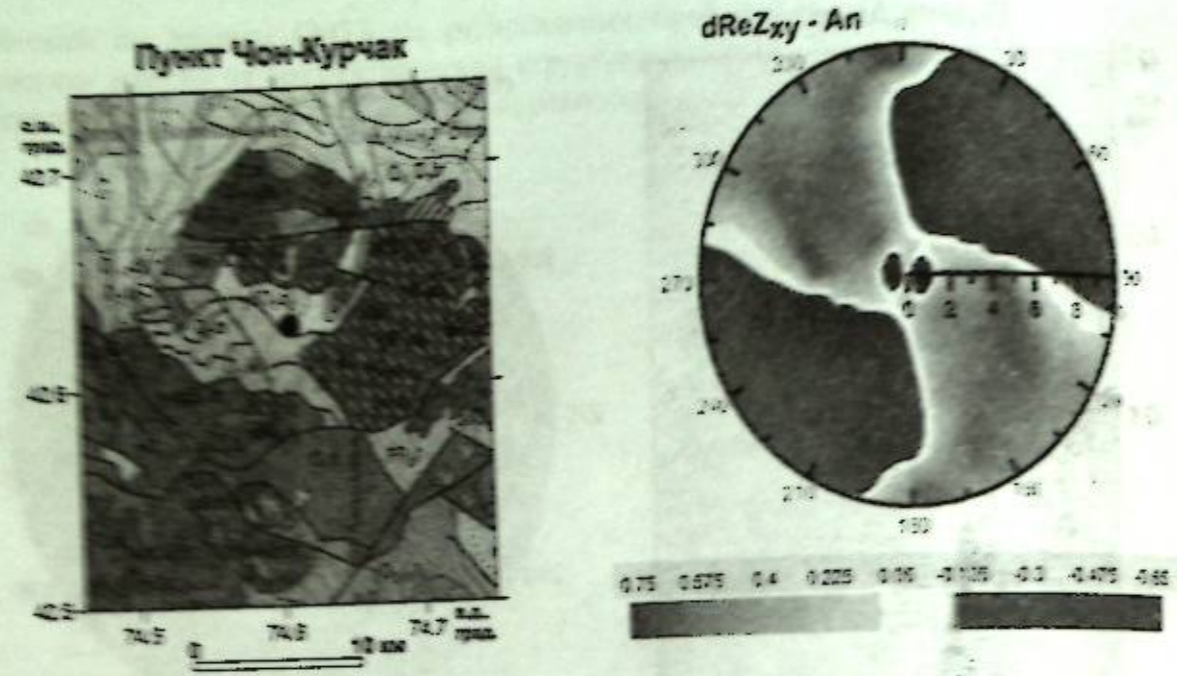


Рисунок 4 – Распределение значений коэффициента корреляции $dReZ_{xy} - An$ в полярных координатах как способ представления динамической анизотропии. Панель слева – фрагмент геологической карты вблизи расположения стационарного пункта МТ-мониторинга Чон-Курчак; панель справа – распределение коэффициента корреляции (дополнительный импеданс Z_{xy} и вертикальный компонент приливных воздействий An) в полярных координатах, где по оси радиусов показан \sqrt{T} (Т-период). Цвет и изолинии показывают значения коэффициента корреляции

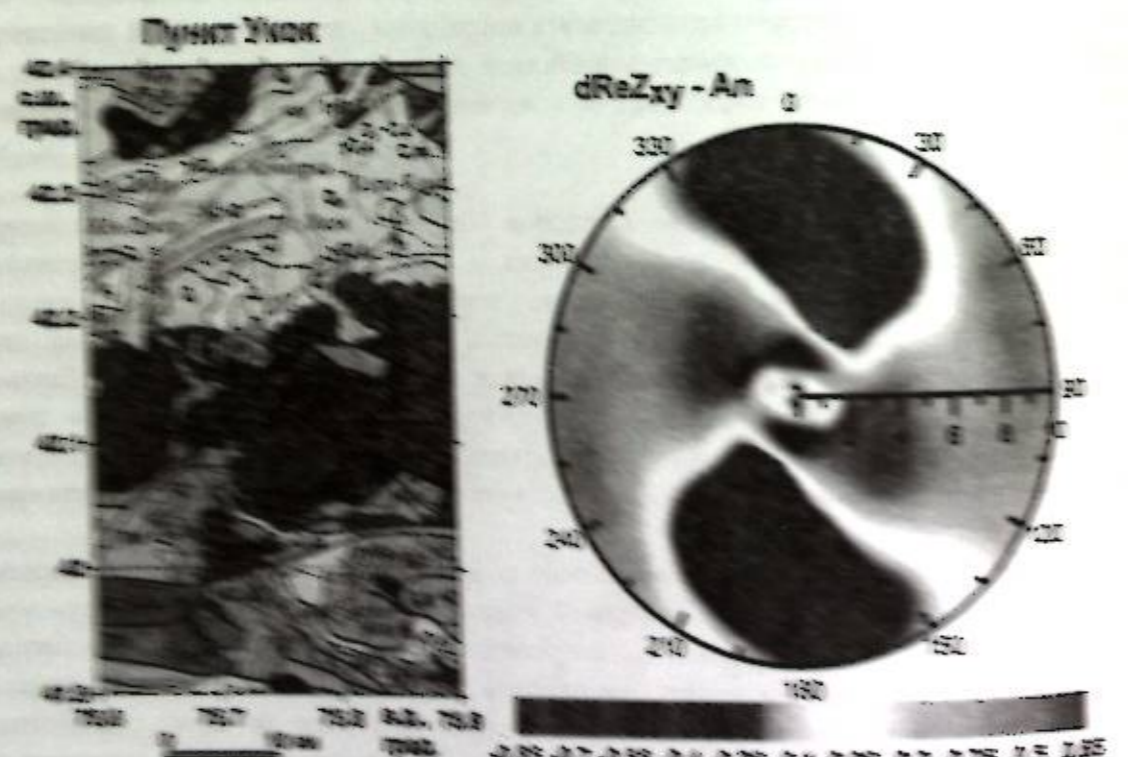


Рисунок 5 – Распределение значений коэффициента корреляции $dReZ_{xy} - An$ в полярных координатах как способ представления динамической анизотропии. Панель слева – фрагмент геологической карты вблизи расположения стационарного пункта МТ-мониторинга Юзук; панель справа – распределение коэффициента корреляции (дополнительный импеданс Z_{xy} и вертикальный компонент приливных воздействий An) в полярных координатах, где по оси радиусов показан \sqrt{T} (Т-период). Цвет и изолинии показывают значения коэффициента корреляции

Таким образом, метод магнитотеллурического зондирования может быть использован для мониторинга динамического состояния среды или мониторинга деформации, что открывает новые возможности для геодинамической интерпретации. В результате анализа гравитационных приливных воздействий и магнитотеллурических параметров, установлено, что характер взаимосвязи зависит от геоэлектрической структуры пункта зондирования и отражается в распределении устойчивых кластеров на корреляционных полярных диаграммах. Выявлено, что ориентация основных тектонических нарушений (вблизи пункта зондирования) соответствует положению кластеров на корреляционных полярных диаграммах. Выполнена оценка информативности дополнительных импедансов, на основании чего сделан вывод о необходимости использования данного параметра для оценки тензочувствительности пунктов наблюдения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-05-00654а.

Литература

1. Модин И.Н., Акуленко С.А., Шевнин В.А. Изучение анизотропии электроразведкой на постоянном токе при решении геологических задач // Геофизика и современный мир. Тезисы докл. междунар. науч. конф., г. Москва, 9-13 авг. 1993 г. М., 1993. С. 339.
2. Брагин В.Д., Мухамадеева В.А. Изучение вариаций анизотропии электрического сопротивления в земной коре на территории Бишкекского геодинамического полигона // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геозоологические проблемы. Сб. материалов четвертого междунар. симп., г. Бишкек, 15-20 июня 2008 г. Вып. 4. М.-Бишкек. 2009. С. 74-84.
3. Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К. К вопросу о взаимосвязи вариаций электропроводности земной коры и геодинамических процессов // Физика Земли. 2013. № 3. С. 105-113.
4. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Разработка программ анализа данных азимутального магнитотеллурического мониторинга. Ч. 1. Анализ данных магнитотеллурического мониторинга // Вестник КРСУ. 2014. Т. 14. № 7. С. 3-7.
5. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Разработка программ анализа данных азимутального магнитотеллурического мониторинга. Ч. 2. Разработка программного обеспечения для анализа данных МТ мониторинга // Вестник КРСУ. 2014. Т. 14. № 7. С. 8-12.
6. Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю. Вариации кажущегося сопротивления горных пород как индикатор напряженного состояния среды // Геофизические исследования. 2014. Т. 15. № 4. С. 53-64.
7. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Матюков В.Е. Вариации электросопротивления земной коры по результатам магнитотеллурического мониторинга сейсмоактивных зон Тянь-Шаня // Вестник КРСУ. 2011. Т. 11. № 4. С. 29-40.
8. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Проявление разломных структур в электромагнитных параметрах (для территории Центрального Тянь-Шаня) // Вестник КРСУ. 2015. Т. 15. № 9. С. 160-164.
9. Баталева Е.А. Корреляционные зависимости электромагнитных и деформационных параметров // Докл. АН. 2016. Т. 468. № 3. С. 319-322.
10. Баталева Е.А. Корреляционный анализ мониторинговых данных // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Восьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН. 2015. С. 14-18.
11. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Магнитотеллурический мониторинг напряженно-деформированного состояния среды (для территории Центрального Тянь-Шаня) // Материалы научной конференции «Геолого-геофизическая среда, сейсмичность и сопутствующие процессы», г. Нерюнгри, 23-25 сентября 2015 г. Нерюнгри: Технический институт (ф) СВТУ. 2015. С. 7-14.

12. Рыбин А.К., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Брагин В.Д., Морозов Ю.А., Щелочков Г.Г. Природа верхнекоровых электропроводящих горизонтов и инфраструктура гранитов Центрального Тянь-Шаня // Докл. АН. 2016. Т. 470. № 2. С. 215–218.
13. Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Макаров В.И., Сафронов И.В. Структура земной коры по данным магнитотеллурических зондирований // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир. 2005. С. 79-96.
14. Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Сафронов И.В. О возможности использования магнитотеллурического зондирования для исследования тектонических нарушений в массивах горных пород // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2005. № 3. С. 38-45.
15. Баталева Е.А., Буслов М.М., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Сафронов И.В. Аномалии электропроводности зоны Таласо-Ферганского разлома и геодинамическая интерпретация глубинной структуры Юго-Западного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2006. № 9. С. 1036-1042.
16. Рыбин А.К., Спичак В.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е. Площадные магнитотеллурические зондирования в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 5. С. 445-460.

УДК 550.837

ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ НА ТЕРРИТОРИИ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

Баталева Е.А.

bataleva@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

В работе представлены практические результаты непрерывных режимных наблюдений пяти компонент магнитотеллурического поля, которые были начаты в 2003 г. на Бишкекском геодинамическом полигоне. Предложен новый подход к анализу данных магнитотеллурического мониторинга. Рассмотрены результаты ретроспективного анализа данных магнитотеллурического мониторинга для территории Бишкекского геодинамического полигона в периоды наибольшей сейсмической активности. Проанализирована корреляционная зависимость между аномальными изменениями ρ_k и фазы импеданса в ортогональных направлениях, энергетическим классом сейсмических событий, эпицентральной расстоянием и азимутом.

Ключевые слова: геодинамические процессы, электромагнитное поле, магнитотеллурический мониторинг, вариации кажущегося сопротивления и фазы импеданса, сейсмическая активность, кластеры землетрясений.

Мониторинг геодинамических процессов литосферы, основанный на изучении вариаций параметров геофизических полей, является фундаментальной проблемой научных исследований Научной станции РАН. Наибольший интерес представляет изучение вариаций кажущегося сопротивления в сейсмически активном регионе на территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП), где возникают изменения напряженно-деформированного состояния среды, связываемые с подготовкой и реализацией сейсмических событий. Детальный ретроспективный анализ данных МТ-мониторинга за 2007 г. (как года максимально высокой сейсмической активности за период 2004-2015 гг. по данным сети KNET) и серии сейсмических событий, произошедших в непосредственной близости от стационарного пункта мониторинговых наблюдений Чон-Курчак в 2016 г. был выполнен с целью определения взаимосвязи изменчивости электромагнитных параметров и распределения сейсмичности (глубина гипоцентров землетрясений и их положение относительно пунктов мониторинга). В настоящей работе продолжаются исследования, связанные с развитием методики азимутального магнитотеллурического (МТ) мониторинга, которые заключаются в анализе полученных временных рядов электромагнитных параметров на предмет определения вклада каждой из компонент тензора импеданса в информативность мониторинговых исследований [1-4]. Для анализа данных МТ-мониторинга и профильных наблюдений для территории Бишкекского геодинамического полигона разработано программное обеспечение [5-7].

С целью изучения взаимосвязи пространственно-временного распределения сейсмичности и вариаций электропроводности, отвечающих особенностям глубинного распределения сейсмичности, был проведен статистический анализ данных каталога KNET Научной станции РАН за 2004-2016 гг. (Северный Тянь-Шань). Основное внимание уделялось поведению электромагнитных параметров на двух мониторинговых стационарах БГП – Ак-Суу и Чон-Курчак (рис. 1) в период максимальной сейсмической активности – 2007 г. и серии сейсмических событий, произошедших в непосредственной близости от стационарного пункта мониторинговых наблюдений Чон-Курчак в 2016 г. На рисунке 1 представлена карта интенсивности магнитного поля ΔT с основными разломными

структурами Северного Тянь-Шаня [8], на которую вынесены эпицентры сейсмических событий, произошедших в 2007 году, и стационарные пункты мониторинговых магнитотеллурических (МТ) наблюдений.

Согласно этой карте стационар Чон-Курчак находится в зоне положительной магнитной аномалии 300 нТл, Ак-Суу – 250 нТл. Для стационарных пунктов МТ-мониторинга проведен детальный ретроспективный анализ данных за 2007 гг. (как год максимально высокой сейсмической активности за период 2004-2016 гг. по данным сети KNET), с целью определения взаимосвязи изменчивости электромагнитных параметров и распределения сейсмичности (глубина гипоцентров землетрясений и их положение относительно пунктов мониторинга, а также кластерность распределения).

Наиболее компактной формой представления частотно-временной структуры компонент передаточных операторов электромагнитного поля являются их псевдоразрезы – карты со временем наблюдения по горизонтали и параметром глубинности (логарифмом периода) по вертикали. Временной ряд «азимутального» МТ – мониторинга состоит из нескольких частотно-временных диаграмм (псевдоразрезов) по числу азимутов, на которые производится пересчет тензора импеданса. По вертикальной оси псевдоразрезов откладывается логарифм периода (Т) зондирования, характеризующий его глубинность. Шагом по горизонтальной оси псевдоразрезов (оси времени t) является единичный отрезок времени, в пределах которого производится обработка МТ-зондирования для расчета значений кажущегося сопротивления в рабочем интервале периодов Т. На частотно-временных диаграммах (псевдоразрезах) для текущего временного интервала (t) и для периода зондирования откладываются вариации электромагнитных параметров, т.е. разница между средним и текущим значениями, например, кажущегося сопротивления по рассматриваемому азимуту. Для удобства сравнения и наибольшей информативности вариации электромагнитных параметров для мониторинговых станций Ак-Суу и Чон-Курчак представлены в виде частотно-временных рядов (ЧВР) для каждого квартала 2007 года. Для каждого поквартального ЧВР рассмотрена корреляционная зависимость между аномальными изменениями ρ_x и фазы импеданса в ортогональных направлениях, энергетическим классом сейсмических событий, эпицентральным расстоянием и азимутом. Особое внимание уделялось анализу взаимосвязи вариаций электромагнитных параметров с проявлением Чумышской группы (кластера) землетрясений (кластер 1 на рис.2), приуроченной к узлу разломных структур (Георгиевский, Северо-Тянь-Шанский и Верхне-Чуйский разломы) - 43°04 с.ш. и 75°55 в.д. и расположенной по азимуту 57° относительно стационара Ак-Суу и 37° для Чон-Курчака (рис. 3). Было рассмотрено 31 землетрясение, произошедшее в течение 2007 года с $K=8-9$, глубина гипоцентров землетрясений для 30 сейсмических событий около 5 км и только для 1 – 3 км. Эпицентры землетрясений этой группы приурочены к зоне самой крупной магнитной аномалии (Чуйской) – с максимальной интенсивностью до 800 нТл.

Другая группа сейсмических событий, для которой был выполнен подробный анализ, названа нами Шамсинской (кластер 2 на рис.2), она находится в зоне положительной магнитной аномалии 250 нТл. В кластер землетрясений включено 31 событие с классом 7-13, глубина залегания гипоцентров землетрясений колеблется от 6 до 22 км (рис.4). При анализе мониторинговых МТ-данных стационара Чон-Курчак особое внимание уделялось Чонкурчакскому и Кегетинскому кластерам сейсмических событий, расположенным в непосредственной близости от пункта наблюдения и на одной с ним широте. Еще один кластер сейсмических событий, рассмотренных в настоящей работе расположен рядом со стационарным пунктом электромагнитного мониторинга Ала-Арча (кластер 5 на рис.2). Группа сейсмических событий, принадлежащих этому кластеру, достаточно четко приурочена к градиентным зонам изменений кажущегося сопротивления на частотно-временных рядах стационарного пункта Ак-Суу (рис.5).

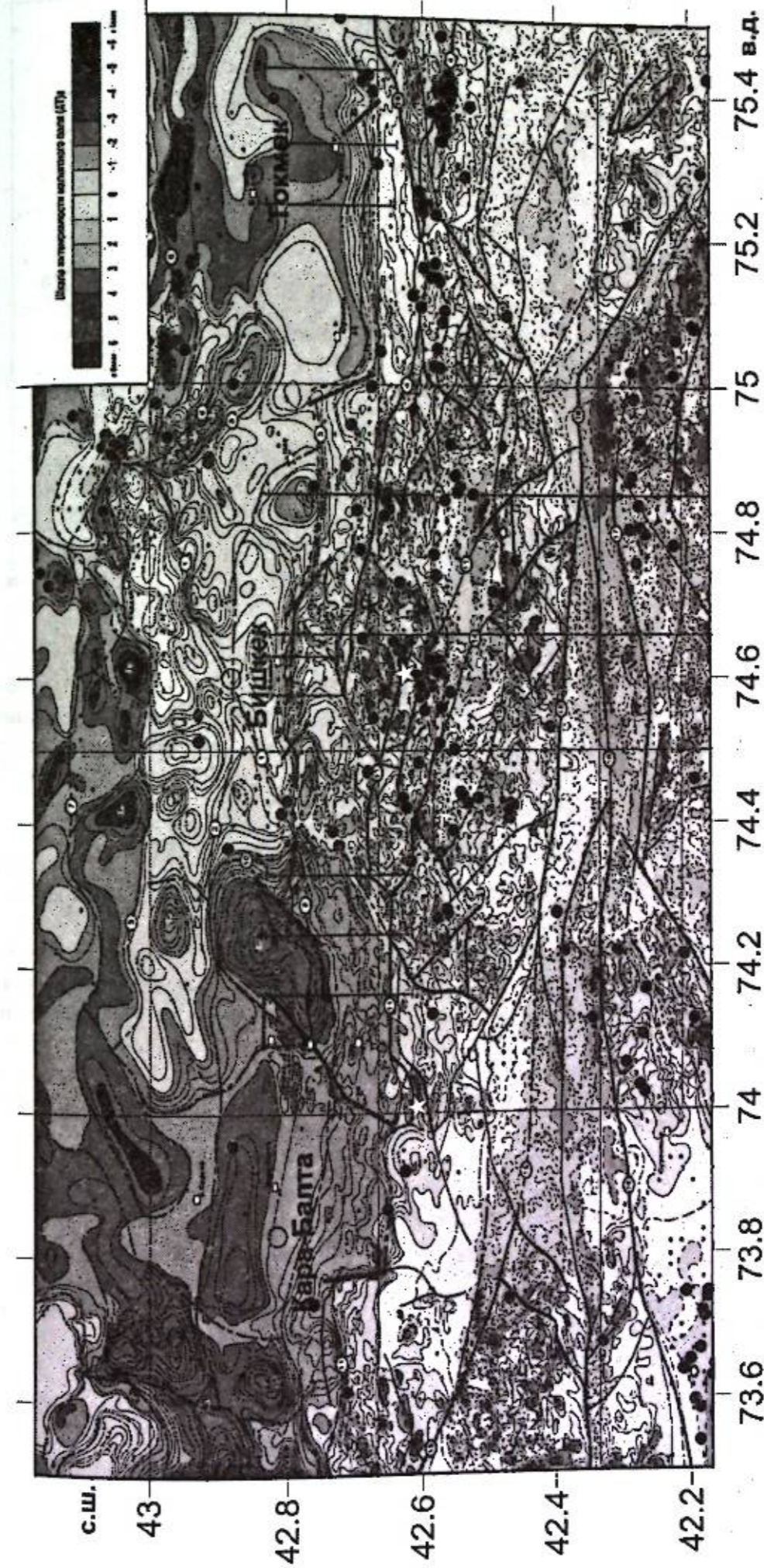


Рисунок 1 – Карта интенсивности магнитного поля ΔT (составили Погребной В.Н. и Гребеникова В.В. [1])

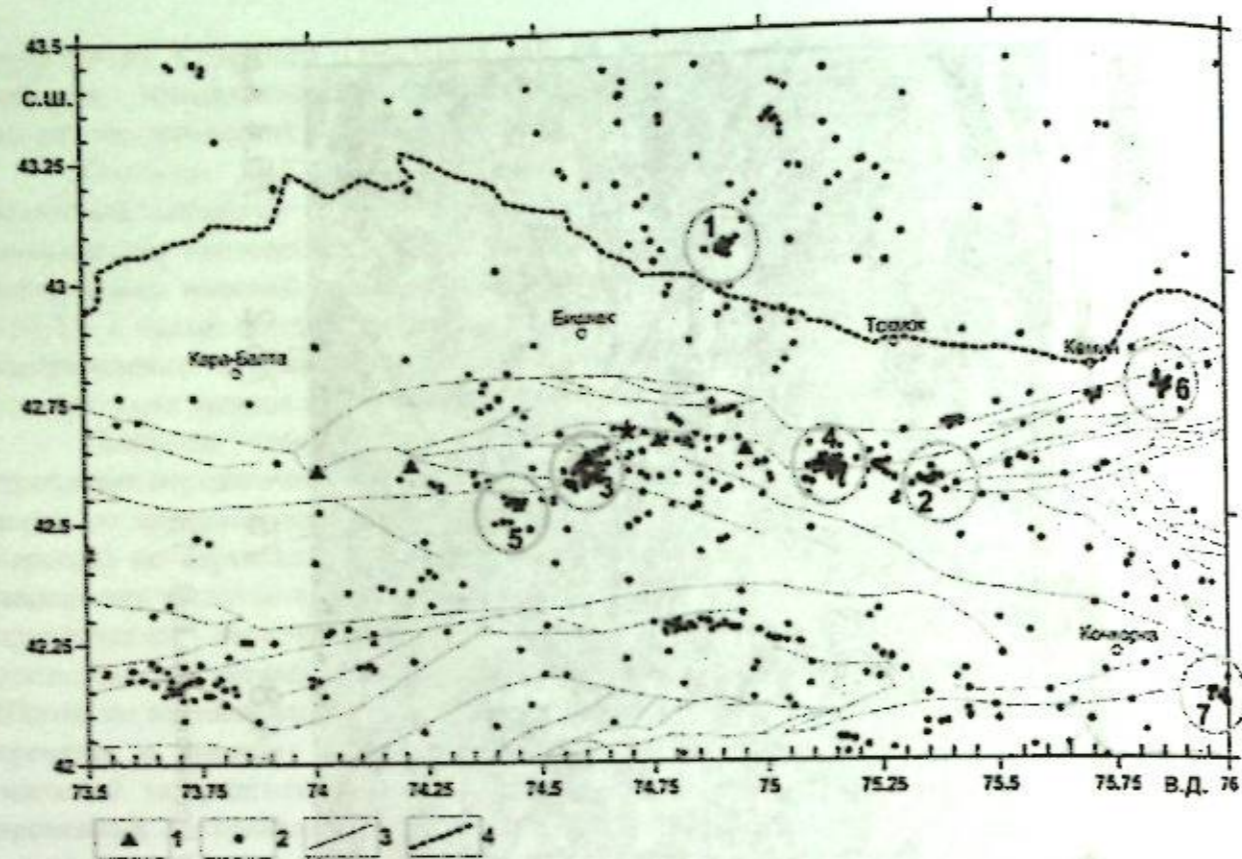


Рисунок 2 – Схема расположения активных разломов и кластеры землетрясений: 1-пункты электромагнитного мониторинга; 2-эпицентры землетрясений 2007 года; 3- разломные структуры; 4- границы Кыргызской Республики. Кружками обозначены кластеры землетрясений: 1- Чумыш; 2- Шамси; 3- Чон-Курчак; 4- Кегеты; 5 - Ала-Арча; 6-Кемин; 7- Кочкорка

Выполнено сопоставление аномалий интенсивности магнитного поля, распределения кластеров землетрясений и наличия скрытых разломных структур, отражающихся как в результатах магнитотеллурических зондирований, так и магнитной съемки.

В частотно-временных рядах МТ-мониторинга за 2007 г. на стационарных пунктах Ак-Суу и Чон-Курчак выделены аномалии электромагнитных параметров, соответствующих модели перераспределения флюида в порово-трещинном пространстве, то есть, синфазное уменьшение и увеличение значений параметра на ортогональных азимутах (рис.3 - 5). Таким образом, апробирована феноменологическая модель, связывающая изменение напряженно-деформированного состояния среды с перераспределением флюидов между системами трещин, которое и вызывает вариации активной и реактивной компоненты электрического сопротивления.

Проанализированы интервалы периодов (эффективных глубин проникновения поля) наиболее чувствительных к изменению электромагнитных параметров среды для стационарных и режимных пунктов наблюдений по отношению к кластерам сейсмических событий. Особое внимание обращает на себя изменение электромагнитных параметров на определенных глубинах, соответствующих наиболее чувствительным слоям (с повышенной трещиноватостью и заполненным флюидами) - 1-5 км и 8-12 км.

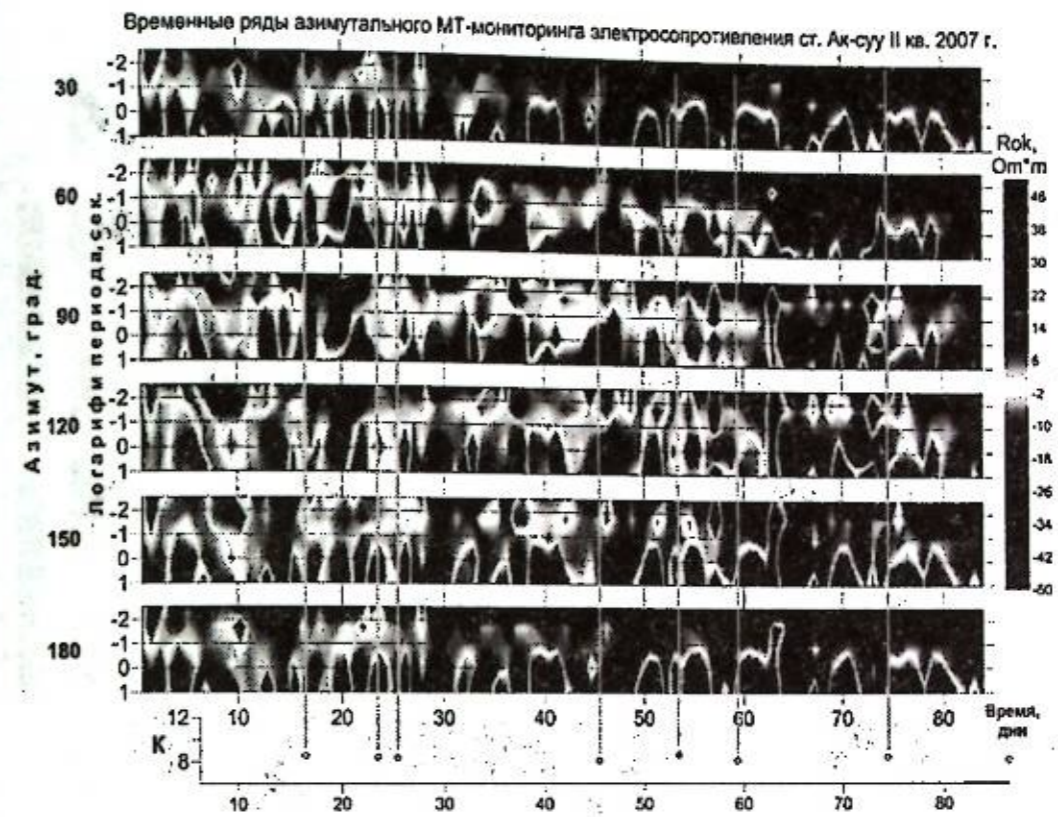


Рисунок 3 – Частотно-временные ряды азимутального МТ-мониторинга по данным станции Ак-Суу в сопоставлении с сейсмичностью Чумышского кластера (кластер 1 на рис.2) за апрель, май, июнь 2007 г. (ромбики – сейсмические события)

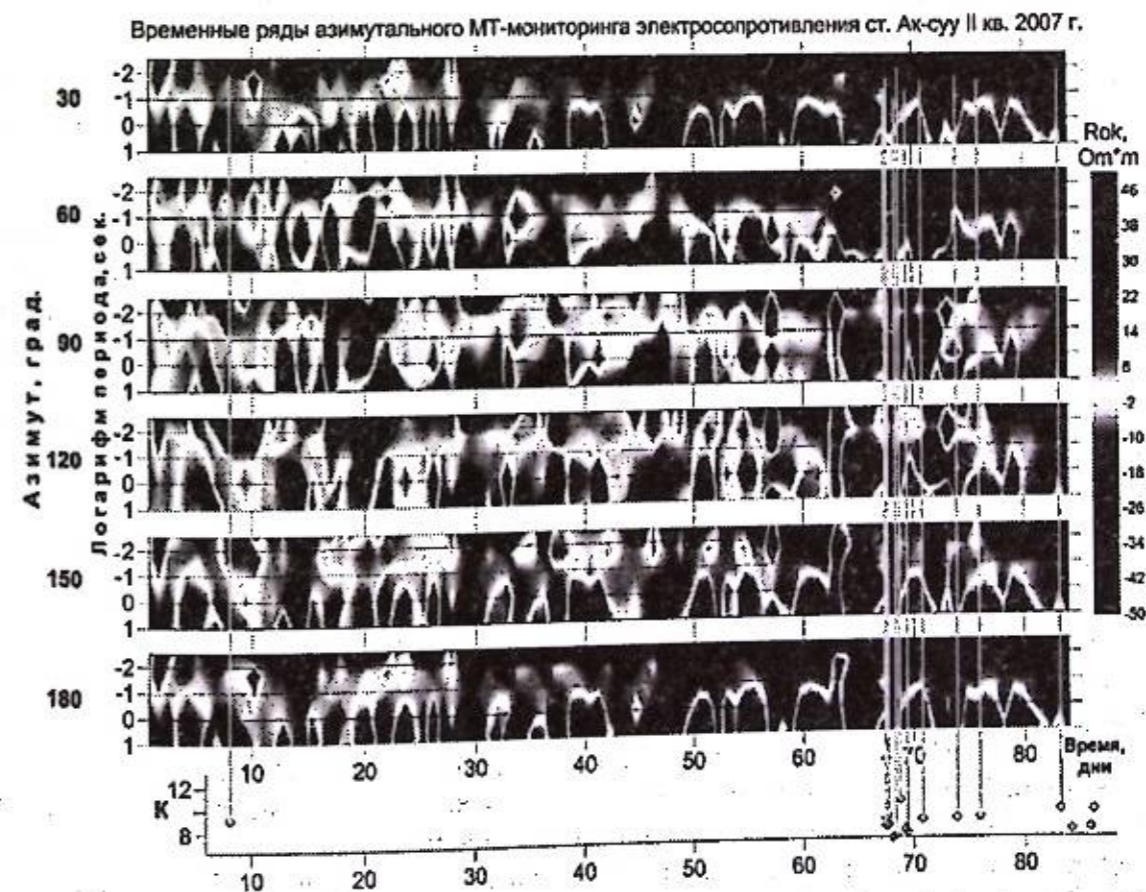


Рисунок 4 – Частотно-временные ряды азимутального МТ-мониторинга по данным станции Ак-Суу в сопоставлении с сейсмичностью Шамсинского кластера (кластер 2 на рис.2) за апрель, май, июнь 2007 г. (ромбики – сейсмические события)

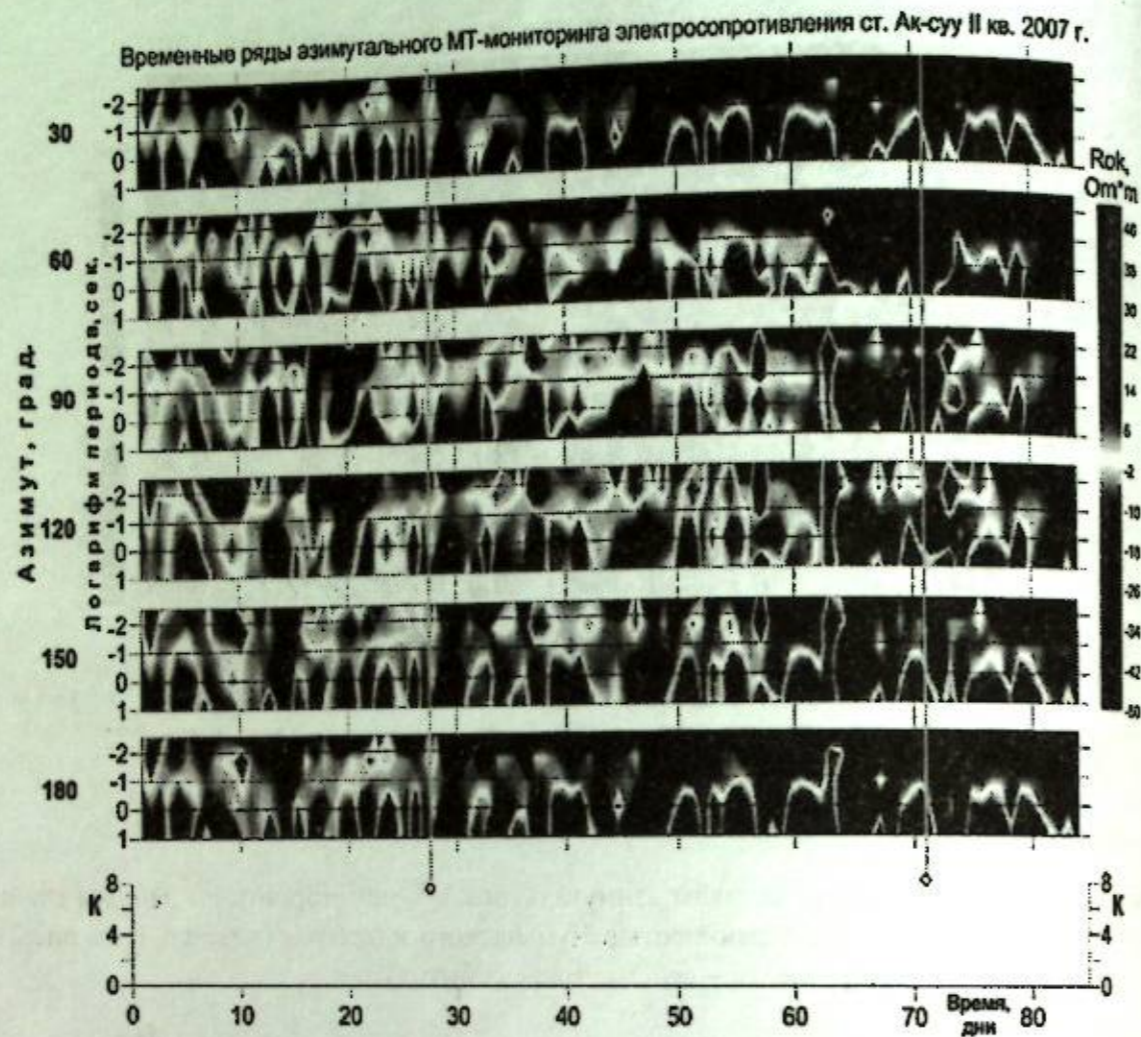


Рисунок 5 – Частотно-временные ряды азимутального МТ-мониторинга по данным станции Ак-Суу в сопоставлении с сейсмичностью Ала-Арчинского кластера (кластер 5 на рис.2) за апрель, май, июнь 2007 г. (ромбики – сейсмические события)

По мониторинговым данным магнитотеллурических наблюдений и сейсмического режима региона рассмотрен характер взаимосвязи вариаций кажущегося сопротивления распределения сейсмических событий во времени и в пространстве [9-11]. По полученным результатам дана оценка наибольшего влияния азимутов месторасположения кластеров сейсмических событий на изменение электромагнитных параметров геоэлектрического разреза. Механизм формирования вариаций кажущегося сопротивления объясняется изменением напряженно-деформированного состояния и степени тензочувствительности геологической среды.

Таким образом, установлена зависимость между местоположением группы сейсмических событий и вариациями электромагнитных параметров и подтвержден факт приуроченности сейсмических событий к участкам с высокими градиентами вариаций в частотно-временных рядах (ЧВР), наибольший отклик в ЧВР вариаций электромагнитных параметров оставляют сейсмические события, произошедшие под углами $35-65^\circ$ по отношению к пункту наблюдения, наименьший – субширотно. Показано, что ЧВР фаз импеданса менее информативны по сравнению с другими электромагнитными параметрами, что может быть связано с существованием не только механизма перераспределения флюидов в системе трещин, но и с «емкостной» моделью. Выполнена оценка интервалов периодов МТ-зондирования (эффективных глубин), в которых наблюдаются наиболее интенсивные вариации ЭМ-параметров, т.е. наиболее ярко проявляются деформационные процессы и сопоставление результатов с данными электромагнитного мониторинга.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-05-00654а.

Литература

1. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Матюков В.Е. Вариации электросопротивления земной коры по результатам магнитотеллурического мониторинга сейсмоактивных зон Тянь-Шаня // Вестник КРСУ. 2011. Т. 11. № 4. С. 29-40.
2. Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К. Связь вариаций электропроводности с напряженно-деформационным состоянием среды по данным магнитотеллурического мониторинга // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы Пятого междунар. симп., г. Бишкек, 19-24 июня 2012 г. М.-Бишкек. 2012. С. 10-16.
3. Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К. К вопросу о взаимосвязи вариаций электропроводности земной коры и геодинамических процессов // Физика Земли. 2013. № 3. С. 105-113.
4. Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю. Вариации кажущегося сопротивления горных пород как индикатор напряженного состояния среды // Геофизические исследования. 2014. Т. 15. № 4. С. 53-64.
5. Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Десятков Г.А., Лыченко Н.М., Манжикова С.Ц., Тен В. Разработка распределенной интерактивной системы доступа к результатам магнитотеллурического мониторинга // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы Пятого междунар. симп., г. Бишкек, 19-24 июня 2011 г. Т. 1. М.-Бишкек. 2012. С. 179-187.
6. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Разработка программ анализа данных азимутального магнитотеллурического мониторинга. Ч. 1. Анализ данных магнитотеллурического мониторинга // Вестник КРСУ. 2014. Т. 14. № 7. С. 3-7.
7. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Разработка программ анализа данных азимутального магнитотеллурического мониторинга. Ч. 2. Разработка программного обеспечения для анализа данных МТ мониторинга // Вестник КРСУ. 2014. Т. 14. № 7. С. 8-12.
8. Погребной В.Н., Гребенникова В.В. Особенности геофизических полей в зоне сочленения Чуйской впадины и ее горного обрамления // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докл. Шестого междунар. симп., г. Бишкек, 23-29 июня 2014 г, Бишкек. М.-Бишкек. 2015. С. 95-100.
9. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Особенности поведения вариаций электромагнитных параметров в периоды наибольшей сейсмической активности на территории Бишкекского геодинамического полигона // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. Седьмого междунар. симп. (19-24 июня 2017 г., г. Бишкек). Бишкек: ИС РАН. 2017. С. 390-394.
10. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Исследование анизотропии электропроводности и напряженно-деформированного состояния сейсмически активных регионов (на основе результатов магнитотеллурического мониторинга) // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. Седьмого междунар. симп. (19-24 июня 2017 г., г. Бишкек). Бишкек: ИС РАН. 2017. С. 386-389.
11. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. К вопросу о зонах динамического влияния разломных структур // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы Четвертой тектонофиз. конф., г. Москва, 3-8 октября 2016 г. М.: ИФЗ РАН. 2016. С. 350-354.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ (ПРИЧИН) «СТРУКТУРНЫХ ПОМЕХ» В ГЕОЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОЙ АППАРАТУРЕ С ШУМОПОДОБНЫМИ ЗОНДИРУЮЩИМИ СИГНАЛАМИ

Бобровский В.В., Ильичев П.В.

bvlad77@mail.ru, pavel.v1953@mail.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

Исследовались причины возникновения «структурных помех», обнаруженных в процессе корреляционной обработки шумоподобных сигналов, регистрируемых разработанным в ИС РАН электроразведочным измерительным комплексом. Определены основные источники их возникновения. Выявлена функциональная связь «структурных помех» с уровнем регистрируемых сигналов и нелинейными искажениями их в измерительном тракте.

Ключевые слова: шумоподобные сигналы, корреляционная обработка сигналов, «структурные помехи».

В 2014 году в ИС РАН были проведены первые лабораторные и полевые эксперименты на изготовленном макетном образце электроразведочного измерительного комплекса с шумоподобными сигналами (ЭРК ШПС) [1]. При проведении экспериментальных работ, на фоне получаемой кривой становления поля были обнаружены «странные» импульсные сигналы различной амплитуды экспоненциальной формы, получившие название «структурные помехи» (рис. 1).

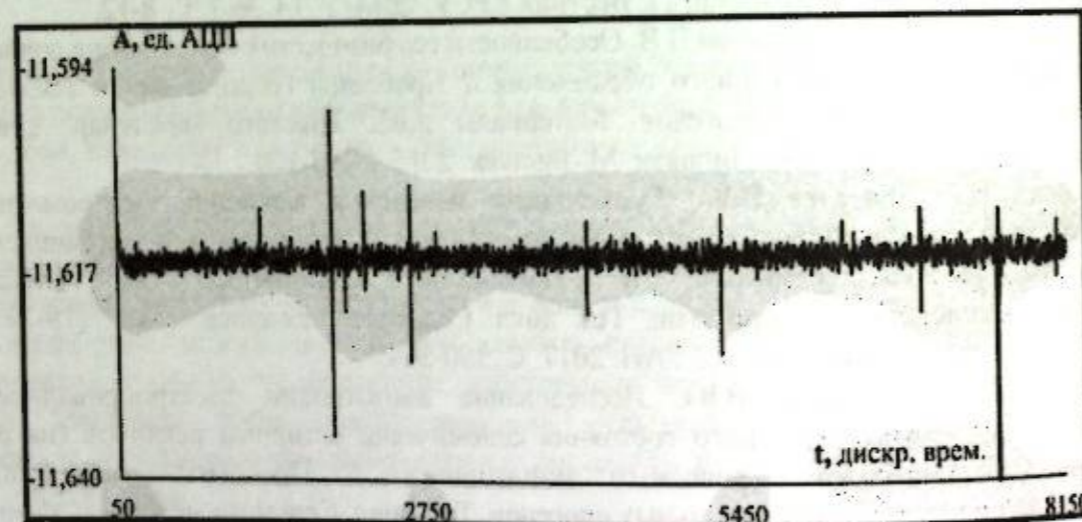


Рисунок 1 - Пример «структурных помех», наблюдаемых на фоне кривой становления поля

Отличительной особенностью этих сигналов является то, что их амплитуда не зависит от числа накоплений периодически повторяемых взаимно корреляционных функций (ВКФ), получаемых в результате корреляционной обработки зарегистрированных сигналов. Природа этих помех связана со структурой регистрируемых сигналов, отсюда их название.

В 2015 году экспериментальные работы с ЭРК ШПС были продолжены с применением специально разработанного и изготовленного имитатора сигналов. Проведение этих экспериментов было направлено на поиск и выявление причин возникновения «структурных помех». Лабораторные эксперименты позволили определить типы некоторых источников «структурных помех». Количественно исследовать их влияние не удалось из-за того, что схемы имитатора сигналов, формирующие модельные сигналы, сами могут быть

источниками таких помех. Исключить полностью этот фактор не представляется возможным. По этой же причине невозможно физически смоделировать только один источник «структурных помех», а влияние других полностью исключить. Для подтверждения результатов лабораторных экспериментов и получения количественных оценок раздельного влияния различных источников «структурных помех» потребовалась дополнительная разработка и программирование математических моделей таких источников с включением их в ранее разработанную программу математического моделирования работы измерительного комплекса.

В 2015 – 2016 годах с помощью разработанной усовершенствованной математической модели ЭРК ШПС были проведены исследования предполагаемых источников «структурных помех». Основные задачи, которые решались при этом:

- 1) построение упрощенных математических моделей предполагаемых физических источников «структурных помех»;
- 2) исследование свойств «структурной помехи» при изменении параметров модели источника;
- 3) оценка степени влияния каждого из источников на параметры структурной помехи;
- 4) изучение возможности устранения либо уменьшения влияния каждого из источников структурной помехи.

Модель среды. Для исследований была принята математическая модель среды в виде интегрирующего инерционного звена первого порядка с фиксированным коэффициентом передачи и постоянной времени. Переходная характеристика такой модели (отклик на входное воздействие в виде единичного скачка $l(t)$ – функции Хевисайда) запишется как:

$$h(t) = 1 - e^{-\frac{t}{\tau_{cp}}}, \quad (1)$$

где τ_{cp} – постоянная времени модели среды (интегрирующего инерционного звена),

Тогда выражение для отклика среды на воздействие в виде биполярной шумоподобной M-последовательности можно записать в виде:

$$U_{oc_i}(t) = U_{ci} + [(-1)^i \cdot A_{шпс} - U_{ci}] \cdot (1 - e^{-\frac{t}{\tau_{cp}}}), \quad (2)$$

где: $A_{шпс}$ – амплитуда импульсов в зондирующей M-последовательности; i – порядковый номер импульса в зондирующей последовательности; U_{ci} – уровень сигнала на выходе интегрирующего инерционного звена в момент начала импульса с номером i ; $0 < t \leq (t_{i+1} - t_i)$ – текущее время, отсчитываемое внутри интервала от t_i до t_{i+1} ; t_i – время начала импульса с номером i в последовательности зондирующих импульсов; t_{i+1} – время начала импульса с номером $i+1$ (конец импульса с номером i); τ_{cp} – постоянная времени модели среды (интегрирующего инерционного звена).

На рис.2 - представлены временные диаграммы зондирующей последовательности импульсов и отклика среды на зондирующее сигналы, полученного согласно (2).

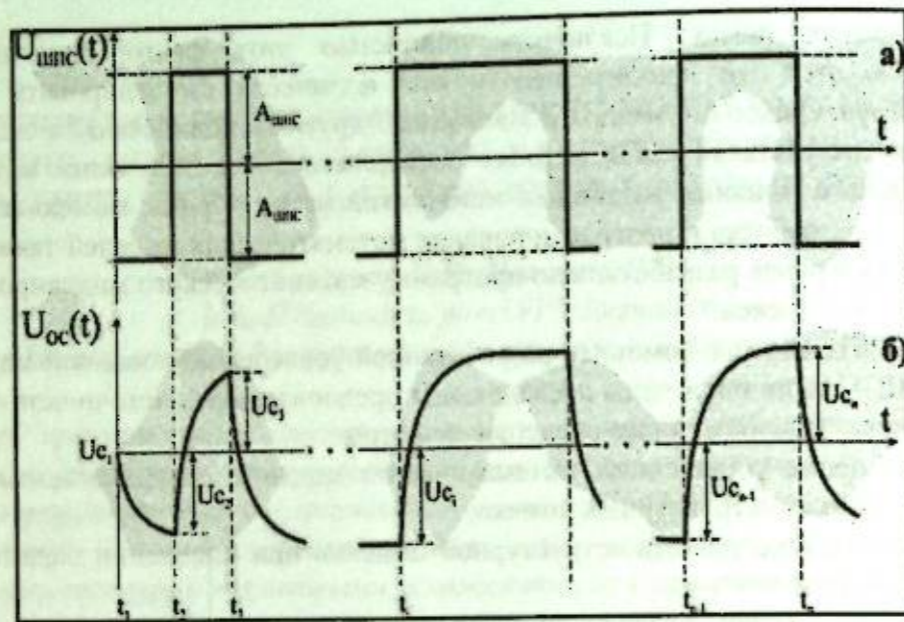


Рисунок 2 – Временные диаграммы: а) - зондирующей последовательности импульсов; б) - модели отклика среды на зондирующую последовательность:

$A_{шпс}$ – амплитуда импульсов в M -последовательности; t_i – время начала i -го импульса в зондирующей последовательности; $i = [1, 2, \dots, n]$ – порядковый номер импульса в зондирующей последовательности импульсов; n – число импульсов в зондирующей последовательности; $U_{сi}$ – уровень сигнала (напряжения) на выходе интегрирующего инерционного звена к моменту начала i -го импульса

На математических моделях были рассмотрены следующие предполагаемые физические источники «структурных помех»:

- 1) процесс преобразования (дискретизации) сигналов аналого-цифровым преобразователем (АЦП),
- 2) динамическая погрешность, возникающая при работе АЦП,
- 3) нелинейность характеристик передачи и преобразования сигналов в измерительной системе,
- 4) «пролезавшие» через паразитные цепи сигналы от цифровых узлов измерительного комплекса.

Оценка влияния параметров и характеристик источника «структурных помех» на их величину (уровень) производилась через вычисление соотношения сигнал/помеха на выходе процедуры корреляционной обработки сигналов. Под соотношением сигнал/помеха здесь и далее понимается отношение амплитуды максимального значения взаимной корреляционной функции (A_c) между зондирующей M -последовательностью и моделью отклика среды на эту последовательность к величине размаха (от пика до пика) структурной помехи (A_n). Соотношение сигнал/помеха вычисляется в децибелах по формуле:

$$A_c/A_n, \text{дБ} = 20 \lg \left(\frac{A_c}{A_n} \right) \quad (3)$$

Дискретизация сигналов как источник «структурных помех». Для изучения влияния процесса дискретизации сигналов в АЦП на появление «структурных помех» была разработана математическая модель, полностью имитирующая процесс преобразования аналогового сигнала в цифровой код в аналого-цифровом преобразователе.

Исследования показали, что процесс дискретизации сигналов по существу представляет собой нелинейное преобразование (модуляция) сигналов и приводит к появлению «структурных помех». Уровень возникающих при этом «структурных помех» стабилен и зависит лишь от разрядности применяемого АЦП. Численно уровень (амплитуда) «структурных помех», вызванных дискретизацией сигнала примерно на порядок меньше веса

младшего разряда (дискреты) АЦП. Снижение уровня этих помех достигается увеличением разрядности АЦП, используемого в измерительном канале. На рис. 3 – показаны временные диаграммы «структурных помех» (шумов квантования), вызываемых дискретизацией сигналов для разных разрядностей АЦП.

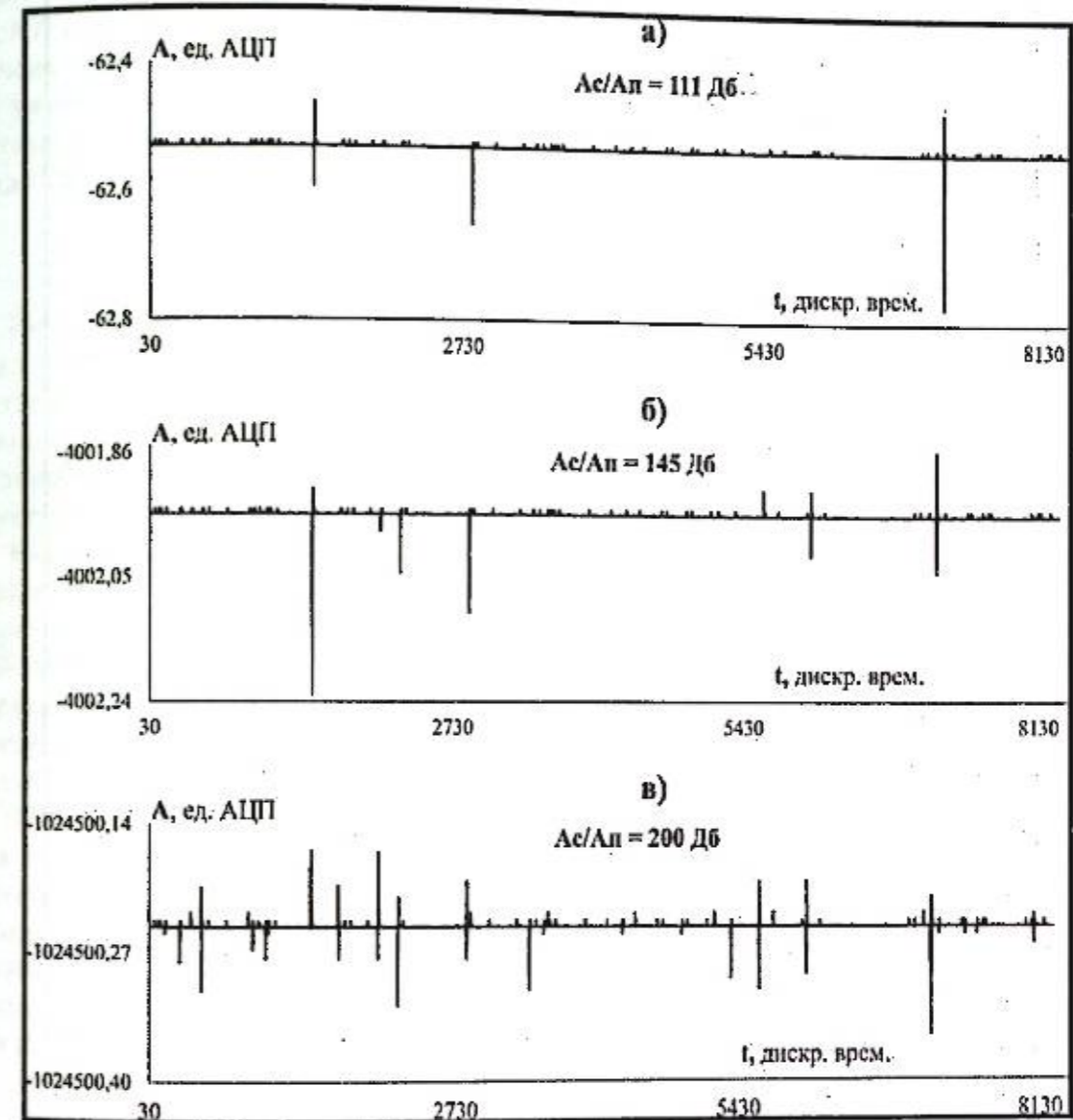


Рисунок 3 – Уровень шумов, в зависимости от разрядности квантования АЦП а) 16 разрядов, б) 24 разряда, в) 32 разряда

Динамическая погрешность АЦП как источник «структурных помех». Для исследования динамической погрешности АЦП в качестве причины появления «структурных помех» была разработана математическая модель устройства выборки и хранения (УВХ), входящего в состав АЦП. За основу была принята схема УВХ, встроенная в микросхему AD676, используемая в качестве АЦП в измерительном комплексе ЭРК ШПС. На рис. 4 приведена функциональная схема и временные диаграммы работы модели УВХ.

Параметром УВХ, определяющим погрешность выборки и запоминания входного сигнала, является постоянная времени интегрирующей RC-цепи, вычисляемая как:

$$\tau_{RC} = R \cdot C \quad (4)$$

Переходная характеристика такой цепи определяется выражением:

$$h(t) = (1 - e^{-\frac{t}{\tau_{RC}}}) \quad (5)$$

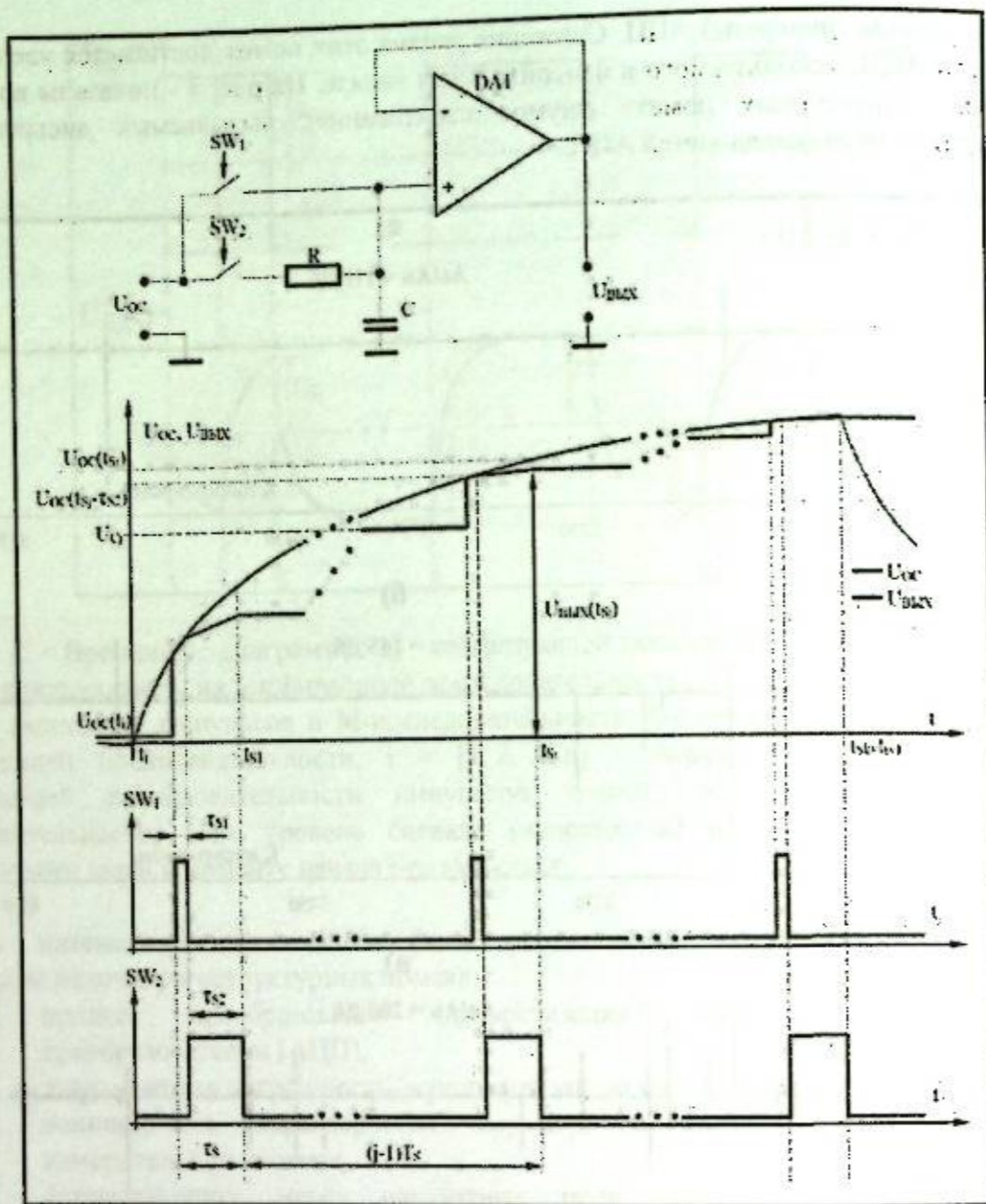


Рисунок 4 – Функциональная схема и временные диаграммы работы модели УВХ

Проследить работу УВХ на временном отрезке, соответствующем длительности одного импульса М-последовательности можно по временной диаграмме работы УВХ представленной на рис. 4. В момент времени t_i , соответствующий началу очередного импульса М-последовательности, на входе схемы УВХ присутствует сигнал $U_{oc}(t_i)$, поступающий с выхода инерционного интегрирующего звена, имитирующего земную кору. При этом напряжение на конденсаторе С сохраняется равным запомненному на предыдущем цикле работы УВХ. В момент начала очередной выборки $t_{sj}-t_s$ на короткое время t_{s1} замыкается ключ SW1 и напряжение на конденсаторе практически мгновенно начинает отслеживать (повторять) входное $U_{oc}(t)$ и к концу интервала t_{s1} будет равно $U_{oc}(t_{sj} - t_{s2})$. Далее ключ SW1 размыкается, а ключ SW2 замыкается на длительность t_{s2} , при этом напряжение на конденсаторе продолжает отслеживать подаваемое на вход УВХ напряжение, но уже не мгновенно, а со скоростью, определяемой постоянной времени RC-цепи УВХ. В момент времени t_{sj} электронный ключ SW2 размыкается и УВХ переходит в режим хранения запомненного на конденсаторе напряжения до следующей выборки. Напряжение на конденсаторе С к моменту окончания j-ой выборки (t_{sj}) достигнет значения $U_{вых}(t_{sj})$. Индексом $j = 1, 2, \dots, k$ обозначен порядковый номер выборки в i-том импульсе, k – число выборок в рассматриваемом импульсе.

Напряжение на выходе УВХ к моменту окончания j-ой выборки $U_{вых}(t_{sj})$ можно вычислить, воспользовавшись методом, применяемым для анализа переходных процессов в электронных цепях при подаче на их вход воздействия произвольной формы, основанным на использовании переходной характеристики цепи и вычислении интеграла Дюамеля. Если известна функция входного воздействия $U_{вх}(t)$ и переходная характеристика исследуемой цепи $h(t)$ с постоянной времени τ , то реакция этой цепи на входное воздействие может быть получена через интеграл Дюамеля. Так как к моменту начала очередной выборки на выходе УВХ уже имеется напряжение U_c , запомненное на предыдущем цикле работы, необходимо подставить в интеграл Дюамеля начальные условия. С учетом начальных условий сигнал на выходе УВХ можно записать следующим образом:

$$U_{вых}(t) = U_c + (U_{вх}(0) - U_c) \cdot h(t) + \int_0^t \frac{dU_{вх}(\tau)}{d\tau} \cdot h(t-\tau) d\tau \quad (6)$$

Исследования показали, что динамическая погрешность, вносимая в измеряемый сигнал устройством выборки и хранения, не приводит к появлению «структурных помех». Отсутствие «структурных помех» от работы схемы УВХ можно объяснить тем, что динамические искажения сигналов на выходе УВХ эквивалентны искажениям, характерным для линейных частотно зависимых цепей, которые не могут быть причиной появления «структурных помех».

Нелинейность измерительного тракта как источник «структурных помех». Для моделирования нелинейности измерительного тракта в математическую модель измерительного комплекса ЭРК ШПС было введено нелинейное звено, представляющее собой устройство (блок), для которого зависимость выходного сигнала от входного, представляет собой функцию отличную от линейной (степенная, логарифмическая, синусоидальная и т.д.). Такую зависимость называют передаточной характеристикой нелинейного звена. Предполагаемые и рассматриваемые при проведении экспериментов с ЭРК ШПС характерные для аналоговых схем нелинейности типа «зона нечувствительности», «зона ограничения», а также интегральная нелинейность АЦП относятся к статическим нелинейностям. Такие нелинейности обладают однозначными характеристиками. Однозначность характеристики нелинейного звена означает чувствительность ее только к значениям входной величины (аргументу). При этом выходная величина (функция) не зависит от направления изменения входной (уменьшение или увеличение) и от производных этого изменения (скорости, ускорения и т.д.). Большинство нелинейностей, встречающихся в электронных устройствах в первом приближении можно описать функцией вида [2]:

$$U_{вых}(U_{вх}) = a_1 \cdot U_{вх} + a_n \cdot U_{вх}^n, \quad (7)$$

где: a_1 и a_n – постоянные коэффициенты; n – показатель степени, принимающий только положительные целочисленные значения, начиная с 2. В качестве передаточной характеристики нелинейного звена использовалась степенная функция вида (7), которая может быть симметричной или несимметричной. Такой выбор обоснован возможностью представления передаточной характеристики нелинейного звена в виде простой монотонной аналитически записываемой функции. Симметричные степенные функции в большей степени отражают передаточные характеристики аналоговых каскадов, особенно выходных каскадов усиления сигналов. Передаточная характеристика таких устройств, как правило, имеет зону с пониженной (малой) чувствительностью при малых амплитудах выходных сигналов. Ассиметричные степенные функции лучше подходят для моделирования интегральной нелинейности АЦП. В качестве количественной оценки передаточной характеристики нелинейного звена рассматривалось максимальное отклонение его передаточной характеристики от идеальной прямой линии (ΔNL).

На рис. 5 и рис. 6 приведены результаты моделирования работы нелинейного звена, описываемого симметричной (с показателем $n=3$) и ассиметричной (с показателем $n=2$) степенными функциями. Для наглядной демонстрации искажения формы сигнала после прохождения его через нелинейное звено значение параметра ΔNL было задано на уровне

40% от полной шкалы изменения выходного сигнала $U_{\text{ВЫХ}}$.

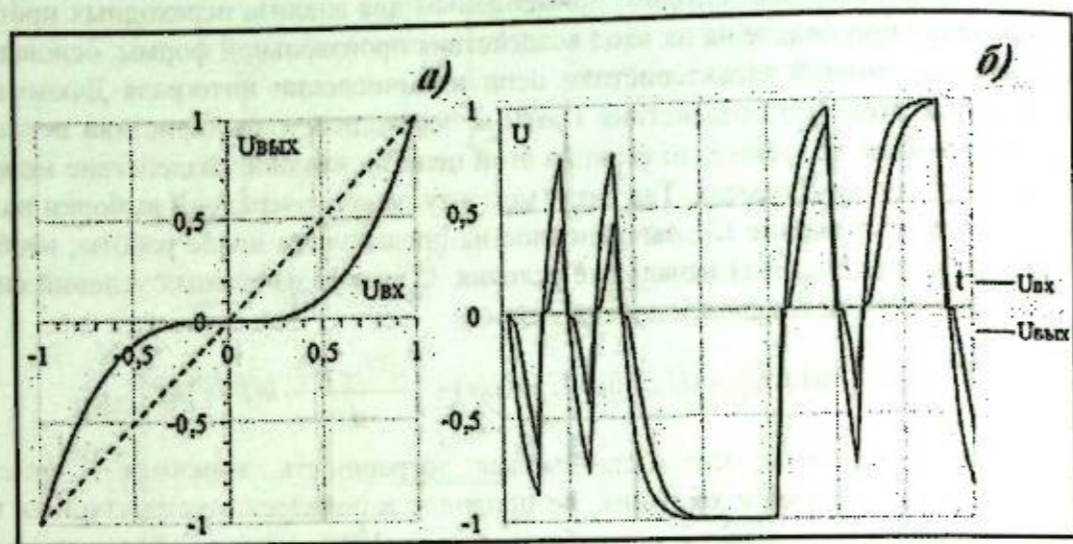


Рисунок 5 – Результаты моделирования работы нелинейного звена, описываемого симметричной степенной функцией с показателем степени $n = 3$: а) график передаточной характеристики нелинейного звена б) графики сигналов на входе ($U_{\text{ВХ}}$) и выходе ($U_{\text{ВЫХ}}$) нелинейного звена

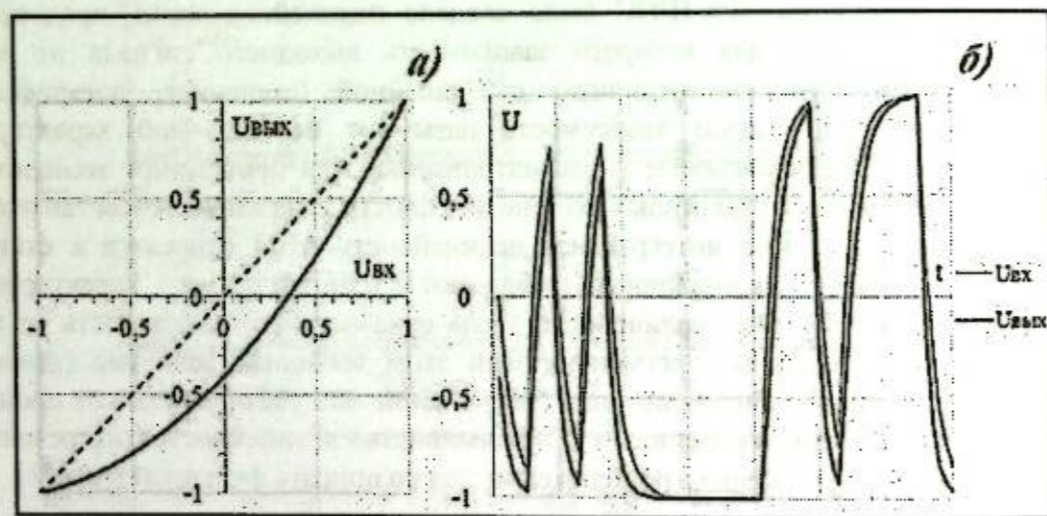


Рисунок 6 – Результаты моделирования работы нелинейного звена, описываемого асимметричной степенной функцией с показателем степени $n = 2$: а) график передаточной характеристики нелинейного звена б) графики сигналов на входе ($U_{\text{ВХ}}$) и выходе ($U_{\text{ВЫХ}}$) нелинейного звена

Для исследования влияния выше рассмотренных нелинейностей на «структурную помеху» был разработан потоковый алгоритм, позволяющий автоматизировать процесс вычисления зависимости амплитуды «структурной помехи» ($A_{\text{П}}$) от параметра ΔNL .

На рис. 7 а) и 7 б) представлены результаты моделирования зависимости амплитуды «структурной помехи» ($A_{\text{П}}$) от параметра ΔNL . Из графиков видно, что при прочих равных условиях, для нелинейного звена с асимметричной передаточной характеристикой уровень «структурных помех» значительно выше уровня таких помех для нелинейного звена с симметричной характеристикой. Это означает, что уровень «структурных помех» зависит не только от параметра нелинейности ΔNL , но и от формы передаточной характеристики нелинейного звена.

Проведенные исследования показали, что любые статические нелинейности в измерительном тракте являются причиной появления «структурных помех». Причем

изменение ΔNL (максимальное отклонение передаточной характеристики нелинейного звена от прямой линии) приводит к пропорциональному изменению амплитуды «структурных помех». Амплитуды всех импульсов «структурных помех» изменяются пропорционально изменению амплитуды зондирующего сигнала, а по форме повторяют форму и длительность переходной характеристики измерительного тракта, включающего зондирующую индукционную рамку (магнитный диполь), объект исследования (земную кору), приемный измерительный индукционный датчик, блоки усиления и фильтрации сигналов и аналого-цифровой преобразователь. Чем короче переходный процесс в измерительном тракте, тем меньше амплитуда «структурных помех». В пределе «структурные помехи» исчезают при полном отсутствии переходного процесса.

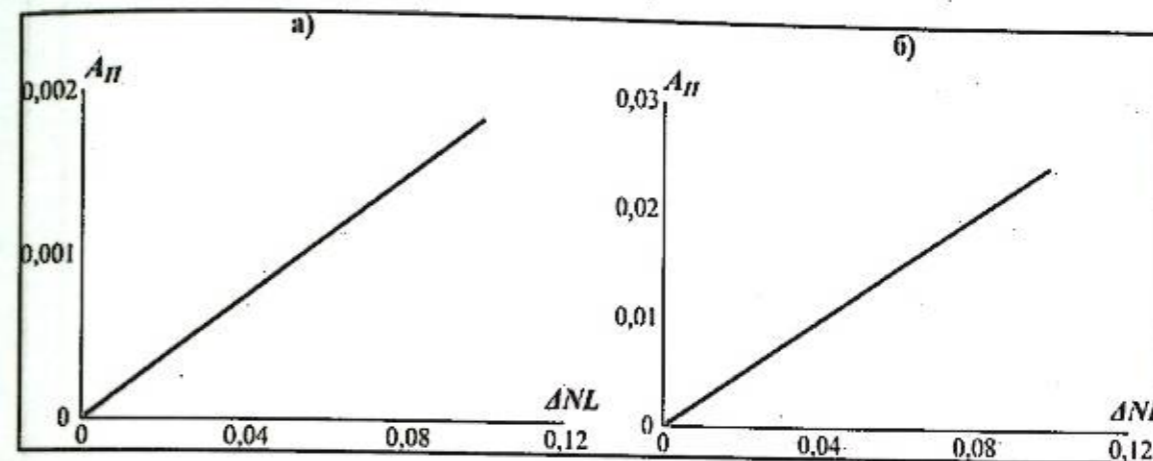


Рисунок 7 – График зависимости амплитуды «структурной помехи» ($A_{\text{П}}$) от параметра ΔNL для нелинейного звена с симметричной а) и асимметричной б) передаточной характеристикой

Пролезающие цифровые сигналы как источник «структурных помех». Для оценки влияния помех, возникающих в измерительном тракте ЭРК ШПС от работы цифровых схем на появляющиеся после корреляционной обработки сигналов «структурные помехи» была разработана модель, представляющая пролезающие цифровые помехи как результат прохождения управляющих цифровых сигналов формирователя М-последовательности через паразитную дифференцирующую RC-цепь. Цифровой сигнал представлен в виде импульсов трапецеидальной формы, имеющих разный по длительности фронт и спад. На рис. 8 приведены временные диаграммы цифрового сигнала и вызываемой им помехи.

Измерительная аппаратура сконструирована таким образом, что моменты выборок сигнала в АЦП находятся за пределами фронта и спада цифрового сигнала. Все выборки сигнала выполняются на интервале $\tau_{\text{И}}$ (рис.8). На данном интервале сигнал на выходе RC-цепи можно записать следующим образом:

$$U_{\text{ВЫХ}}(t) = \begin{cases} A_{\text{Ф}} \cdot e^{-\frac{t-\tau_{\text{Ф}}}{\tau_{\text{RC}}}}, & t \in [\tau_{\text{Ф}}, \tau_{\text{Ф}} + \tau_{\text{И}}] \\ A_{\text{СП}} \cdot e^{-\frac{t-\tau_{\text{СП}}}{\tau_{\text{RC}}}}, & t \in [\tau_{\text{СП}}, \tau_{\text{СП}} + \tau_{\text{И}}] \end{cases} \quad (8)$$

Сигнал отклика среды на зондирующую М-последовательность, осложненный пролезающей помехой, вычисляется как сумма сигнала отклика среды с сигналом пролезающей помехи (8). Из формулы (8) видно, что амплитуда пролезающей цифровой помехи зависит от двух параметров: длительности фронта (спада) цифрового сигнала и постоянной времени RC-цепи. Рассмотрим влияние этих параметров на «структурную помеху». Все временные параметры в модели задаются в дискретах времени. Для перехода к реальным физическим параметрам период дискретизации сигнала принят равным 18,3105 мкс, что соответствует периоду дискретизации сигналов в измерительном комплексе ЭРК ШПС. Максимальный

уровень сигнала на входе модели прием равным ± 1 . С учетом того, что амплитуда цифрового сигнала составляет примерно четвертую часть от шкалы АЦП, применяющегося в ЭРК ШПС, амплитуда цифрового управляющего сигнала A принята равной 0,5. Для лучшего прописывания сигнала использовались следующие значения параметров отклика среды на зондирующую M -последовательность: длительность минимального импульса M -последовательности равнялась четырем постоянным времени отклика среды; разрядность M -последовательности равнялась 11; число накоплений ВКФ равнялось 12.

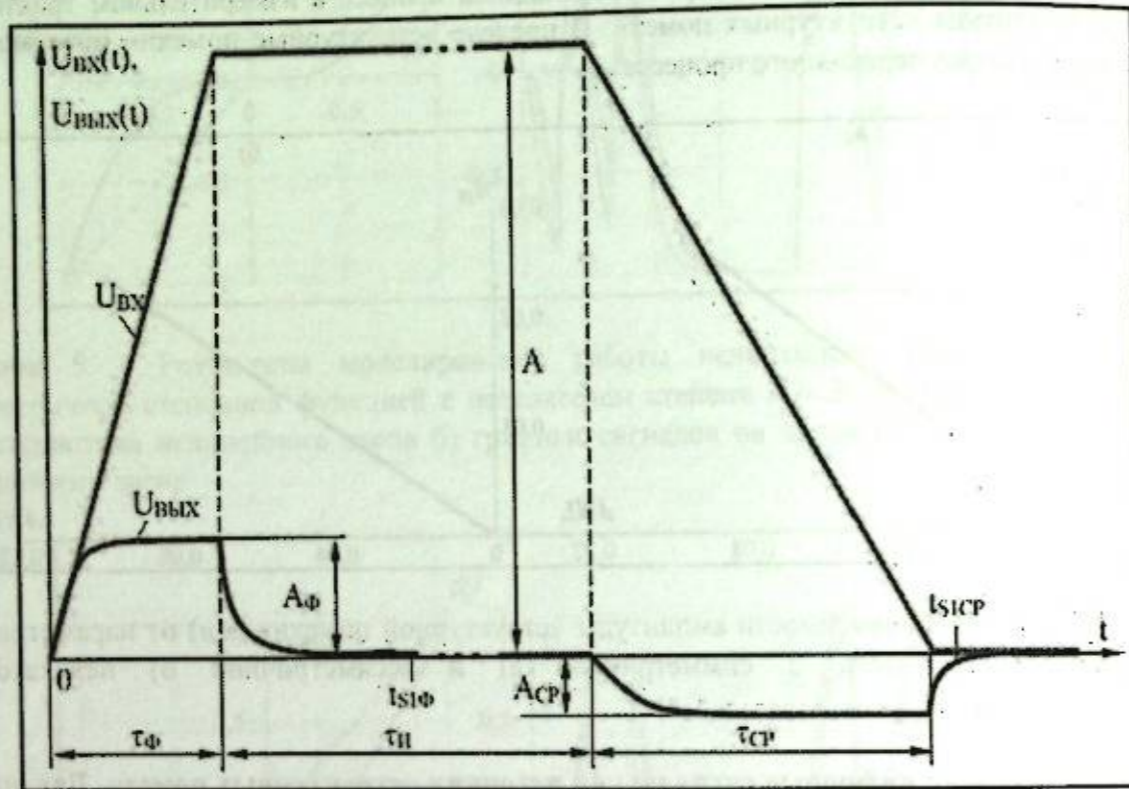


Рисунок 8 – Временная диаграмма модели помехи (синяя линия) вызванной пролезанием через паразитную дифференцирующую RC - цепь цифрового сигнала (красная линия); $U_{вх}$ – цифровой сигнал, поступающий на вход паразитной дифференцирующей RC - цепи; $U_{вых}$ – сигнал на выходе паразитной дифференцирующей RC - цепи; A – амплитуда цифрового сигнала; A_{ϕ} – амплитуда на выходе RC-цепи в конце фронта нарастания цифрового сигнала; $A_{ср}$ – амплитуда на выходе RC – цепи в конце спада цифрового сигнала; τ_{ϕ} – длительность фронта цифрового сигнала; $\tau_{сп}$ – длительность спада цифрового сигнала; $t_{И}$ – длительность импульса цифрового сигнала; $t_{с1\phi}$ – время начала первой выборки, отсчитываемое от начала фронта цифрового сигнала; $t_{с1сп}$ – время начала первой выборки, отсчитываемое от начала спада цифрового сигнала

На рис. 9 - приведены результирующие графики зависимости амплитуды «структурной помехи» ($A_{п}$) и соотношения сигнал/помеха ($A_{с}/A_{п}$) от длительности фронта (τ_{ϕ}) цифрового сигнала при фиксированных значениях длительности спада цифрового сигнала и постоянной времени RC-цепи. Длительность фронта цифрового сигнала менялась в интервале от 0,000546 до 0,0546, что при выбранном периоде дискретизации соответствует интервалу от 10 нс до 1 мкс. Длительность спада цифрового сигнала принималась равной 0,00273, что соответствует 50 нс. Постоянная времени RC-цепи принималась равной 0,1 (примерно 1,8 мкс). Исследования показали, что увеличение разницы между длительностью фронта и спада цифрового сигнала приводит к росту амплитуды «структурной помехи» и уменьшению соотношения сигнал/помеха. При равенстве длительностей фронта и спада цифрового сигнала амплитуда «структурной помехи» стремится к нулю, то есть положительная и отрицательная части пролезающей помехи полностью компенсируют друг

друга.

Для оценки влияния постоянной времени RC-цепи на «структурную помеху» ее значение менялось в интервале от 0,001 до 1, что при выбранном периоде дискретизации соответствует интервалу от 18 нс до 18 мкс. Длительность фронта цифрового сигнала принималась равной 0,0273, что соответствует 50 нс. Длительность спада цифрового сигнала принималась равной 0,00273, что соответствует 500 нс. На рис. 10 приведены результирующие графики зависимости амплитуды структурной помехи и соотношения сигнал/помеха от постоянной времени RC-цепи.

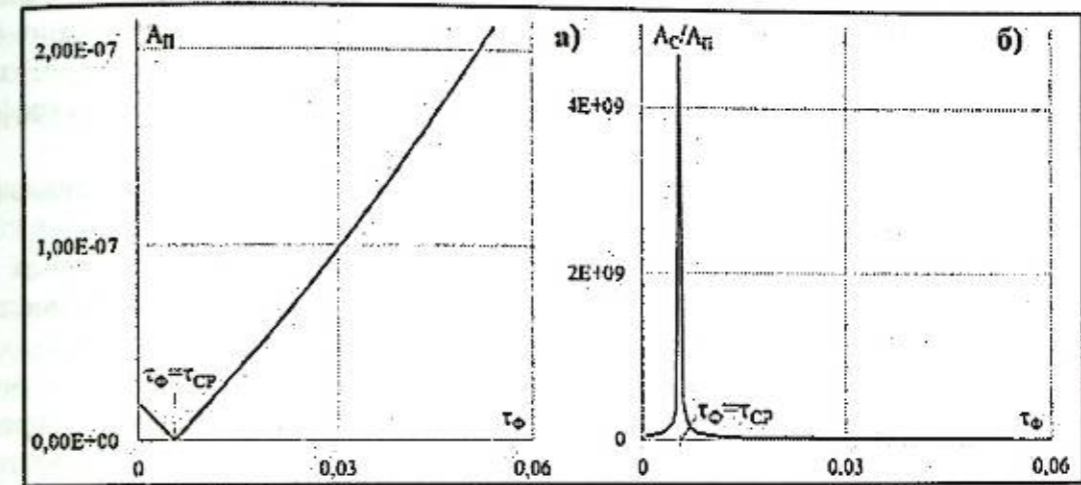


Рисунок 9 – Графики зависимости амплитуды структурной помехи ($A_{п}$) - а) и соотношения сигнал/помеха ($A_{с}/A_{п}$) – б) от длительности фронта (τ_{ϕ}) цифрового сигнала

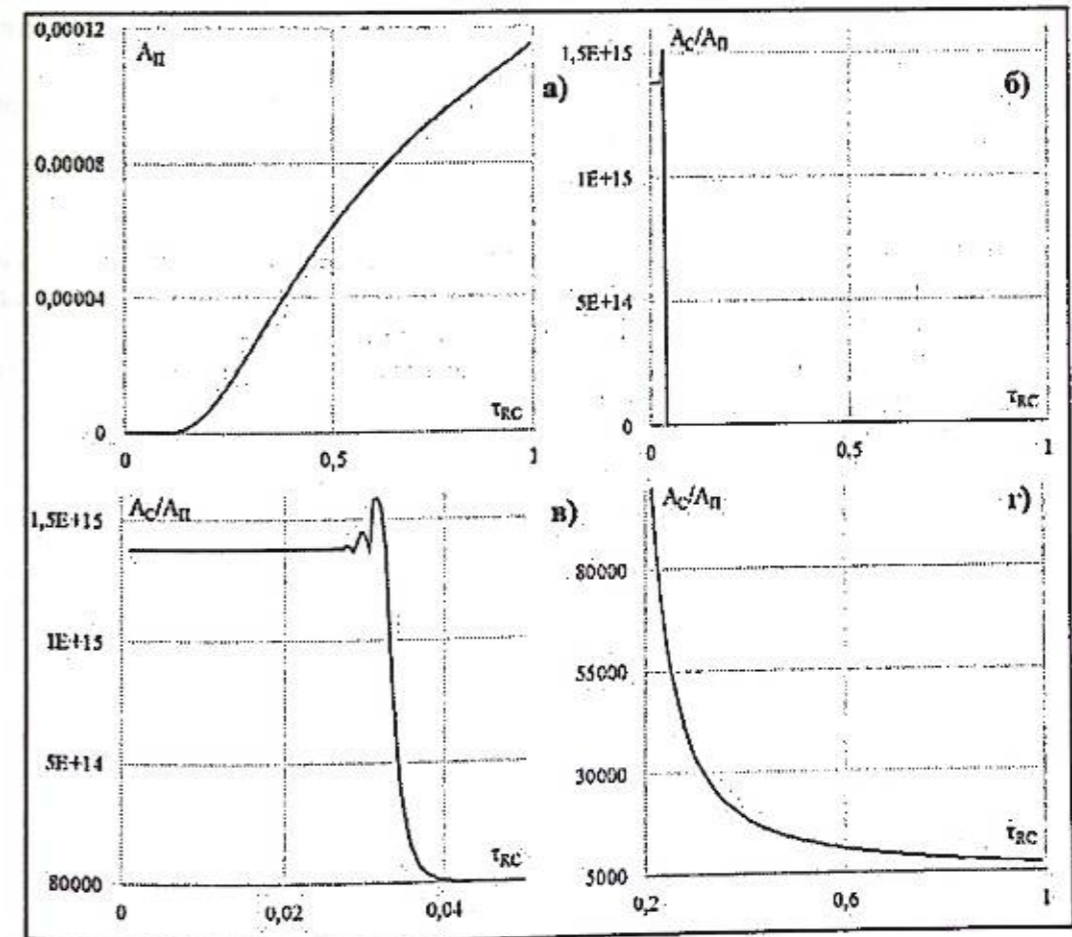


Рисунок 10 – Графики зависимости амплитуды структурной помехи ($A_{п}$) - а) и соотношения сигнал/помеха ($A_{с}/A_{п}$) – б), в), г) от постоянной времени RC-цепи при фиксированных значениях длительности фронта (τ_{ϕ}) и спада ($\tau_{сп}$) цифрового сигнала

Согласно рис. 10 при увеличении постоянной времени RC-цепи амплитуда структурной помехи растет. На рис. 10 в) и г) приведены фрагменты графика 10 б) в увеличенном масштабе. Видно, что при достаточно малой постоянной времени RC-цепи амплитуда структурной помехи стремится к некоторой малой величине и при дальнейшем уменьшении практически не меняется. Это обусловлено тем что, при малой величине постоянной времени RC-цепи амплитуды A_{ϕ} и $A_{\text{ср}}$ (рис. 7) практически не зависят от длительности фронта (спада) цифрового сигнала и стремятся к его амплитуде. Разница уровней пролезающей помехи в момент первой выборки (после фронта и среза) определяется степенью удаленности времени первой выборки ($t_{\text{с1ф}}$, $t_{\text{с1ср}}$) от времени окончания фронта или среза цифрового сигнала соответственно. При этом разница уровней пролезающей помехи остается постоянной, что приводит к появлению горизонтального участка графика 10 в).

Результаты моделирования показали, что можно говорить о пролезающих в измерительный тракт цифровых сигналах как одной из причин появления «структурных помех». При этом уровень «структурных помех» тем больше чем больше разница между длительностями фронта и спада цифровых сигналов и увеличивается с ростом постоянной времени паразитной RC-цепи.

Выводы. Исследования, проведенные на математических моделях геоэлектроразведочного измерительного комплекса ЭРК ШПС позволили определить причины возникновения «структурных помех», возникающих при корреляционной обработке регистрируемых на приемной стороне шумоподобных сигналов отклика земной коры.

Оценка вклада каждого из источников в суммарный уровень «структурных помех» показала, что основной причиной, приводящей к появлению «структурных помех» являются нелинейные искажения сигналов, возникающие в измерительном тракте, включая исследуемый объект - земную кору.

Выявлена линейная связь между амплитудой «структурных помех» и величиной нелинейных искажений сигналов в измерительном тракте.

Литература

1. Ильичев П.В., Бобровский В.В. Применение шумоподобных сигналов в системах активной геоэлектроразведки (результаты математического моделирования и полевого эксперимента) // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50. № 2. С. 5–19.
2. Гоноровский И.С. Радиотехнические цепи и сигналы. Учебник для вузов. 4-е изд., перераб. и доп. М.: Радио и связь, 1986. 512 с.

ИЗУЧЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ЭЛЕКТРОСОПРОТИВЛЕНИЯ, ОБУСЛОВЛЕННЫХ ДЕФОРМАЦИОННЫМИ ПРОЦЕССАМИ, ПРОТЕКАЮЩИМИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Брагин В.Д., Мухамадеева В.А., Лазарева Е.А.

bragin@gdirc.ru, vinera@gdirc.ru, lazareva@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

В статье приводятся примеры связи вариаций компонент электромагнитного поля, наблюдаемых при зондированиях становлением поля в дальней зоне (ЗД) на Бишкекском геодинамическом полигоне, с деформационными процессами, протекающими в земной коре.

Ключевые слова: зондирование, деформация, удельное электрическое сопротивление.

Прежде чем приступить к анализу материала, остановимся на вопросе связи вариаций сопротивления с деформациями. Лабораторными и полевыми работами показано, что электросопротивление является весьма чувствительным параметром, реагирующим на изменение напряженного состояния пород. В нашем случае в качестве критерия связи вариаций сопротивления с деформационными процессами используются данные о пространственно-временных особенностях развития сейсмичности, а также материалы прямых деформационных измерений.

Деформационные процессы в объеме среды имеют весьма сложный характер. Обращает на себя внимание тот факт, что наблюдения в различных азимутах выявляет вариации кажущихся удельных сопротивлений разных знаков. В чем же здесь дело? Для ответа на этот вопрос в пунктах Иссык-Ата и Таш-Башат были организованы наблюдения на ортогональных (перпендикулярных) установках. Результаты этих наблюдений приведены для пункта Таш-Башат на рис. 1, где показаны относительные изменения кажущихся сопротивлений ρ_k^x и ρ_k^y в период с 03.07.1987 по 31.12.1990.

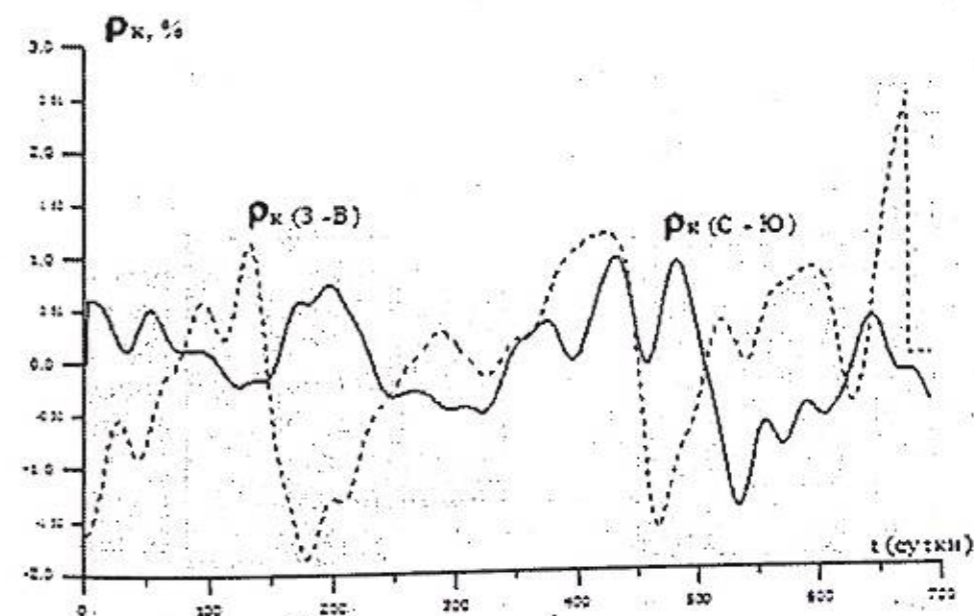
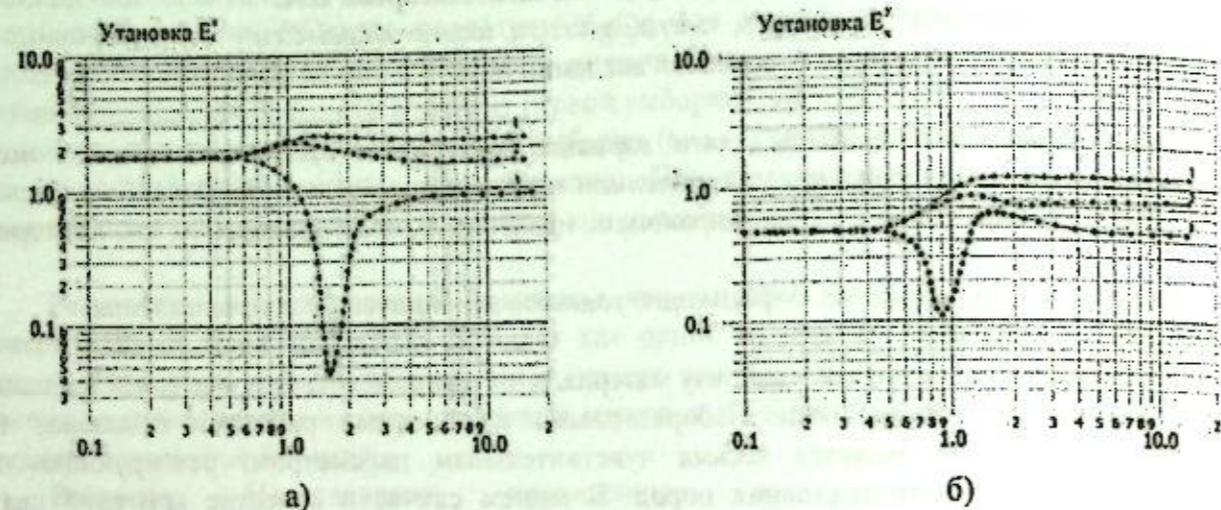


Рисунок 1 – Графики изменений компонент ρ_k^x и ρ_k^y на станции Таш-Башат после обработки низкочастотным фильтром с окном 30 суток

Как видно из рисунка, в приведенных рядах наблюдаются периоды, когда кажущиеся удельные сопротивления изменяются в противофазе, а также имеются периоды времени,

когда изменения находятся в фазе [1]. Решение прямой задачи для фактического разреза под пунктом Таш-Башат показывает, что изменение латерального сопротивления слоя приводит только к синхронному изменению компонент кажущихся сопротивлений. Теоретические кривые зондирований представлены на рис. 2 [1].



Модель разреза		
N слоя	Мощность слоя, м	Сопротивление, Ом*м
1	1500	18
2	900	3.7
3		∞

Рисунок 2 – Изменение теоретических кривых ЗСД, рассчитанных для параллельной (а) и перпендикулярной (б) установок в пункте Таш-Башат при различных вариациях удельного сопротивления второго слоя: 1 - при $\rho = 1.0 \text{ Ом*м}$; 2 - при $\rho = 3.7 \text{ Ом*м}$; 3 - при $\rho = 37 \text{ Ом*м}$

Подобная картина наблюдается и в других пунктах сети наблюдений. Ее возможно объяснить, допустив анизотропию электрических свойств среды, которая возникает, когда происходит активизация деформационного процесса. Механизм изменения электросопротивления среды возможно объяснить, рассмотрев простую модель (рис. 3) для частного случая [3].

В общем случае можно предположить, что удельное сопротивление среды, как и поле напряжений, имеет тензорный характер. Поскольку мы рассматриваем частный случай изменения электросопротивлений вдоль направлений N-S и W-E, то, следовательно, в этих же направлениях рассмотрим реакцию микротрещин на силу, приложенную вдоль направления N-S. Сила, действующая в направлении N-S, сжимает все трещины, имеющие ориентацию близкую к направлению W-E, при этом ширина этих трещин уменьшается. Из таких трещин выдавливается проводящая жидкость и, будучи несжимаемой, переходит в другие трещины, имеющие ориентацию, близкую к направлению N-S. Ширина последних трещин увеличивается, и, таким образом, уменьшается сопротивление в направлении N-S. В направлении W-E электросопротивление увеличивается. При произвольной ориентации трещин ситуация не меняется - силовое поле в направлении N-S всегда должно вызывать уменьшение сопротивления в том же направлении, а в ортогональном направлении - соответственно увеличение.

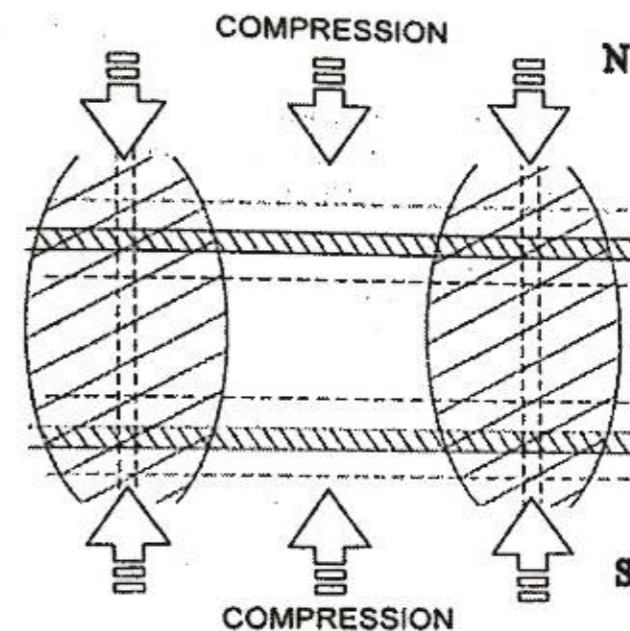


Рисунок 3 – Схема динамики поведения микротрещин, заполненных жидкостью и ориентированных во взаимно перпендикулярных направлениях (W-E и N-S)

Следует отметить, что характер вариаций (амплитуда, периодичность) зависит от расположения пункта наблюдения на территории Бишкекского геодезического полигона. Так, в ряде пунктов сети, расположенных в центральной части полигона, наблюдаются эффекты анизотропии электрического сопротивления среды в диапазонах больших и очень больших периодов значительной амплитуды. При этом в западной и восточной частях сети (пункты Аксу, Кегеты) подобные вариации незначительны. На рис. 4 показан пример вариаций компонент электрического поля в период с 05.03.2009 г. по 01.06.2016 г. в центральной части полигона в пункте Таш-Башат. Как видно из рисунка, амплитуда изменений электрического сопротивления в этом пункте достигает более 20% для восточной компоненты и более 10% - для северной компоненты.

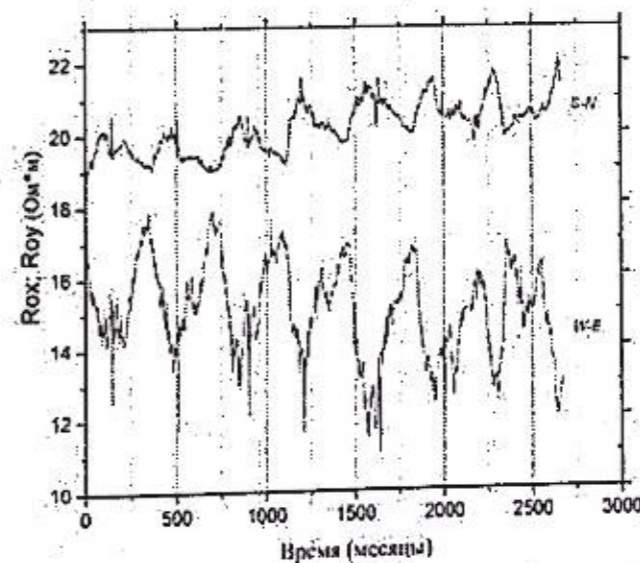


Рисунок 4 – Пример вариаций компонент электрического сопротивления в пункте Таш-Башат для $t = 3.14 \text{ с}$ (Rox - верхний график, S-N; Roy - нижний график, W-E)

Может показаться, что показанные на рис. 4. вариации обусловлены климатическим фактором. Но это не так. Из рисунка видно, что северная и восточная компоненты электрического сопротивления изменяются в противофазе. Кроме того, в спектре приведенного временного ряда (рис. 5) отсутствуют периоды, кратные году. При этом

выделяются компоненты с периодами 335, 179, 121, 89 суток и более короткие, которые отсутствуют в климатических данных.

Учитывая указанные выше обстоятельства, можно утверждать, что приведенные данные обусловлены деформационным процессом в среде, а противофазное изменение компонент обусловлено анизотропией электрических свойств среды.

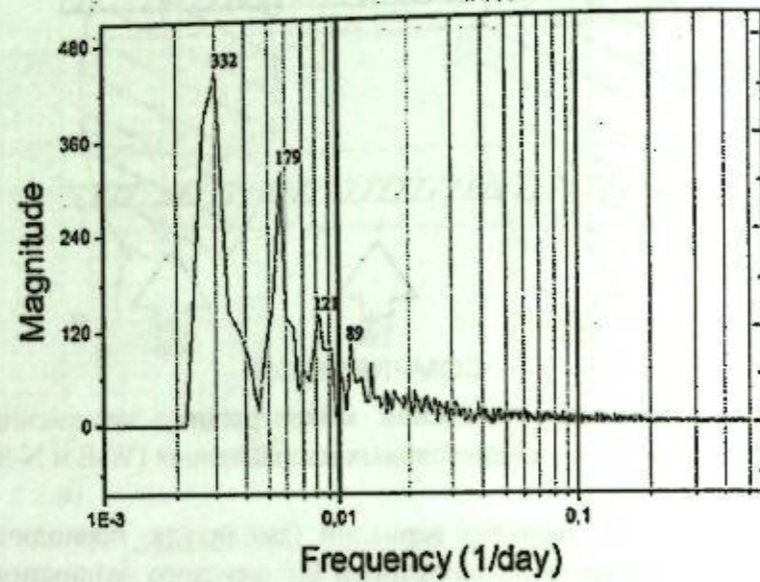


Рисунок 5 – Спектр вариаций электрического сопротивления в пункте Таш-Башат

Анализ деформационных наблюдений (GPS) указывает на то, что деформационное поле в центральной части полигона достаточно однородно [4, 5], однако амплитуда наблюдаемых вариаций электросопротивления меняется по территории полигона в значительных пределах - от единиц % до более чем 20% в центральной части полигона. Это, по-видимому, связано с геоэлектрическим и тектоническим строением исследуемой территории. Однако простое сопоставление характера вариаций электросопротивления в пунктах сети с результатами количественной интерпретации ЧЗ и ЗСД в рамках горизонтально-слоистой модели не позволило объяснить этот факт. Анализ интерпретации кривых ЧЗ и ЗСД позволяет отметить, что кривые однотипны для определенных тектонических структур и отражают их характерные особенности. Количественная интерпретация кривых ЧЗ и ЗСД в большинстве случаев совпадает, но встречаются и отличия, связанные с различной степенью искажений кривых, обусловленных неоднородностями, присутствующими в земной коре. Для выявления характера неоднородностей, искажающих кривые зондирования, решена прямая задача для модели геоэлектрического разреза, полученного в результате интерпретации всего массива кривых на территории Бишкекского полигона и его окружения в рамках горизонтально-слоистых моделей и для существующей геометрии пунктов наблюдений.

Из наблюдаемого электрического поля было вычтено электрическое поле, рассчитанное для модели геоэлектрического разреза. Полученные остатки характеризуют неоднородности, существующие в коре на территории прогностического полигона. На рис. 6 представлена карта остаточного электрического поля с вынесенными на нее тектоническими элементами и данными аэромагнитных и гравиметрических наблюдений [1].

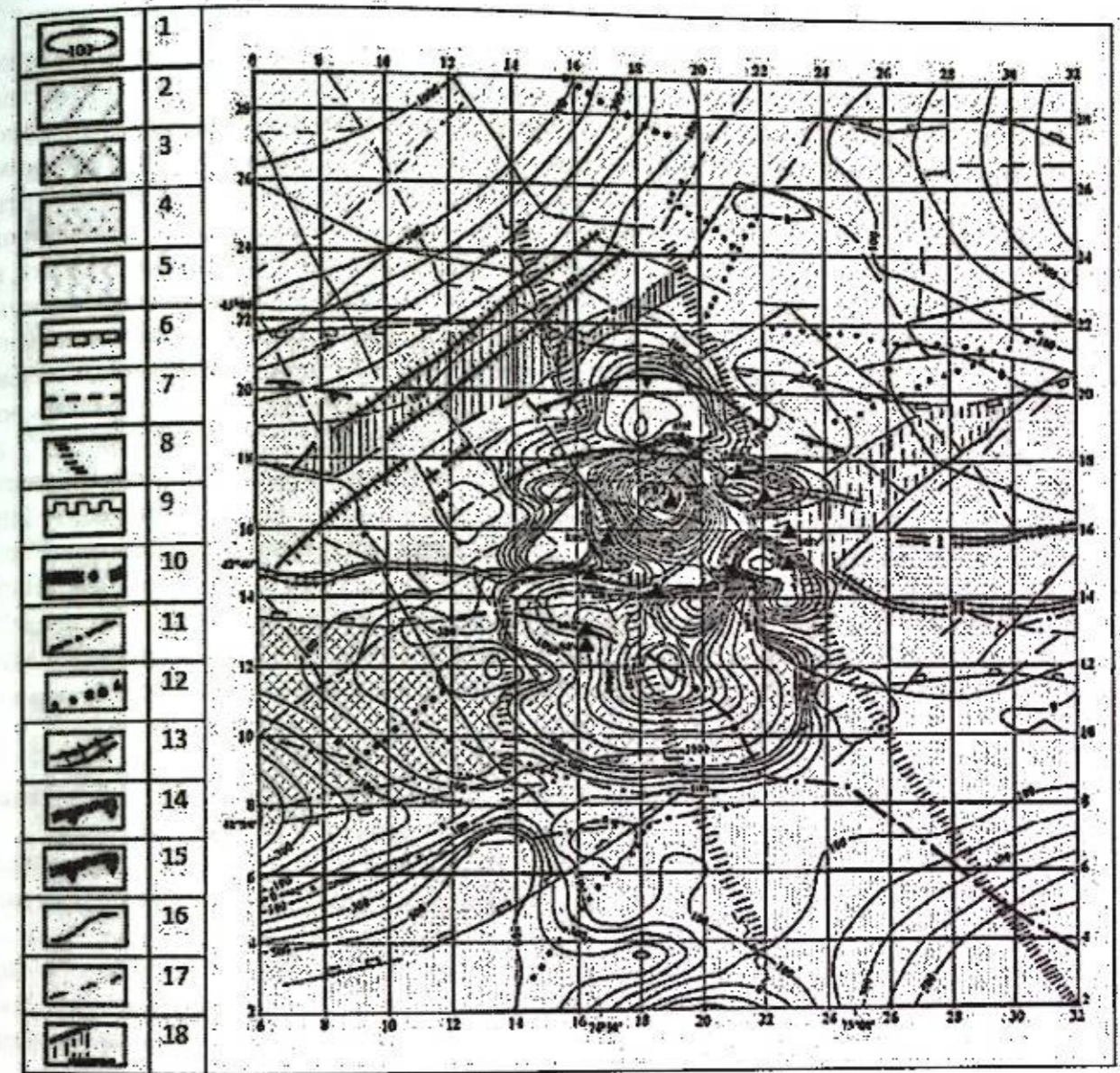


Рисунок 6 – Карта остаточного электрического поля. Черные треугольники – приемные электромагнитные станции

Условные обозначения: 1 - изолинии интенсивности разностного электрического поля (в усл. единицах). Линейные зоны положительных значений силы тяжести высокой и средней интенсивности (увязываются с офиолитовыми ассоциациями): 2 - Кендыктасо-Кунгейская (цифра на карте 1) и 3 - Киргизско-Терскойская (2). Линейные зоны положительных значений силы тяжести (увязываются с преимущественным распространением гранито-гнейсовых комплексов): 4 - Чуйско-Иссык-Кульская (8) и Суусамырская (9). Область полосовидно расположенных положительных и отрицательных аномалий силы тяжести (увязывается с проявлением позднепалеозойской тектоно-магматической активизации): 5 - Токтогульская (22). Границы между зонами, блоками, выраженные полосами максимальных градиентов: 6 - поля Δg ; 7 - поля ΔT . Границы между зонами, блоками, выраженные сменой морфологии поля (смещение изолиний, осей аномалий в плане): 8 - поля Δg ; 9 - поля ΔT . Разломы по геологическим данным (по Кнауфу В.И. и Чедия О.К.): 10 - межглыбовые; 11 - межблоковые; 12 - внутриблоковые; 13 - I - Иссык-Атинский; II - Шамсинско-Тюндюкский; III - Чонкурчакский. Разломы, выделенные по геофизическим данным (по Лесик О.М.): 14 - Центрально-Чуйская флексури-разрывная зона; 15 - первого порядка; 16 - второго порядка; 17 - более высоких порядков; 18 - поперечные структуры: Беловодско-Чумышская, Юрьевско-Токмакская

Из рисунка видно, что градиентные зоны, которые наблюдаются в электрическом поле, хорошо согласуются с известными тектоническими структурными элементами субширотного простирания. Субмеридиональные градиентные зоны в западной, центральной и восточной частях полигона не отождествляются с какими-либо известными разломными зонами, но они хорошо согласуются с границами между зонами, блоками, выраженными полосами максимальных градиентов и сменой морфологии поля силы тяжести и магнитного поля. По всей видимости, эти зоны являются скрытыми («слепыми») разломными зонами, не находящими геологическое отражение на земной поверхности. В любом случае все видимые зоны имеют субвертикальное падение. При данной методике невозможно точно определить глубины, на которых прослеживаются эти структуры. Однако оценку эффективных глубин (через скин-эффект на разных периодах) сделать все же возможно. Можно предполагать, что структура, видимая на поверхности, прослеживается до глубин не менее 20 км.

Таким образом, можно утверждать, что искажения кривых зондирования обусловлены боковым влиянием субвертикальных неоднородностей. В пунктах Чон-Курчак (ch) и Таш-Башат (tb) наблюдаются наиболее интенсивные вариации компонент электрического сопротивления. Как видно из рис. 6, оба пункта находятся на краю южной неоднородности остаточного электрического поля, ограниченной с севера Чонкурчакским разломом и безымянным межблоковым разломом. По-видимому, эта зона имеет аномально высокую чувствительность электропроводности среды к изменению деформационного поля.

Литература

1. Брагин В.Д. Активный электромагнитный мониторинг территории Бишкекского прогностического полигона. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН. 2001. 130 с.
2. Брагин В.Д., Волюхин А.М., Зубович А.В., Кошкин Н.А., Трапезников Ю.А. Пространственно-временные особенности деформационных процессов по данным электромагнитных зондирований // Проявление геодинамических процессов в геофизических полях / Под ред. Велихова Е.П., Зейгарника В.А. М.: Наука. 1993. С. 81-96.
3. Bogomolov L., Bragin V., Fridman A., Makarov V., Sobolev G., Polyachenko E., Schelochkov G., Zeigarnik V., Zubovich A. Comparative Analysis of GPS, Seismic and Electromagnetic Data on the Central Tien Shan Territory // Tectonophysics. 2007. V. 431. issues 1-4. P. 143-151.
4. Брагин В.Д., Баталев В.Ю., Зубович А.В. и др. О качественных связях современных движений с геоэлектрическим разрезом земной коры Центрального Тянь-Шаня и распределения сейсмичности // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1610-1621.
5. Zubovich Alexander V., Wang Xiao-qiang, Scherba Yuri G., Schelochkov Gennady G., Reilinger Robert, Reigber Christoph, Mosienko Olga I., Molnar Peter, Michajljow Wasili, Makarov Vladimir I., Li Jie, Kuzikov Sergey I., Herring Thomas A., Hamburger Michael W., Hager Bradford H., Dang Ya-min, Bragin Vitaly D., and Beisenbaev Rinat T. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // Tectonophysics. 2010. V. 29. TC6014. doi: 10.1029/2010TC002772.

ЧИСЛЕННОЕ РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ ТИХОНОВА-КАНЬЯРА МЕТОДОМ МАТРИЧНОЙ ЭКСПОНЕНТЫ

Забиякова О.Б.¹, Скляр С.Н.²
perah.92@inbox.ru

¹Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия
²Американский Университет в Центральной Азии, г. Бишкек, Киргизия

В работе рассматривается численное решение прямой одномерной задачи магнитотеллурического зондирования, основанной на физической модели Тихонова-Каньяра. Построение разностных схем осуществляется в матричной форме. Приводятся оценки сходимости построенных разностных схем.

Ключевые слова: модель Тихонова-Каньяра, прямая одномерная задача магнитотеллурического зондирования, численное решение, матричная экспонента, локальное интегральное уравнение, оценка сходимости.

В 1950-х годах широкое распространение получил один из геофизических методов – метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ), направленный на определение электрических свойств геологической среды по зависимости магнитотеллурического импеданса (отношения электрической компоненты магнитотеллурического поля к его ортогональной магнитной составляющей на поверхности Земли) от частоты [1]. Применение метода на практике стало возможным благодаря советскому геофизику-математику академику А.Н. Тихонову и французскому геофизику Л. Каньяру, предложившим модель (так называемая модель Тихонова-Каньяра), достоверно описывающую реальные электромагнитные процессы в Земле с допущением некоторых ограничений. Описание геофизической модели Тихонова-Каньяра достаточно подробно изложено, например, в монографиях [1-3], поэтому в данной работе мы не будем его повторять.

Задача, решаемая в рамках упомянутой выше физической модели, называется задачей Тихонова-Каньяра, а её математической моделью является система линейных обыкновенных дифференциальных уравнений первого порядка с переменными коэффициентами [1-3]:

$$\begin{cases} \frac{dH(z)}{dz} = -\sigma(z)E(z), \\ \frac{dE(z)}{dz} = i\omega\mu_0 H(z), \end{cases} \quad z \in (a, b). \quad (1)$$

В (1) аргумент z соответствует расстоянию от поверхности Земли ($z=0$) до какой-либо точки горизонтально-слоистой среды, измеряемому вдоль оси Oz ; $H(z)$ и $E(z)$ – неизвестные функции, являющиеся комплексными компонентами напряженности магнитного и электрического полей соответственно (для ТМ-моды полагается $H(z) = H_y(z)$, $E(z) = E_x(z)$, для ТЕ-моды – $H(z) = H_x(z)$, $E(z) = -E_y(z)$); $\sigma = \sigma(z)$ – электрическая проводимость – кусочно-постоянная вещественная функция одной переменной z ; μ_0 – магнитная восприимчивость в вакууме; ω – частота зондирования; i – комплексная единица.

Систему (1) можно дополнить краевыми условиями общего вида, что позволит составлять различные линейные комбинации функций $H(z)$ и $E(z)$ на границах отрезка $z \in [a, b]$:

$$\begin{aligned} a_{11}H(a) + a_{12}E(a) + b_{11}H(b) + b_{12}E(b) &= f_1; \\ a_{21}H(a) + a_{22}E(a) + b_{21}H(b) + b_{22}E(b) &= f_2; \end{aligned} \quad (2)$$

$a_{11}, a_{12}, a_{21}, a_{22}, b_{11}, b_{12}, b_{21}, b_{22}, f_1, f_2$ – некоторые действительные числа.

Модель Тихонова-Каньяра соответствует прямой одномерной задаче магнитотеллурического зондирования, и, ввиду своей одномерности, она не всегда применима на практике. Например, для районов, характеризующихся платформенным типом строения, применение модели Тихонова-Каньяра позволяет получать результаты, хорошо согласующие с реальностью. Двумерные и трехмерные модели геологической среды позволяют получать более достоверные результаты при проведении работ методом МТЗ в предгорных районах, при этом модель Тихонова-Каньяра здесь может использоваться для определения начального приближения, с учетом которого можно в дальнейшем решать прямые и обратные двумерные и трехмерные задачи МТЗ [1-3].

Перезапишем задачу (1)-(2) в матричном виде:

$$\frac{d\bar{U}(z)}{dz} = L(z)\bar{U}(z), \quad z \in (a, b); \quad (3)$$

$$A\bar{U}(a) + B\bar{U}(b) = \bar{F}. \quad (4)$$

где $\bar{U}(z) = \begin{pmatrix} H(z) \\ E(z) \end{pmatrix}$ – вектор неизвестных функций; $L(z) = \begin{pmatrix} 0 & -\sigma(z) \\ i\omega\mu_0 & 0 \end{pmatrix}$ – оператор системы

дифференциальных уравнений; $A = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix}$, $B = \begin{pmatrix} b_{11} & b_{12} \\ b_{21} & b_{22} \end{pmatrix}$, $\bar{F} = \begin{pmatrix} f_1 \\ f_2 \end{pmatrix}$ – матрицы и вектор,

определяющие краевые условия (2).

Рассмотрим построение численного решения матричной дифференциальной задачи (3)-(4). Введем на отрезке $[a, b]$ произвольную неравномерную сетку $\{z_j\}$, $j = \overline{1, n}$ ($z_1 = a$, $z_n = b$). Ввиду произвольности сетки, построение разностных схем будем осуществлять на j -той сеточной ячейке $[z_j, z_{j+1}]$, а в дальнейшем обобщим разностные соотношения на всю сетку. Поясним некоторые обозначения, которые будем использовать для j -той ячейки: $z_{j+1/2} = \frac{z_j + z_{j+1}}{2}$ – середина j -той ячейки; $\Delta z_j = z_{j+1} - z_j$ – длина j -той ячейки;

$\sigma_j = \sigma(z_j)$, $\sigma_{j+1} = \sigma(z_{j+1})$ – значения функции электрической проводимости в точках z_j и z_{j+1} соответственно, а $\sigma_{j+1/2} = \frac{\sigma(z_j) + \sigma(z_{j+1})}{2}$ или $\sigma_{j+1/2} = \sigma(z_{j+1/2})$ – значение этой функции в середине ячейки; $\bar{U}_j = \bar{U}(z_j)$ и $\bar{U}_j^h \approx \bar{U}(z_j)$ – точные и приближенные значения вектор-функции в j -том узле сетки соответственно.

Согласно [4], точное решение матричного уравнения (3) на j -той сеточной ячейке можно записать в следующем виде:

$$\bar{U}(z) = e^{(z-z_j)L_{j+1/2}}\bar{U}(z_j) + \bar{\Delta}_j(z), \quad z \in [z_j, z_{j+1}], \quad j = \overline{1, n-1}, \quad (5.1)$$

где

$$\bar{\Delta}_j(z) = \int_{z_j}^z e^{(z-s)L_{j+1/2}} [L(s) - L_{j+1/2}] \bar{U}(s) ds, \quad (5.2)$$

и матричная $e^{(z-z_j)L_{j+1/2}}$ экспонента вычисляется по формуле [4, 5]:

$$e^{(z-z_j)L_{j+1/2}} = \begin{pmatrix} ch((z-z_j)k_{j+1/2}) & -\frac{\sigma_{j+1/2}}{k_{j+1/2}} sh((z-z_j)k_{j+1/2}) \\ \frac{i\omega\mu_0}{k_{j+1/2}} sh((z-z_j)k_{j+1/2}) & ch((z-z_j)k_{j+1/2}) \end{pmatrix}, \quad (5.3)$$

где $k_{j+1/2} = (1-i)\sqrt{\frac{\omega\mu_0\sigma_{j+1/2}}{2}}$ – волновое число.

А значит, при $z = z_{j+1}$ точное решение задачи (3) примет вид:

$$\bar{U}_{j+1} = e^{\Delta z_j L_{j+1/2}} \bar{U}_j + \bar{\Delta}_j(z_{j+1}), \quad (6.1)$$

где

$$\bar{\Delta}_j(z_{j+1}) = \int_{z_j}^{z_{j+1}} e^{(z_{j+1}-s)L_{j+1/2}} [L(s) - L_{j+1/2}] \bar{U}(s) ds, \quad (6.2)$$

$$e^{\Delta z_j L_{j+1/2}} = \begin{pmatrix} ch(\Delta z_j k_{j+1/2}) & -\frac{\sigma_{j+1/2}}{k_{j+1/2}} sh(\Delta z_j k_{j+1/2}) \\ \frac{i\omega\mu_0}{k_{j+1/2}} sh(\Delta z_j k_{j+1/2}) & ch(\Delta z_j k_{j+1/2}) \end{pmatrix}. \quad (6.3)$$

Уравнение (6.1) является локальным интегральным уравнением относительно неизвестной вектор-функции $\bar{U}(z)$ на $[z_j, z_{j+1}]$.

Рассмотрим слагаемое $\bar{\Delta}_j(z_{j+1})$ из (6.1): подставим в уравнение (6.2) вместо функции $\bar{U}(s)$ её выражение по формуле (5.1) с аргументом s вместо z . Получим:

$$\bar{\Delta}_j(z_{j+1}) = \int_{z_j}^{z_{j+1}} e^{(z_{j+1}-s)L_{j+1/2}} [L(s) - L_{j+1/2}] e^{(s-z_j)L_{j+1/2}} ds \cdot \bar{U}_j + \int_{z_j}^{z_{j+1}} e^{(z_{j+1}-s)L_{j+1/2}} [L(s) - L_{j+1/2}] \bar{\Delta}_j(s) ds. \quad (7)$$

Оператор $L(s) - L_{j+1/2}$ из (7) может быть записан в виде:

$$L(s) - L_{j+1/2} = (\sigma_{j+1/2} - \sigma(s)) \begin{pmatrix} 0 & 1 \\ 0 & 0 \end{pmatrix}. \quad (8)$$

Заменим в (8) функцию $\sigma_{j+1/2} - \sigma(s)$ интерполяционным многочленом Лагранжа [6], построенным по трем точкам (z_j, σ_j) , $(z_{j+1/2}, \sigma_{j+1/2})$, (z_{j+1}, σ_{j+1}) :

$$\sigma_{j+1/2} - \sigma(s) = -(s - z_{j+1/2}) \frac{\sigma_{j+1} - \sigma_j}{\Delta z_j} - 2(s - z_j)(s - z_{j+1}) \frac{\sigma_{j+1} - 2\sigma_{j+1/2} + \sigma_j}{\Delta z_j^2}. \quad (9)$$

Обратим внимание на то, что в точках z_j , z_{j+1} и $z_{j+1/2}$ разность $\sigma_{j+1/2} - \sigma(s)$, вычисляемая по формуле (9), обращается в тождество, то есть интерполяция функции $\sigma_{j+1/2} - \sigma(s)$ по формуле (9) в узлах сетки осуществляется с нулевой погрешностью, что, собственно, следует из определения интерполяционного многочлена Лагранжа [6].

Введем дополнительную матричную функцию $A_j(z, s)$, которую определим по формуле:

$$A_j(s) = e^{(z_{j+1}-s)L_{j+1/2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 \\ 0 & 0 \end{pmatrix} e^{(s-z_j)L_{j+1/2}}, \quad (10)$$

причем, используя соотношение (5.3) для матричной экспоненты, можем выписать матрицу $A_j(s)$ поэлементно:

$$A_j(s) = \begin{pmatrix} a_{j1}(s) & a_{j2}(s) \\ a_{j3}(s) & a_{j4}(s) \end{pmatrix}, \quad (11)$$

где

$$a_{j1}(s) = \frac{i\omega\mu_0}{2k_{j+1/2}} [sh(\Delta z_j k_{j+1/2}) - sh(2(z_{j+1/2} - s)k_{j+1/2})],$$

$$a_{j2}(s) = \frac{1}{2} [ch(\Delta z_j k_{j+1/2}) + ch(2(z_{j+1/2} - s)k_{j+1/2})],$$

$$a_{j1}(s) = \frac{1}{2} \left(\frac{i\omega\mu_0}{k_{j+1/2}} \right)^2 [ch(\Delta z_j k_{j+1/2}) - ch(2(z_{j+1/2} - s)k_{j+1/2})],$$

$$a_{j2}(s) = \frac{i\omega\mu_0}{2k_{j+1/2}} [sh(\Delta z_j k_{j+1/2}) + sh(2(z_{j+1/2} - s)k_{j+1/2})].$$

Учитывая соотношения (8)-(11), преобразуем равенство (7) к виду:

$$\bar{\Delta}_j(z_{j+1}) = \left[\frac{\sigma_{j+1} - \sigma_j}{\Delta z_j} I_j^1(z_{j+1}) - 2 \frac{\sigma_{j+1} - 2\sigma_{j+1/2} + \sigma_j}{\Delta z_j^2} I_j^2(z_{j+1}) \right] \cdot \bar{U}_j + \bar{\delta}_j(z_{j+1}), \quad (13)$$

где

$$\bar{\delta}_j(z_{j+1}) = \int_{z_j}^{z_{j+1}} e^{(z_{j+1}-s)L_{j+1/2}} [L(s) - L_{j+1/2}] \bar{\Delta}_j(s) ds, \quad (14.1)$$

и с учетом (5.2):

$$\bar{\delta}_j(z_{j+1}) = \int_{z_j}^{z_{j+1}} e^{(z_{j+1}-s)L_{j+1/2}} [L(s) - L_{j+1/2}] \int_{z_j}^s e^{(s-\tau)L_{j+1/2}} [L(\tau) - L_{j+1/2}] \bar{U}(\tau) d\tau ds, \quad (14.2)$$

а согласно определению интеграла от матрицы [4, 5]:

$$I_j^1(z_{j+1}) = \int_{z_j}^{z_{j+1}} (z_{j+1/2} - s) A_j(s) ds = \begin{pmatrix} i_{j1}^1(z_{j+1}) & i_{j2}^1(z_{j+1}) \\ i_{j1}^2(z_{j+1}) & i_{j2}^2(z_{j+1}) \end{pmatrix} \quad (15)$$

где

$$i_{j1}^1(z_{j+1}) = \frac{i\omega\mu_0}{4k_{j+1/2}^2} \left[\frac{1}{k_{j+1/2}} sh(\Delta z_j k_{j+1/2}) - \Delta z_j ch(\Delta z_j k_{j+1/2}) \right],$$

$$i_{j2}^1(z_{j+1}) = 0, \quad i_{j1}^2(z_{j+1}) = 0, \quad i_{j2}^2(z_{j+1}) = -i_{j1}^1(z_{j+1});$$

$$I_j^2(z_{j+1}) = \int_{z_j}^{z_{j+1}} (s - z_j)(s - z_{j+1}) A_j(s) ds = \begin{pmatrix} i_{j1}^2(z_{j+1}) & i_{j2}^2(z_{j+1}) \\ i_{j1}^3(z_{j+1}) & i_{j2}^3(z_{j+1}) \end{pmatrix} \quad (16)$$

где

$$i_{j1}^2(z_{j+1}) = i_{j2}^2(z_{j+1}) = -\frac{i\omega\mu_0}{12k_{j+1/2}^3} \Delta z_j^3 sh(\Delta z_j k_{j+1/2}),$$

$$i_{j1}^3(z_{j+1}) = -\frac{1}{4} \left[\left(\frac{\Delta z_j^3}{3} + \frac{\Delta z_j}{k_{j+1/2}^2} \right) ch(\Delta z_j k_{j+1/2}) - \frac{1}{k_{j+1/2}^3} sh(\Delta z_j k_{j+1/2}) \right],$$

$$i_{j2}^3(z_{j+1}) = -\frac{1}{4} \left(\frac{i\omega\mu_0}{k_{j+1/2}} \right)^2 \left[\left(\frac{\Delta z_j^3}{3} - \frac{\Delta z_j}{k_{j+1/2}^2} \right) ch(\Delta z_j k_{j+1/2}) + \frac{1}{k_{j+1/2}^3} sh(\Delta z_j k_{j+1/2}) \right]$$

Таким образом, уравнение (6.1) с учетом (13)-(16) примет вид:

$$\bar{U}_{j+1} = \left[e^{\Delta z_j L_{j+1/2}} + \frac{\sigma_{j+1} - \sigma_j}{\Delta z_j} I_j^1(z_{j+1}) - 2 \frac{\sigma_{j+1} - 2\sigma_{j+1/2} + \sigma_j}{\Delta z_j^2} I_j^2(z_{j+1}) \right] \cdot \bar{U}_j + \bar{\delta}_j(z_{j+1}), \quad j = \overline{1, n-1}. \quad (17)$$

Уравнение (17), как и уравнение (6.1), является локальным интегральным уравнением относительно неизвестной вектор-функции $\bar{U}(z)$ и определяет формулу для точного решения задачи (3) в $(j+1)$ -м узле сетки, которое, очевидно, в действительности может быть определено лишь приближенно, так как слагаемое $\bar{\delta}_j(z_{j+1})$ содержит неизвестную функцию, подразумеваемая её двойное интегрирование. Рассмотрим варианты приближенного решения

задачи (3) с использованием формул (17). При этом для конкретности, в качестве краевого условия будем использовать частный случай соотношения (4): $\bar{U}_1 = \bar{F}$.

1) Полагая матрицы $I_j^1(z_{j+1})$, $I_j^2(z_{j+1})$ и вектор $\bar{\delta}_j(z_{j+1})$ близкими к нулевым при $\Delta z_j \rightarrow 0$, отбросим их из (17) и получим рекуррентные соотношения:

$$\begin{cases} \bar{U}_1^h = \bar{F}; \\ \bar{U}_{j+1}^h = e^{\Delta z_j L_{j+1/2}} \bar{U}_j^h, \quad j = \overline{2, n-1}. \end{cases} \quad (18)$$

2) Полагая матрицу $I_j^2(z_{j+1})$ и вектор $\bar{\delta}_j(z_{j+1})$ близкими к нулевым при $\Delta z_j \rightarrow 0$, отбросим их из (17) и получим рекуррентные соотношения:

$$\begin{cases} \bar{U}_1^h = \bar{F}; \\ \bar{U}_{j+1}^h = \left[e^{\Delta z_j L_{j+1/2}} + \frac{\sigma_{j+1} - \sigma_j}{\Delta z_j} I_j^1(z_{j+1}) \right] \cdot \bar{U}_j^h, \quad j = \overline{2, n-1}. \end{cases} \quad (19)$$

3) Полагая вектор $\bar{\delta}_j(z_{j+1})$ близким к нулевому при $\Delta z_j \rightarrow 0$, отбросим его из (17) и получим рекуррентные соотношения:

$$\begin{cases} \bar{U}_1^h = \bar{F}; \\ \bar{U}_{j+1}^h = \left[e^{\Delta z_j L_{j+1/2}} + \frac{\sigma_{j+1} - \sigma_j}{\Delta z_j} I_j^1(z_{j+1}) - 2 \frac{\sigma_{j+1} - 2\sigma_{j+1/2} + \sigma_j}{\Delta z_j^2} I_j^2(z_{j+1}) \right] \cdot \bar{U}_j^h, \quad j = \overline{2, n-1}. \end{cases} \quad (20)$$

Перепишав каждую из систем соотношений (18), (19), (20) в покомпонентной форме, получим приближенные решения задачи (1)-(2).

Выполним оценку сходимости приближенного решения задачи (3), заданного формулой (18), к её точному решению, определяемому из соотношения (17). Для этого

введем на отрезке $[a, b]$ новую сеточную функцию $\bar{W}_j = \bar{U}_j - \bar{U}_j^h = \begin{pmatrix} w_j^{(1)} \\ w_j^{(2)} \end{pmatrix}, j = \overline{1, n}$. Для

оценки сходимости разностных соотношений (18), вычтем их из (17). Тогда получим, что сеточная функция \bar{W}_j является решением задачи:

$$\begin{cases} \bar{W}_1 = 0, \\ \bar{W}_{j+1} = e^{\Delta z_j L_{j+1/2}} \bar{W}_j + \bar{\Delta}_j(z_{j+1}), \quad j = \overline{1, n-1}. \end{cases} \quad (21)$$

Оценим решение системы (21) в норме $\|\bar{W}_j\|_\infty = \max \{ |w_j^{(1)}|, |w_j^{(2)}| \}$ [4], при этом для определения норм матриц будем использовать формулу [4]:

$$\|X\|_\infty = \begin{vmatrix} x_{11} & x_{12} \\ x_{21} & x_{22} \end{vmatrix} = \max \{ |x_{11}| + |x_{12}|, |x_{21}| + |x_{22}| \}.$$

Для простоты будем полагать сетку $a = z_1 < z_2 < \dots < z_n = b$ равномерной на отрезке $[a, b]$ с шагом $h = \frac{b-a}{n-1}$.

Введем некоторые дополнительные обозначения и выражения, которые будем использовать при оценке сходимости:

$$\bullet \|L_{j+1/2}\|_\infty = \begin{vmatrix} 0 & \sigma_{j+1/2} \\ -i\omega\mu_0 & 0 \end{vmatrix} \leq \sigma^* + \omega\mu_0 = \eta, \quad \text{где } \sigma^* = \max_{j=\overline{1, n-1}} \{ \sigma_{j+1/2} \}.$$

А значит, $\|e^{\Delta z, L_j, U_j}\|_{\infty} \leq e^{h\eta}$.

• С учетом (8) и (9): $\|L(s) - L_{j+1/2}\|_{\infty} = |\sigma_{j+1/2} - \sigma(s)| \leq hC_1 + 2h^2C_2 = h(C_1 + 2hC_2)$, где $C_1 = \max_{z \in [a,b]} |\sigma'(z)|$, $C_2 = \max_{z \in [a,b]} |\sigma''(z)|$.

• Из (6.2) и полученных выше неравенств следует, что: $\|\bar{\Delta}_j(z_{j+1})\|_{\infty} \leq h^2 e^{h\eta} C_0 (C_1 + 2hC_2)$, где $C_0 = \|\bar{U}(s)\|_{\infty}$.

• Из (10), (14.1), (15) и (16) соответственно:

$$\|A_j(s)\|_{\infty} \leq e^{2h\eta}, \quad \|\bar{\delta}_j(z_{j+1})\|_{\infty} \leq h^4 e^{2h\eta} C_0 (C_1 + 2hC_2)^2, \quad \|I_j^1(z_{j+1})\|_{\infty} \leq h^2 e^{2h\eta},$$

$$\|I_j^2(z_{j+1})\|_{\infty} \leq h^3 e^{2h\eta}.$$

Переходя в (21) к нормам, получим следующие рекуррентные неравенства:

$$\begin{cases} \|\bar{W}_1\|_{\infty} = 0, \\ \|\bar{W}_{j+1}\|_{\infty} \leq \|e^{\Delta z, L_j, U_j}\|_{\infty} \|\bar{W}_j\|_{\infty} + \|\bar{\Delta}_j(z_{j+1})\|_{\infty}, \quad j = \overline{1, n-1}. \end{cases} \quad (22)$$

Разрешим рекурсию (22):

$$\begin{aligned} \|\bar{W}_j\|_{\infty} &\leq e^{(j-1)h\eta} \|\bar{W}_1\|_{\infty} + \sum_{p=1}^{j-1} e^{(j-1-p)h\eta} \|\bar{\Delta}_p\|_{\infty} \leq h^2 e^{h\eta} C_0 (C_1 + 2hC_2) \sum_{p=0}^{j-2} e^{ph\eta} \leq \\ &\leq h^2 e^{h\eta} C_0 (C_1 + 2hC_2) (1 + (n-1)e^{l\eta}), \quad l = b - a. \end{aligned}$$

То есть,

$$\|\bar{U}_j - \bar{U}_j^h\|_{\infty} \leq h^2 C^*, \quad (23)$$

где

$$C^* = e^{h\eta} C_0 (C_1 + 2hC_2) (1 + (n-1)e^{l\eta}), \quad l = b - a, \quad C_0 = \|\bar{U}(s)\|_{\infty}, \quad C_1 = \max_{z \in [a,b]} |\sigma'(z)|,$$

$$C_2 = \max_{z \in [a,b]} |\sigma''(z)|.$$

Из (23) следует, что приближенное решение задачи (3), определяемое системой соотношений (18), обладает вторым порядком сходимости относительно шага сетки.

Проводя аналогичные оценочные рассуждения для рекуррентных соотношений (19) и (20), которые мы не будем подробно излагать в данной статье, можно определить, что они обладают соответственно третьим и четвертым порядками сходимости относительно шага сетки.

Обратим внимание, что рекуррентные соотношения (18) определяют «основное» приближенное решение краевой задачи (3)-(4), а соотношения (19) и (20) являются некоторыми уточняющими вариантами схемы (18) и могут использоваться как для случая кусочно-постоянной функции $\sigma(z)$, так, и, например, для случая кусочно-линейной функции $\sigma(z)$.

Таким образом, в работе рассмотрено численное решение прямой одномерной задачи магнитотеллурического зондирования, основанное на применении матричного подхода к решению системы линейных обыкновенных дифференциальных уравнений: построено приближенное решение и два варианта его уточнений, получены соответствующие оценки сходимости разностных схем. В дальнейших публикациях предполагается отразить результаты численных экспериментов на различных тестовых моделях.

Литература

1. Жданов М. С. Электроразведка: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1986. – 316 с.
2. Бердичевский М. Н., Дмитриев В. И. Модели и методы магнитотеллурики. – М.: Научный мир, 2009, 680с.
3. Жамалетдинов А. А. Магнитотеллурический метод изучения строения массивов горных пород. Учебное пособие. – Апатиты. 2014. 103 стр.
4. Гантмахер Ф.Р. Теория матриц. Издание второе, дополненное. – М.: Наука. 1966. 576 с.
5. Тер-Крикоров А. М. Матричные функции и линейные дифференциальные уравнения: уч.-метод. пособие. – М.: МФТИ, 2014. 42 с.
6. Самарский А. А., Гулин А. В. Численные методы: Учеб. пособие для вузов. – М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат. лит., 1989. – 432 с.

ОПТИМИЗАЦИЯ ТЕХНИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ И ХАРАКТЕРИСТИК ГЕОЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОГО ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА С ШУМОПОДОБНЫМИ СИГНАЛАМИ

Ильичев П.В.

pavel.v1953@mail.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

Представлены последние аппаратные разработки, проводимые в Научной станции РАН по модернизации геофизической измерительной системы, обеспечивающей с помощью специального измерительного оборудования электромагнитное зондирование земной коры и мониторинг ее напряженно деформированного состояния в широком диапазоне исследуемых глубин.

Ключевые слова: геоэлектроразведка, электромагнитный мониторинг земной коры, измерительный комплекс, шумоподобные сигналы.

Система мониторинга напряженно деформированного состояния земной коры была развернута и функционирует на территории Бишкекского геодинимического полигона с 1982 года по настоящее время [1, 2]. За все время существования системы постоянно проводились и продолжают в настоящее время работы по улучшению ее технических характеристик, повышению достоверности, надежности и качества получаемого с помощью ее научного материала. В целях дальнейшего совершенствования системы электромагнитного мониторинга земной коры под постоянно возникающие новые исследовательские задачи в Научной станции РАН начиная с 2011 года и по настоящее время проводятся работы по созданию нового современного геоэлектроразведочного измерительного комплекса с применением шумоподобных сигналов (ШПС), предназначенного для использования в качестве дополнительного измерительного оборудования в составе действующей системы. Предполагалось, что новый измерительный комплекс обеспечит мониторинг напряженно-деформированного состояния земной коры путем измерения кажущегося удельного электрического сопротивления горных пород, слагающих земную кору, в широком диапазоне глубин (от ста метров до 20 километров) при значительно меньших энергетических затратах на генерацию зондирующих импульсов тока по сравнению с действующей системой, основанной на использовании мощной импульсной электроразведочной генераторной установки ЭРГУ-600 [3]. Снижение энергетических затрат на генерацию зондирующих сигналов при сохранении глубины проводимых исследований планировалось получить за счет использования в качестве зондирующих сигналов специальных шумоподобных импульсных M-последовательностей и последующей корреляционной обработки зарегистрированных приемной измерительной аппаратурой сигналов отклика земной коры на такое воздействие.

Проведенное математическое моделирование электроразведочной аппаратуры с шумоподобными сигналами [4] показало, что применение ШПС и корреляционной обработки регистрируемых сигналов позволяет многократно улучшить соотношение сигнал/шум, получаемое на приемной стороне, по сравнению с традиционным режимом работы электроразведочной аппаратуры, основанном на зондировании земной коры детерминированными последовательностями токовых импульсов с фиксированными длительностями и периодом повторения.

На рис. 1 показаны временные диаграммы сигналов, полученные в процессе математического моделирования работы электроразведочной аппаратуры, наглядно показывающие эффективность применения ШПС по сравнению с традиционными методами зондирования детерминированными импульсными последовательностями.

Накопление детерминированных сигналов

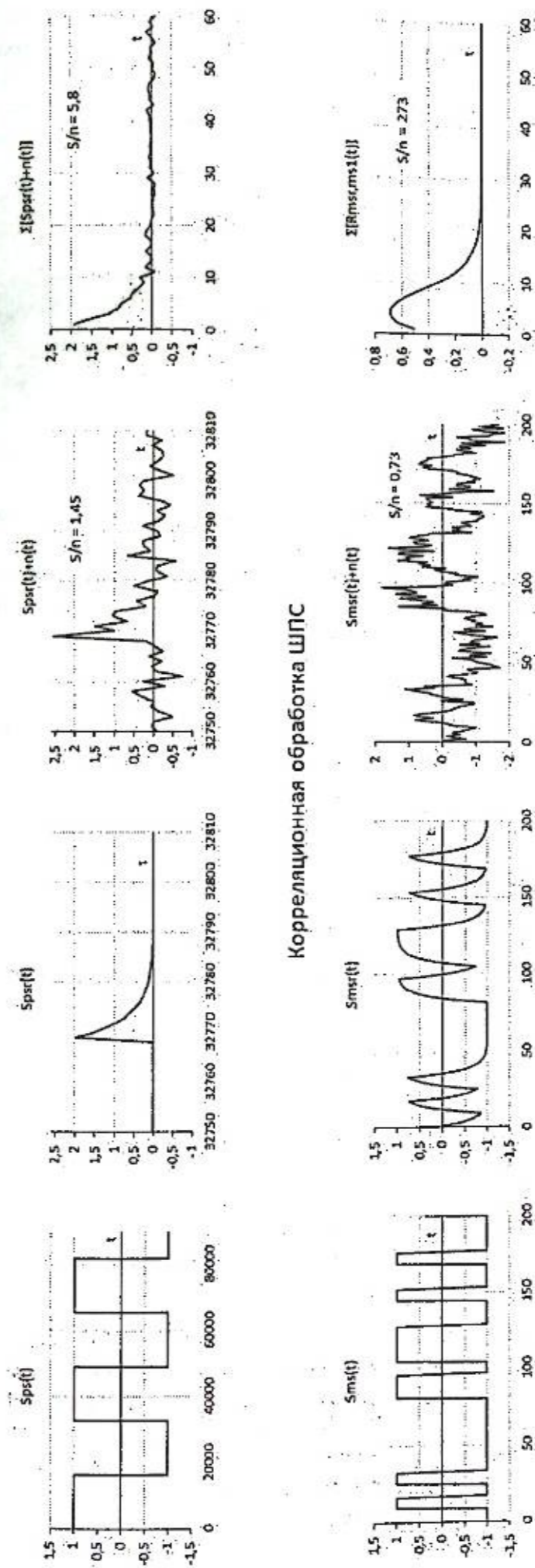


Рисунок 1 – Пример выделения полезного сигнала на фоне шума в системах с накоплением детерминированных сигналов и с корреляционной обработкой ШПС (длина M-последовательности – 2047, число повторов (накоплений) – 16, минимальная длительность импульсов – 8, постоянная времени модели среды – 4):
 S/n – соотношение сигнал-шум на входе и на выходе измерительных каналов электроразведочной аппаратуры; Sps(t), Sms(t) – фрагменты зондирующих сигналов детерминированных биполярных импульсных M-последовательностей; Spsr(t), Smsr(t) – сигналы, наблюдаемые на выходе приемной аппаратуры; Spsr(t)+n(t) – выходные сигналы детерминированного датчика (зондирования ШПС); Spsr(t)+n(t), Smsr(t)+n(t) – выходные сигналы измерительного канала осложненные нормальным белым шумом; Σ[Spsr(t)+n(t)] – результат синхронного накопления сигналов в режиме зондирования детерминированными последовательностями; Σ[Smsr,ms1(t)] – результат корреляционной обработки сигналов в режиме зондирования ШПС

Для исследования возможностей и особенностей применения шумоподобных сигналов в системах активной геоэлектроразведки в Научной станции РАН в 2012 - 2013 годах был разработан и изготовлен специальный макетный образец электроразведочного измерительного комплекса с шумоподобными сигналами (ЭРК ШПС, рис.2) [5]. В 2014-2016 годах с помощью этого комплекса проводились исследовательские работы в лабораторных и полевых условиях.

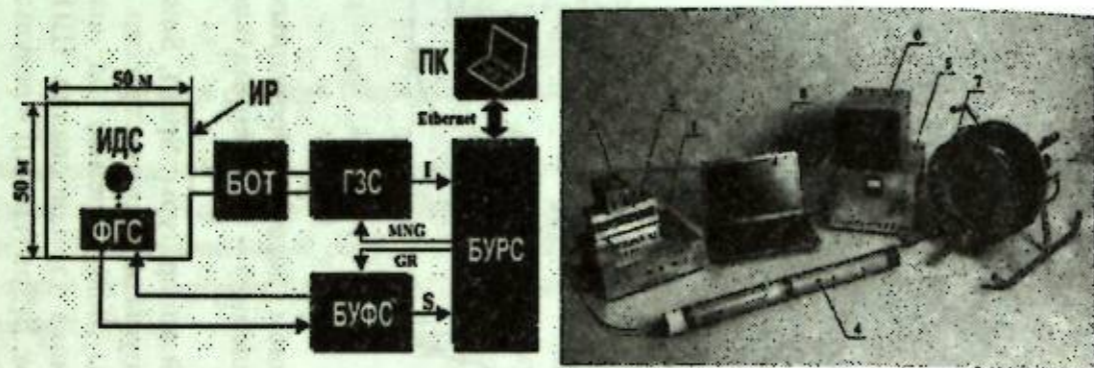


Рисунок 2 – ЭРК ШПС, макетный образец: ИР – индукционная зондирующая рамка (7); ИДС – индукционный датчик сигналов (4); БУРС – блок управления и регистрации сигналов (1); БУФС – блок усиления и фильтрации сигналов (2); ГЗС – генератор зондирующих сигналов (5); БОТ – блок ограничения тока (6); ФГС – формирователь градуировочных сигналов (3); ПК – персональный полевой компьютер Notebook (8)

На рис. 3 представлены характерные формы сигналов, зарегистрированных измерительным комплексом ЭРК ШПС в полевых условиях и результат их цифровой корреляционной обработки.

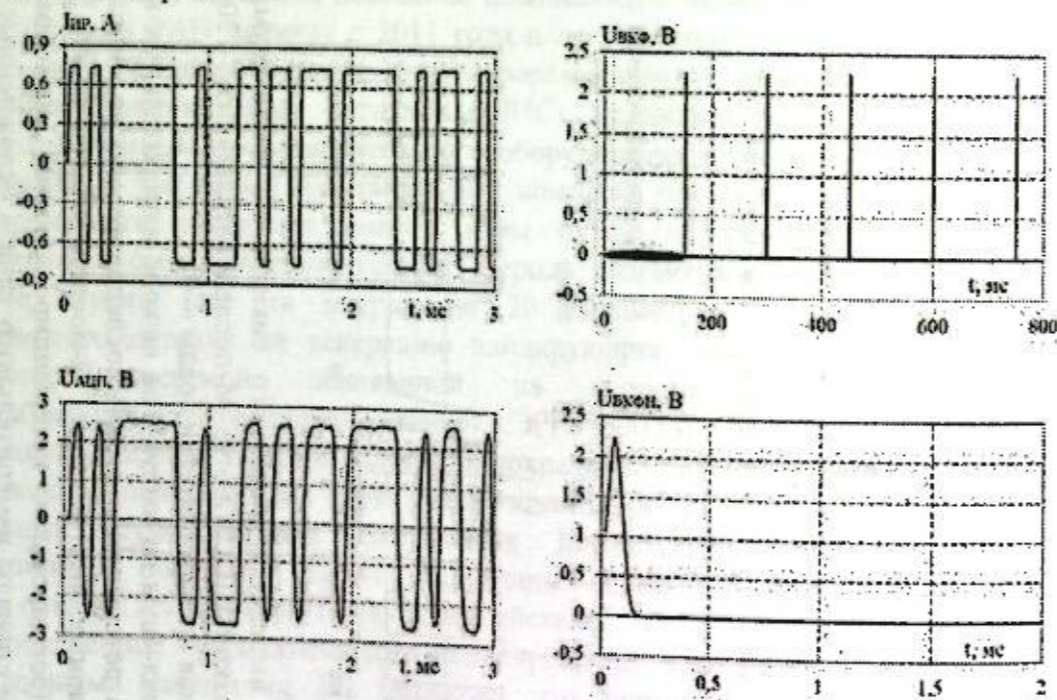


Рисунок 3 – Сигналы измерительного комплекса ЭРК ШПС: $I_{ир}$ – шумоподобная последовательность токовых импульсов в индукционной зондирующей рамке; $U_{ацп}$ – шумоподобные сигналы, получаемые на выходе измерительного канала (выход БУФС, вход аналого-цифрового преобразователя в БУРС); $U_{вкф}$ – результат вычисления взаимной последовательности функции между одиночной зондирующей шумоподобной последовательностью импульсов и зарегистрированными сигналами на выходе измерительного канала; $U_{вкфн}$ – результат синхронного накопления $U_{вкф}$, приведенный к

интервалу времени равному по длительности одиночной зондирующей шумоподобной последовательностью импульсов

При выполнении экспериментальных работ с ЭРК ШПС были выявлены важные особенности применения ШПС в электроразведочной аппаратуре. В процессе корреляционной обработки зарегистрированных сигналов, как в полевых, так и в лабораторных условиях, на фоне получаемой кривой становления поля были обнаружены «странные» импульсные сигналы (рис.4), которым было дано название «структурные помехи» так как их форма, амплитуда и временное положение были связаны с параметрами и структурой зондирующих и принимаемых сигналов.

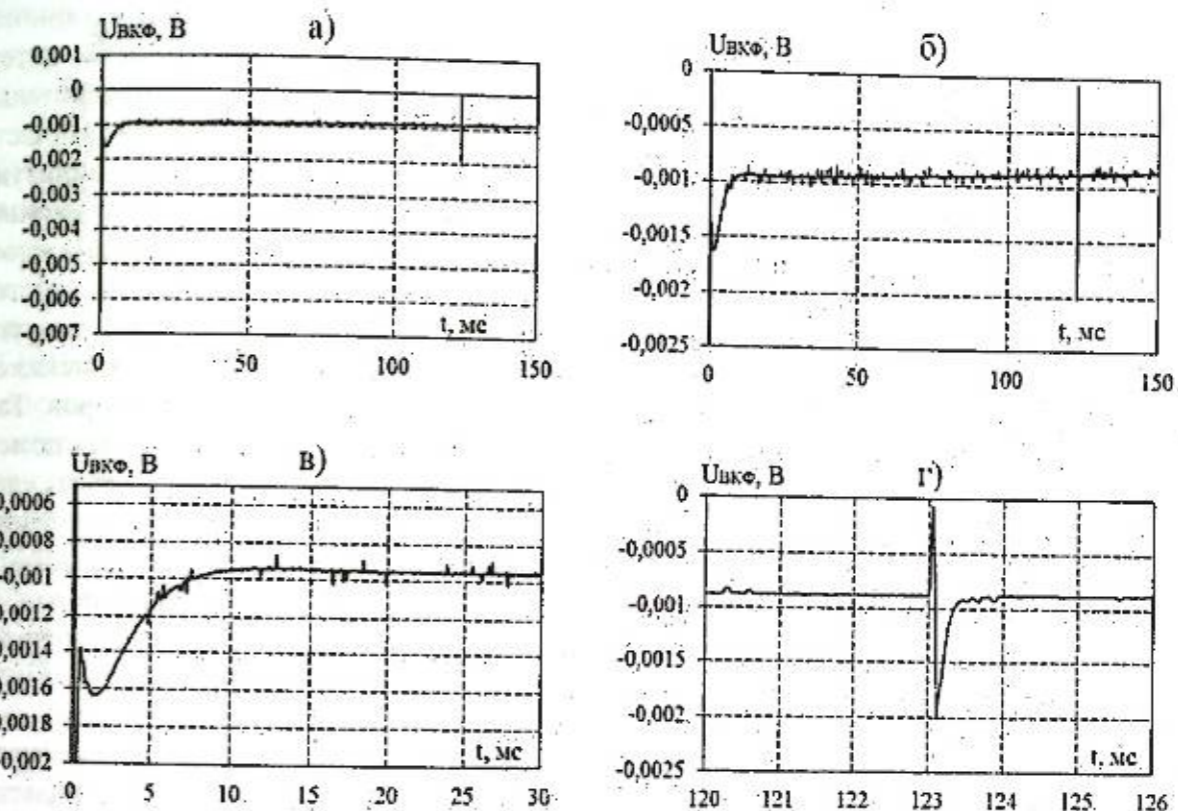


Рисунок 4 – Структурные помехи на кривой становления поля: а) - сигнал накопленной ВКФ, масштаб по вертикальной оси растянут в 280 раз; б) - сигнал накопленной ВКФ, масштаб по вертикальной оси растянут в 900 раз; в) - начальный участок накопленной ВКФ, масштаб по вертикальной оси растянут в 1700 раз; г) - форма сигнала «структурной помехи» максимальной амплитуды

Название «структурные помехи» скорее всего было применено не совсем правильно, так как эти сигналы, как и получаемая кривая становления поля, содержат в себе информацию о физических свойствах исследуемого объекта – земной коры. Как правило, «структурные помехи» представляют собой импульсы экспоненциальной формы различной амплитуды, расположенные на кривой становления поля в точках кратных минимальной длительности импульсов в зондирующей М-последовательности. Вдоль оси времени амплитуды импульсов «структурных помех» распределены не равномерно. Импульсы с максимальной амплитудой могут располагаться в самых различных точках по времени. Имеется возможность перемещать импульс с максимальной амплитудой по оси времени путем изменения внутренней структуры шумоподобной М-последовательности (порядка чередования импульсов различной длительности) без изменения ее длительности (разрядности). Величина максимального по амплитуде импульса «структурной помехи» на три и более порядков меньше основного лепестка (пика) на кривой становления поля. Амплитуды всех импульсов «структурных помех» изменяются пропорционально изменению амплитуды зондирующего сигнала а их форма зависит от формы и длительности переходной

характеристики измерительного тракта, включающего индукционную зондирующую рамку (магнитный диполь), объект исследования (земную кору), приемный измерительный датчик, блок усиления и фильтрации сигналов и аналого-цифровой преобразователь. Чем короче переходный процесс в измерительном тракте, тем меньше амплитуда «структурных помех». В пределе «структурные помехи» исчезают при полном отсутствии переходного процесса.

Обнаруженные в процессе проведения экспериментов «структурные помехи» могут существенно ограничить возможности эффективного использования ШПС в электроразведочной аппаратуре, так как эти сигналы значительно снижают соотношение сигнал/помеха, особенно на дальних временах (больших глубинах зондирования), а отделить их от кривой становления поля без искажения самой кривой с помощью простых (линейных) математических операций не представляется возможным.

Были проведены работы по выявлению источников «структурных помех», которые показали, что появление их в основном связано с нелинейными свойствами измерительной системы, в которой исследуемый объект (земная кора) является составной ее частью. Замечено, что форма и некоторые из параметров этих сигналов, такие как амплитуда и длительность, связаны с величиной и характером нелинейности измерительной системы и с формой импульсной переходной характеристикой измерительного тракта. Выявлена высокая чувствительность этих параметров к изменениям нелинейных свойств системы, позволяющая контролировать изменения коэффициента нелинейных искажений на уровне около 0,001%. Измерение таких малых значений коэффициентов нелинейных искажений практически не достижимы даже для самых современных измерительных приборов. Таким образом, появились предпосылки для использования так называемых «структурных помех» в качестве источника информации о нелинейных свойствах измерительной системы, частью которой является исследуемый объект – земная кора. Можно предположить, что если земная кора обладает нелинейными электрическими свойствами, то эти нелинейности должны быть связаны с напряженно-деформированным состоянием слагающих ее горных пород и ее сложно организованной иерархической «диссипативной» структурой, изменения которой отражают происходящие в ней динамические процессы [6].

Как правило все современные методы исследования поведения таких сложных систем как земная кора основываются на линейных моделях их передаточных характеристик и не рассматривают нелинейность в качестве информационного параметра. Предлагается обратить внимание на эти свойства и использовать их для лучшего понимания физических процессов, происходящих в земной коре. Мы пока не знаем величины и диапазона возможных нелинейных искажений сигналов, прошедших через земную кору, поэтому для измерения и контроля ее нелинейных свойств необходимо обеспечить снижение влияния нелинейностей измерительной аппаратуры или по крайней мере обеспечить их высокую стабильность во времени и независимость от изменения параметров окружающей среды, таких как температура, влажность и атмосферное давление. Низкие значения коэффициента нелинейных искажений измерительной аппаратуры обеспечат также и низкие уровни «структурных помех», что позволит выполнить ранее поставленную главную задачу – получение значительного выигрыша в соотношении сигнал/шум на выходе измерительной системы с шумоподобными зондирующими сигналами по сравнению с традиционными электроразведочными системами.

Таким образом, для осуществления контроля за вариациями нелинейных свойств земной коры, как части измерительной системы, необходимо чтобы другие части этой системы, такие как зондирующая установка и приемный измерительный тракт, обладали минимально возможными и очень слабо изменяющимися во времени и под действием различных внешних факторов нелинейными искажениями. В связи с этим к блокам и устройствам измерительной аппаратуры должны быть предъявлены дополнительные технические требования. Для минимизации погрешности вносимой нелинейностью измерительной аппаратуры необходимо, чтобы коэффициент нелинейных искажений аппаратуры не превышал величины $100/10^{D/20} = 0,0316\%$, где $D \approx 90$ дБ – динамический диапазон регистрируемых изготовленным макетным образцом ЭРК ШПС сигналов

становления поля. Чем больше динамический диапазон регистрируемых сигналов, тем более высокие требования предъявляются к нелинейности измерительной аппаратуры. Максимальный вклад в нелинейность измерительной аппаратуры вносят каскады, через которые транслируются (проходят) сигналы с максимальными уровнями (амплитудами). Это как правило выходные каскады усилительных схем и аналого-цифровые преобразователи (АЦП). В основном все усилительные каскады современной измерительной аппаратуры строят на микросхемах операционных усилителей (ОУ), охваченных глубокой отрицательной обратной связью, обеспечивающей заданный коэффициент усиления сигналов в требуемой полосе частот. В технических характеристиках на эти микросхемы приводят такой параметр как THD (Total Harmonic Distortion – полный коэффициент гармоник), выраженный в децибелах через отношение среднеквадратичного значения всех высших гармонических составляющих сигнала, начиная со второй гармоники, к среднеквадратичному значению первой гармоники, наблюдаемых на выходе микросхемы при подаче на вход усилительного каскада синусоидального сигнала. Обычно значения параметра THD в технических характеристиках на микросхемы ОУ приводятся в зависимости от амплитуды выходного сигнала на одной (фиксированной) частоте входного сигнала, которая не является максимальной в полосе пропускаемых частот. За неимением лучшего, параметр THD в первом приближении был взят за основу при выборе типа микросхем ОУ для реализации усилительных каскадов нового измерительного комплекса ЭРК ШПС. Среди очень широкого выбора предлагаемых мировыми производителями микросхем ОУ нашлось всего несколько типов таких микросхем, которые по нелинейным искажениям и другим не менее важным характеристикам (быстродействие и полоса пропускания, начальное смещение и дрейф нулевого уровня, уровень входных токов, уровень шумов тока и напряжения и др.) подошли для реализации схем ЭРК ШПС. Были выбраны микросхемы ОУ, производимые фирмой Analog Devices, такие как ADA4627, AD8610, AD8597 и AD797. Параметр THD для этих микросхем согласно характеристикам, приведенным в технических описаниях на них не превышает значений минус 120-110 дБ при максимальных амплитудах выходных сигналов.

Нелинейные искажения АЦП определяются двумя параметрами, приводимыми в технических характеристиках на них, это интегральная и дифференциальная нелинейности, измеряемые в единицах шкалы АЦП [7]. Дифференциальная нелинейность вычисляется как отклонение от линейной характеристики преобразования при очень малых изменениях преобразуемого сигнала в каждой точке шкалы АЦП. Для идеального АЦП дифференциальная нелинейность не может превышать половины от единицы шкалы АЦП (веса младшего разряда АЦП) исходя из принципа его работы. Интегральная нелинейность определяется как отклонение от линейной характеристики преобразования на всей шкале АЦП. Современные микросхемы АЦП обладают как правило достаточно малыми значениями дифференциальной (не более единицы АЦП) и интегральной (от одной до трех единиц АЦП) нелинейностями. Следует отметить, что абсолютные значения нелинейностей АЦП, зависят от разрядности АЦП. Чем выше разрядность АЦП тем может быть меньше уровень нелинейных искажений, вносимых АЦП в регистрируемые сигналы. Кроме того, разрядность АЦП определяет динамический диапазон регистрируемых сигналов, который в нашем случае может достигать очень больших величин 120 и более дБ, поэтому для регистрации шумоподобных сигналов становления поля необходимо выбирать разрядность АЦП не менее 20. Следует также учитывать, что диапазон скоростей изменения сигналов становления поля также очень велик, поэтому используемые АЦП должны обладать высоким быстродействием (частотой дискретизации не менее 300 кГц) для того, чтобы можно было регистрировать уровни сигналов на достаточно малых временах, связанных с глубинами зондирования порядка 100 метров. Немаловажным фактором, определяющим выбор микросхем АЦП, является возможность четкой и стабильной синхронизации их работы от подаваемых внешних управляющих сигналов (последовательность тактовых импульсов). В изготовленном в 2013 году первом макетном образце измерительного комплекса ЭРК ШПС были использованы широко применяемые в то время 16-ти разрядные микросхемы АЦП

типа AD676 с максимальной частотой дискретизации сигналов 96 кГц, что на первом этапе проводимых работ было оправдано, так как требовалось показать, что использование ШПС в геоэлектроразведочной аппаратуре эффективно, а это можно было доказать не применяя высокоразрядные и быстродействующие микросхемы, которые в то время только начали появляться на рынке и приобретение которых было затруднено. В процессе проведения экспериментов с изготовленным макетным образцом ЭРК ШПС были выявлены особенности применения ШПС (наличие «структурных помех») о которых было сказано выше и дальнейшие работы потребовали пересмотра практически всех схемотехнических решений, принятых при разработке и изготовлении первого макетного образца ЭРК ШПС. В настоящее время фирма Analog Devices выпустила в продажу высокоразрядные (18-бит) быстродействующие микросхемы АЦП, а фирмой Leneag Technology разработаны и начали выпускаться 20-ти разрядные микросхемы АЦП, удовлетворяющие техническим требованиям для разработки нового измерительного комплекса.

На основании выше изложенного и с учетом полученных на макетном образце экспериментальных данных было принято решение о разработке и изготовлении трех новых экспериментальных образцов измерительных комплексов ЭРК ШПС. В настоящее время заканчивается изготовление первого из них. В таблице 1 приведены основные технические характеристики нового измерительного комплекса ЭРК ШПС.

Таблица 1 – Технические характеристики измерительного комплекса ЭРК ШПС

№ п/п	Параметр	Ед. изм.	Значение	Примечание
1.	Амплитуда импульсов тока в зондирующей рамке	А	0,3 – 8,0	
2.	Напряжение аккумуляторных батарей (U_{AB}) блока силового питания	В	12 – 240	
3.	Минимальная длительность фронта импульсов тока в зондирующей рамке	мкс	10	$R_{Б0Т} = 120 \text{ Ом}$, $L_P = 0,4 \text{ мГн}$
4.	Коэффициент преобразования индукционного датчика сигналов, не менее	мВ/нТл	0,2	
5.	Постоянная интегрирования индукционного датчика	сек	1,5	
6.	Полоса пропускания измерительного канала	Гц	0,1 – 13500	
7.	Шумы измерительного канала, не более	мкВ	5	
8.	Коэффициент нелинейных искажений, не более	%	0,01	Расчетный параметр
9.	Диапазон частот дискретизации регистрируемых сигналов	кГц	50 – 250	
10.	Динамический диапазон регистрируемых сигналов, не менее	дБ	120	

Изготовленные ЭРК ШПС пройдут проверку в лабораторных условиях на соответствие технических параметров заданным и далее будут размещены на двух стационарных и передвижном измерительном пункте действующей в ИС РАН системы электромагнитного мониторинга напряженно-деформированного состояния земной коры для проведения периодических сеансов измерений и осуществления мониторинга напряженно-деформированного состояния земной коры параллельно с действующей аппаратурой.

При положительных результатах экспериментальных работ планируется расширение парка оборудования системы электромагнитного мониторинга земной коры, входящего в состав недавно открывшегося и зарегистрированного в ИС РАН Центра коллективного пользования Геодинамические исследования (ЦКП ГДИ), путем тиражирования и

размещения новых измерительных комплексов ЭРК ШПС на всех измерительных пунктах системы.

Литература

1. Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., Ильичев П.В., Орленко Н.Н., Иванов Е.И., Матикс А.И., Коновалов С.М. Геофизическая система сбора и обработки информации / Патент Российской Федерации на изобретение № 2091820, кл. G01V3/08, 1/22, 1997.
2. Ильичев П.В., Брагин В.Д., Щелочков Г.Г., Бобровский В.В., Мясников Д.С., Закупина Г.С. Система активного электромагнитного мониторинга сейсмоактивных зон земной коры / Патент Российской Федерации на изобретение № 2408037, кл. G01V3/08, 2010.
3. Трапезников Ю.А., Туровский П.С. Устройство для возбуждения электромагнитного поля в земной коре / Патент Российской Федерации на изобретение № 1637549, кл. G01V3/12, 1993.
4. Ильичев П.В. Технологические аспекты применения шумоподобных сигналов в системах активной геоэлектроразведки, математическое моделирование // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы Пятого Междунар. симп., г. Бишкек, 19-24 июня 2011 г. Т. 2. Бишкек: ИС РАН, 2012. С. 165-178.
5. Ильичев П.В., Бобровский В.В. Применение шумоподобных сигналов в системах активной геоэлектроразведки (результаты математического моделирования и полевого эксперимента) // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50, № 2. С. 5-19.
6. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.
7. Кестер У. и др. Аналого-цифровое преобразование / Пер. с англ. под ред. Е.Б. Володина. М.: Техносфера. 2007. 1019 с.

РАЗРАБОТКА ШИРОКОПОЛОСНОГО ИНДУКЦИОННОГО ДАТЧИКА ПЕРЕМЕННОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ДЛЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО МОНИТОРИНГА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Лашин О.А., Ильичев П.В.

legyss@mail.ru, pavel.v1953@mail.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

В работе представлены результаты разработки термостабильного, широкополосного, индукционного датчика магнитного поля, предназначенного для применения в составе создаваемого в Научной станции РАН нового электроразведочного измерительного комплекса с шумоподобными зондирующими сигналами.

Ключевые слова: индукционный датчик магнитного поля, температурная стабильность параметров, электромагнитный мониторинг земной коры

Задача разработки и изготовления специального широкополосного датчика магнитной индукции была поставлена в процессе выполнения в НС РАН работ по созданию нового электроразведочного измерительного комплекса с шумоподобными зондирующими сигналами [1], предназначенного для использования на измерительных пунктах действующей на территории Бишкекского геодинимического полигона системе активного электромагнитного мониторинга земной коры.

При измерении индукции магнитного поля находят применение различные типы магнитных преобразователей. Для регистрации слабых магнитных полей, например, вариаций естественного поля Земли или сигналов становления поля при зондировании земной коры методами ЗСБ и ЗСД необходимы преобразователи высокой чувствительности, работающие в широком диапазоне частот. Среди существующего многообразия измерительных преобразователей магнитного поля лучшей чувствительностью и широкой полосой пропускания обладают индукционные преобразователи, чувствительный элемент которых выполнен в виде длинной многовитковой катушки индуктивности, намотанной на ферро магнитном сердечнике с большой магнитной проницаемостью [2, 3]. Известны различные схемотехнические и конструкционные способы, обеспечивающие широкополосность индукционных преобразователей, но при этом задаче обеспечения температурной стабильности их параметров не уделялось должного внимания.

При решении задач электромагнитного мониторинга напряженно-деформированного состояния земной коры одним из основных требований, предъявляемых к измерительной аппаратуре, с помощью которой осуществляется регистрация принимаемых откликов земной коры на осуществляемое воздействие, является высокая стабильность ее технических характеристик в течение очень длительного времени и под действием изменяющихся параметров окружающей среды.

При разработке датчика за основу была взята известная схема измерителя индукции переменного магнитного поля Барышева В.И. [4], отличающаяся расширенной полосой пропускания в области низких частот, но при этом имеющая два существенных недостатка - это сильная зависимость параметров преобразования от температуры окружающей среды и пониженная устойчивость работы измерителя, обусловленная наличием в измерительной схеме цепи положительной обратной связи.

Основной задачей, решаемой в процессе разработки, было повышение температурной стабильности и устойчивости в работе измерителя магнитного поля при сохранении широкой полосы частот регистрируемых сигналов. На рис. 1 представлена упрощенная электрическая схема индукционного датчика. Разработанный датчик представляет собой многовитковую

катушку индуктивности с ферро магнитным сердечником, подключенную ко входу специального усилителя с положительной обратной связью. Нагрузкой катушки служит входное сопротивление этого усилителя.

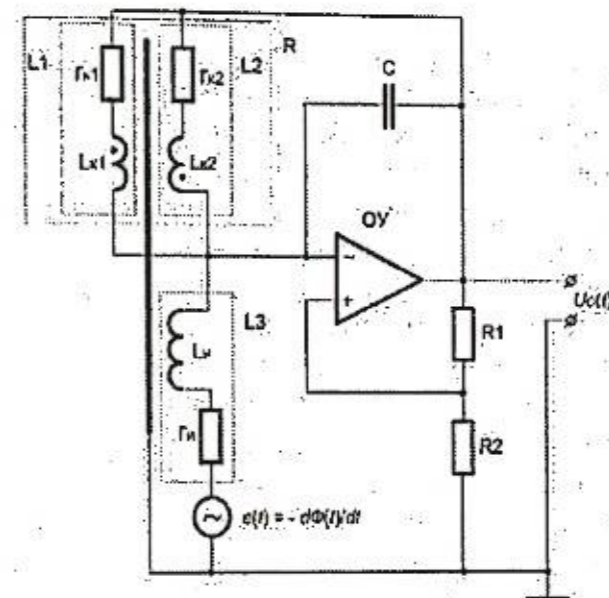


Рисунок 1 – Упрощенная электрическая схема широкополосного индукционного датчика переменного магнитного поля

Для понимания принципа работы индукционного датчика запишем выражение для передаточной функции схемы, показанной на рис. 1:

$$W(p) = \frac{U_0(p)}{e(p)} = \frac{K_0}{1 + p \cdot \tau} = \left(\frac{1 + \frac{R_2}{R_1}}{\frac{R_2}{R_1} - \frac{r_n}{R}} \right) \cdot \frac{1}{1 + p \cdot \frac{L_{II}}{\left(r_n - R \cdot \frac{R_2}{R_1} \right)}}, \quad (1)$$

где $W(p)$ – изображение передаточной функции схемы по Лапласу; p – оператор Лапласа; $U_0(p)$ – операторное выражение для выходного напряжения сигнала измерителя; $e(p)$ – операторное выражение для э.д.с., индуцированной в измерительной катушке под действием изменяющегося внешнего магнитного поля;

Согласно (1) можно записать выражения для основных параметров, необходимых для расчета индукционного датчика:

$$K_0 = \frac{1 + R_2/R_1}{R_2/R_1 - r_n/R} - \text{максимальный коэффициент передачи измерительной схемы в}$$

полосе пропускания (на постоянном токе);

$$\tau = \frac{L_{II}}{(r_n + R_{RX})} - \text{постоянная времени измерительной схемы, представляющая собой}$$

инерционное интегрирующее звено первого порядка;

$$R_{RX} = -R \cdot \frac{R_2}{R_1} - \text{отрицательное входное сопротивление измерительной схемы по}$$

инвертирующему входу операционного усилителя;

$$R = \frac{r_{k1} \cdot r_{k2}}{r_{k1} + r_{k2}} - \text{активное сопротивление проволочного резистора, выполненного в виде}$$

встречно-параллельно соединенных катушек индуктивности $L1$ и $L2$, включенных в цепь отрицательной обратной связи операционного усилителя (ОУ);

$$K_t = \frac{1}{1 - R \frac{R_2}{R_1 \cdot r_H}} - \text{коэффициент умножения постоянной времени измерительной катушки.}$$

катушки.

Передаточная функция (1) получена без учета реактивного сопротивления конденсатора C (рис. 1), включенного в цепь отрицательной обратной связи операционного усилителя, которое принято равным бесконечности, так как величина емкости этого конденсатора выбирается такой чтобы в полосе пропускания схемы конденсатор не шунтировал проволочное сопротивление R , т.е. выполняется условие $1/(2 \cdot \pi \cdot f \cdot C) \gg R$, но в то же время обеспечивал стабильную работу схемы, устраняя высокочастотное возбуждение схемы.

За счет положительной обратной связи входное сопротивление усилителя становится отрицательным. Коэффициент положительной обратной связи выбирается таким образом, чтобы отрицательное входное сопротивление усилителя $R_{вх}$ в сумме с активным сопротивлением медного провода измерительной катушки датчика r_H обеспечивало требуемую постоянную времени передаточной функции измерительной схемы τ .

Для обеспечения температурной стабильности датчика определяемой главным образом температурным коэффициентом активного сопротивления r_H измерительной катушки L_3 в цепь отрицательной обратной связи измерительной схемы, выполненной на ОУ введен проволочный резистор R с таким же температурным коэффициентом, что и у сопротивления r_H . Проволочный резистор R выполнен в виде отдельной катушки, расположенной на том же сердечнике, что и измерительная катушка. Витки этой катушки намотаны двумя проводами одновременно во взаимно противоположных направлениях, как показано на рис. 2.

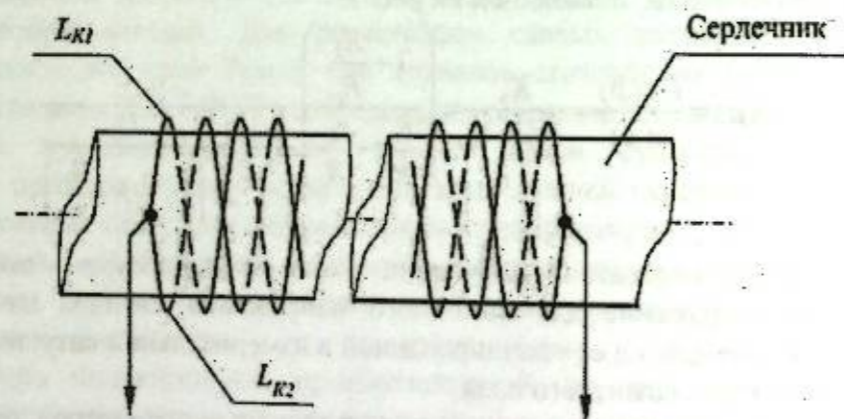


Рисунок 2 – Способ намотки проволочного сопротивления с компенсацией индуктивного и емкостного сопротивлений

Благодаря такой намотки результирующее магнитное поле внутри катушки создаваемое протекающим по виткам током близко к нулю. Вследствие равенства нулю разностей потенциалов между симметрично расположенными точками параллельных цепей, образуемых проводами катушек, результирующее электрическое поле вокруг них так же близко к нулю. Данное конструктивное решение обеспечивает компенсацию реактивной (индуктивной и емкостной) составляющей полного сопротивления проволочного резистора.

Применение описанного способа изготовления компенсационного резистора R позволило получить широкую полосу преобразования индукционного датчика, ограниченную в области высоких частот только частотными свойствами измерительной катушки L_3 . На рис. 3 представлена полученная в процессе проведения испытаний амплитудно-частотная характеристика (АЧХ) изготовленного индукционного датчика.

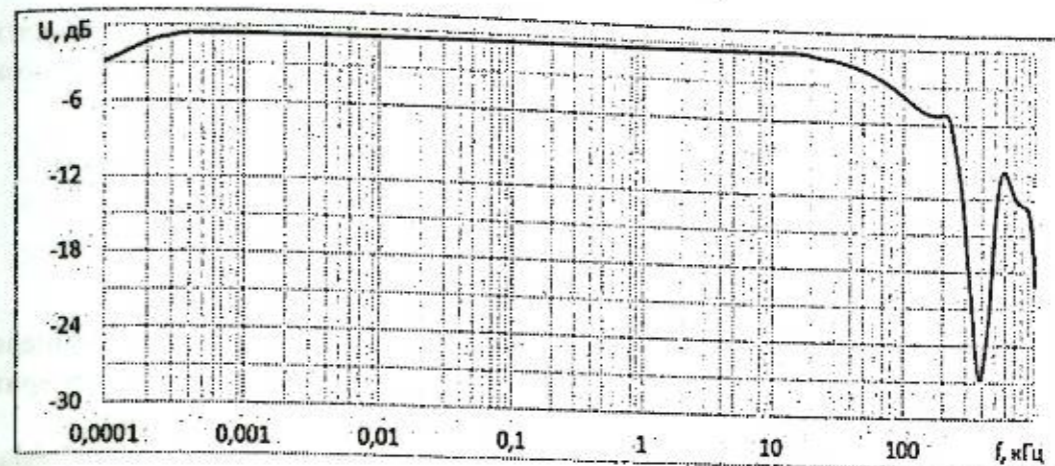


Рисунок 3 – Амплитудно-частотная характеристика индукционного датчика

Согласно рис. 3 полоса пропускания индукционного датчика, определяемая по уровню минус 3 дБ, лежит в диапазоне частот от 0,1 Гц до 80 кГц. В области высоких частот до 100 кГц график АЧХ имеет медленно и монотонно убывающий характер. Свыше 100 кГц наблюдаются резонансы разной добротности, определяемые электрическими параметрами измерительной катушки L_3 . При разработке конструкции измерительной катушки L_3 ставилась цель отодвинуть границу пропускания в области высоких частот свободную от паразитных резонансов как можно выше. Одновременно ставилась задача получения заданных коэффициента преобразования и постоянной интегрирования датчика, решаемая путем определения оптимального числа витков измерительной катушки.

Рассмотрим эффективность предлагаемого способа температурной стабилизации параметров индукционного датчика. Для этого получим выражения для его основных параметров K_0 , K_t и τ , с учетом влияния температуры окружающей среды на активное электрическое сопротивление медного провода измерительной катушки r_H и катушек проволочного резистора R , включенного в цепь отрицательной обратной связи операционного усилителя. Зависимость r_H и R от температуры окружающей среды может быть представлена в виде:

$$r_H = r_{H0} \cdot \left[1 + \frac{K_M}{100} \cdot (t^\theta - t_H^0) \right], \quad R = R_0 \cdot \left[1 + \frac{K_M}{100} \cdot (t^\theta - t_H^0) \right],$$

где r_{H0} и R_0 - электрические сопротивления медного провода измерительной катушки и проволочного резистора, установленного в цепи обратной связи при нормальной температуре окружающей среды; t^θ - действующая температура окружающей среды; $t_H^0 = 20^\circ C$ - нормальная температура окружающей среды; $K_M = 0,4\% / ^\circ C$ - температурный коэффициент сопротивления медных проводов из которых изготовлены проволочный резистор и измерительная катушка.

Подставив выражения для r_H и R в формулу для максимального коэффициента передачи измерительной схемы в полосе пропускания получим:

$$K_0(t^\theta) = \frac{1 + \frac{R_2}{R_1}}{\frac{R_2}{R_1} \cdot \frac{r_{H0}}{R_0} \cdot \left[1 + \frac{K_M}{100} \cdot (t^\theta - t_H^0) \right]}$$

$$K_{ок}(t^{\circ}) = \frac{1 + \frac{R_2}{R_1}}{\frac{R_2}{R_1} \cdot \frac{r_{н0}}{R_0} \cdot \left[1 + \frac{K_M}{100} \cdot (t^{\circ} - t_{н}^{\circ})\right]} = \frac{1 + \frac{R_2}{R_1}}{\frac{R_2}{R_1} \cdot \frac{r_{н0}}{R_0}} = \frac{R_0 \cdot (R_1 + R_2)}{R_2 \cdot R_0 - R_1 \cdot r_{н0}}$$

где $K_0(t^{\circ})$ - коэффициента передачи измерительной схемы без компенсации температурной зависимости параметров преобразования, $K_{ок}(t^{\circ})$ - коэффициента передачи измерительной схемы с компенсацией температурной зависимости параметров преобразования.

Аналогично, подставив выражения для $r_{н}$ и R в формулу для коэффициента умножения постоянной времени измерительной катушки получим:

$$K_{\tau}(t^{\circ}) = \frac{1}{\frac{R_2}{R_1}} = \frac{1}{1 - \frac{R_2 \cdot R_0}{R_1 \cdot r_{н0} \cdot \left[1 + \frac{K_M}{100} \cdot (t^{\circ} - t_{н}^{\circ})\right]}}$$

$$K_{\kappa}(t^{\circ}) = \frac{1}{\frac{R_2}{R_1}} = \frac{1}{1 - \frac{R_2 \cdot R_0}{R_1 \cdot r_{н0}}}$$

где $K_{\tau}(t^{\circ})$ - коэффициент умножения постоянной времени измерительной катушки для схемы без температурной компенсации, $K_{\kappa}(t^{\circ})$ - коэффициент умножения постоянной времени измерительной катушки для схемы с компенсацией температурной зависимости параметров преобразования.

Таким образом, установка в цепь отрицательной обратной связи измерительной схемы медного проволочного резистора, сопротивление которого линейно зависит от температуры окружающей среды, обеспечивает независимость максимального коэффициента передачи измерительной схемы в полосе пропускания и коэффициента умножения постоянной времени измерительной катушки от температуры окружающей среды.

Выражения для постоянной времени измерителя магнитного поля с температурной компенсацией и без нее с учетом зависимости сопротивлений резисторов $r_{н}$ и R от температуры запишутся как:

$$\tau(t^{\circ}) = \frac{L_{н} \cdot R_1}{\left\{ R_1 \cdot r_{н0} - R_2 \cdot R_0 \cdot \left[1 + \frac{K_M}{100} \cdot (t^{\circ} - t_{н}^{\circ})\right] \right\} \cdot \left[1 + \frac{K_M}{100} \cdot (t^{\circ} - t_{н}^{\circ})\right]}$$

$$\tau_{\kappa}(t^{\circ}) = \frac{1}{1 - \frac{R_2 \cdot R_0}{R_1 \cdot r_{н0}}} \cdot \frac{L_{н}}{r_{н0}}$$

где $\tau(t^{\circ})$ - постоянная времени измерителя магнитного поля без температурной компенсации, $\tau_{\kappa}(t^{\circ})$ - постоянная времени измерителя магнитного поля с температурной компенсацией.

Таким образом, для схемы с температурной компенсацией зависимость постоянной времени от температуры окружающей среды не исчезает, но она значительно снижается по сравнению с аналогичной для схемы без температурной компенсации. На рис. 4 показаны

сравнительные графики зависимости постоянной времени от температуры для термокомпенсированной схемы (рис. 1) и ее прототипа [4].

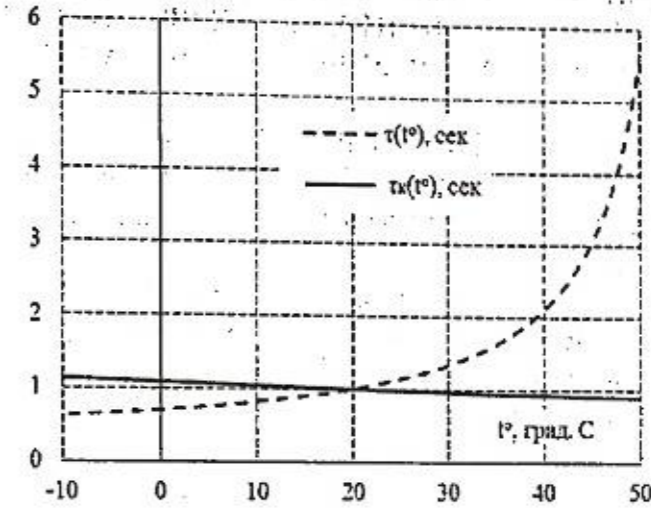


Рисунок 4 - График зависимости постоянной времени τ индукционного датчика от температуры: $\tau(t^{\circ})$ - для датчика без температурной компенсации, $\tau_{\kappa}(t^{\circ})$ - для датчика с температурной компенсацией

При использовании термокомпенсированной схемы измерителя изменение температуры от минус десяти до плюс пятидесяти градусов по Цельсию вызывает отклонение постоянной времени датчика на 19 % для пониженных и на 11 % для повышенных температур относительно постоянной времени при нормальной температуре (20 °С), тогда как для схемы без температурной компенсации в том же температурном диапазоне постоянная времени изменяется почти на порядок.

Благодаря достигнутой повышенной температурной стабильности измерителя магнитного поля, предлагаемое техническое решение может быть эффективно использовано в качестве широкополосного датчика индукции магнитного поля в составе точных высокочувствительных измерительных систем, например, в системах активного электромагнитного мониторинга напряженно-деформированного состояния земной коры или в электроразведочной геофизической аппаратуре, предназначенной для поиска и разведки электрически контрастных залежей полезных ископаемых.

Изготовлен макетный образец датчика, который включен в состав разрабатываемого в ИС РАН нового электроразведочного измерительного комплекса с шумоподобными зондирующими сигналами ЭРК ШПС. Ожидается, что применение такого датчика в составе ЭРК ШПС позволит более детально изучать структуру земной коры и контролировать ход деформационных процессов, протекающих в широком диапазоне глубин.

Литература

1. Ильичев П.В., Бобровский В.В. Применение шумоподобных сигналов в системах активной геоэлектроразведки (результаты математического моделирования и полевого эксперимента) // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50. № 2. С. 5-19.
2. Ничога В.А., Дуб П.Б., Проненко В.А. Современные низкочастотные индукционные датчики для измерения сверхслабых магнитных полей // Вестник Национального университета. 2008. № 618. С. 37-46.
3. Поляков С.В., Резников Б.И., Щенников А.В., Копытенко Е.А., Самсонов Б.В. Линейка индукционных датчиков магнитного поля для геофизических исследований // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 1. С. 5-27.
4. Измеритель индукции переменного магнитного поля: а. с. 1624372 СССР. № 4253758/21, заявл. 04.05.1987, опубл. 30.01.1991, Бюл. № 4.

ОСОБЕННОСТИ УСИЛЕНИЯ И ФИЛЬТРАЦИИ СИГНАЛОВ В ГЕОЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОМ ИЗМЕРИТЕЛЬНОМ КОМПЛЕКСЕ С ШУМОПОДОБНЫМИ СИГНАЛАМИ

Лисимов М.О., Ильичев П.В.

maksimeil@mail.ru, pavel.v1953@mail.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Киргизия

В работе рассмотрены вопросы, связанные с особенностями разработки блоков усиления и фильтрации сигналов для нового геоэлектроразведочного измерительного комплекса с шумоподобными зондирующими сигналами, создаваемого в Научной станции РАН в рамках выполнения государственного задания.

Ключевые слова: геоэлектроразведка, измерительный комплекс, шумоподобные сигналы, частотная фильтрация сигналов.

Разрабатываемый в ИС РАН новый геоэлектроразведочный измерительный комплекс с шумоподобными зондирующими сигналами (ЭРК ШПС) планируется использовать в качестве дополнительного оборудования в составе аппаратуры измерительных пунктов системы активного электромагнитного мониторинга напряженно-деформированного состояния земной коры, действующей в настоящее время на территории Бишкекского геодинамического полигона [1, 2]. Главной предпосылкой для применения специальных шумоподобных сигналов (ШПС) в геоэлектроразведочной аппаратуре стала возможность получения значительного выигрыша (в 100 и более раз) в соотношении сигнал/шум на выходе измерительного канала с ШПС по сравнению с типовыми электроразведочными системами, в которых для зондирования земной коры применяются детерминированные последовательности прямоугольных импульсов тока с фиксированной длительностью и периодом повторения. За счет получаемого значительного выигрыша в соотношении сигнал/шум ожидается, что с помощью новых измерительных комплексов можно будет проводить мониторинг напряженно-деформированного состояния земной коры в широком диапазоне глубин (от 100 м до 20 км) при значительно меньших (почти на два порядка) энергетических затратах на генерацию зондирующих импульсов тока по сравнению с действующей на БПИ системой, основанной на использовании мощной электроимпульсной генераторной установки ЭРГУ-600 [3].

В период с 2012 по 2013 годы в Научной станции РАН был разработан и изготовлен специальный макетный образец измерительного комплекса ЭРК ШПС [4] с помощью которого в 2014 - 2016 годах проводились экспериментальные работы в лабораторных и полевых условиях, которые выявили ряд важных особенностей применения ШПС в геоэлектроразведочной аппаратуре. В частности, были обнаружены так называемые «структурные помехи» на фоне кривой становления поля, получаемой после корреляционной обработки зарегистрированных сигналов отклика на зондирующее воздействие. Дальнейшие исследования показали, что обнаруженные «структурные помехи» в основном связаны с нелинейными свойствами измерительного канала, включая объект исследования (земную кору). Таким образом, возникла идея измерения и контроля вариаций нелинейных свойств земной коры, которые по нашему мнению могут быть связаны с изменениями ее напряженно-деформированного состояния.

На основании выше изложенного и с учетом результатов, полученных при проведении экспериментальных работ с макетным образцом ЭРК ШПС, было принято решение о разработке и изготовлении нового ЭРК ШПС. Пересмотру подверглись практически все схемотехнические и конструктивные решения ранее принятые и реализованные в макетном

образце ЭРК ШПС. На рис. 1 представлена структурно-функциональная схема нового измерительного комплекса ЭРК ШПС, включенного в режиме градуировки измерительного канала, а на рис. 2 в режиме регистрации сигналов отклика земной коры на зондирование токовыми импульсами.

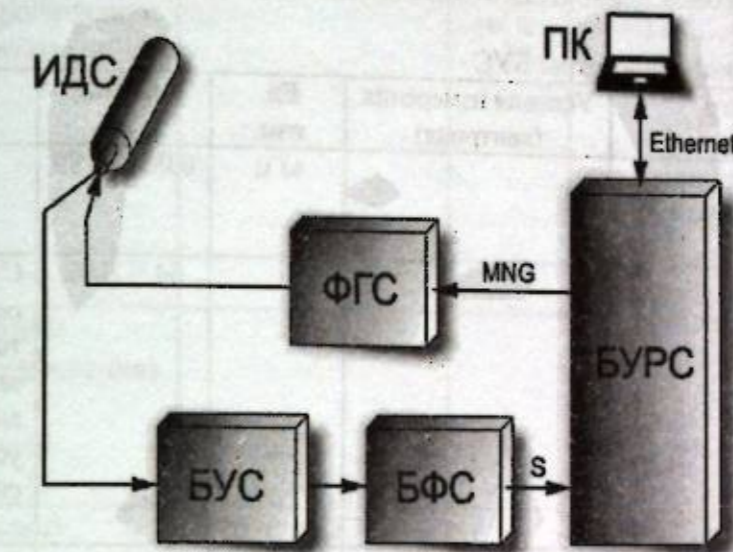


Рисунок 1 – Структурно-функциональная схема нового измерительного комплекса ЭРК ШПС в режиме градуировки: ИДС – индукционный датчик сигналов; ФГС – формирователь градуировочных сигналов; БУС – блок усиления сигналов; БФС – блок фильтрации сигналов, БУРС – блок управления и регистрации сигналов; ПК – персональный компьютер (Notebook)

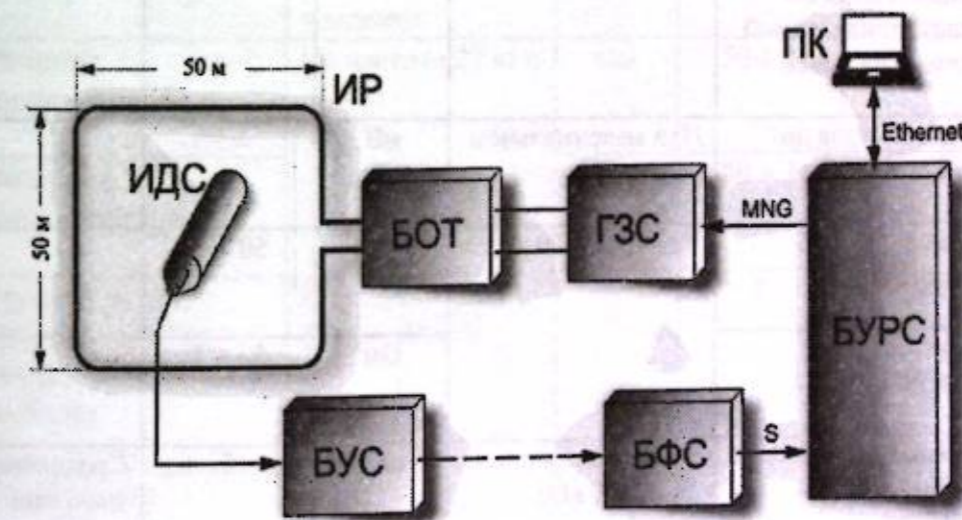


Рисунок 2 – Структурно-функциональная схема нового измерительного комплекса ЭРК ШПС в режиме регистрации сигналов отклика земной коры на зондирование токовыми импульсами: ИР – индукционная зондирующая рамка; БОТ – блок ограничения тока; ГЗС – генератор зондирующих сигналов

При разработке нового ЭРК ШПС особое внимание было уделено достижению требуемых повышенных технических характеристик для блоков, обеспечивающих усиление и частотную фильтрацию регистрируемых сигналов. Высокие требования к техническим параметрам указанных блоков определяются большим динамическим диапазоном и широким спектром регистрируемых сигналов. Особые требования предъявляются к линейности каскадов усиления и фильтрации сигналов в этих блоках.

В таблицах 1 и 2 представлены уточненные по результатам экспериментов технические параметры для блока усиления сигналов (БУС) и блока фильтрации сигналов (БФС), входящих в состав нового измерительного комплекса ЭРК ШПС вместо ранее используемого в макетном образце одного блока усиления и фильтрации сигналов (БУФС).

Таблица 1. Технические параметры БУС

№ п.п.	Параметр	Условия измерения (контроля)	Ед. изм.	Значение	Примечание
1.	Полоса пропускания по уровню минус 3 дБ		кГц	0,0001 ± 80	
2.	Коэффициент усиления в полосе пропускания			64 ÷ 2048	Ступенчато регулируется с точностью 20% в зависимости от амплитуды усиливаемого сигнала
3.	Коэффициент нелинейных искажений, не более	Амплитуда синусоидального сигнала на выходе 2,0 В, частота 80 кГц	%	0,001	Расчетный параметр
4.	Уровень компенсируемого смещения нуля по выходу, приведенный ко входу, не менее		мВ	± 01	
5.	Смещение нуля по выходу, не более	При максимальном усилении	мВ	± 5	
6.	Входное сопротивление	На частоте 80 кГц	Ом	50 ± 1	
7.	Выходное сопротивление		Ом	50 ± 1	
8.	Уровень шума, приведенного ко входу, не более	В полосе 1 Гц ÷ 10 кГц	мкВ	5	Среднеквадратичное значение
9.	Температурный дрейф нулевого уровня по выходу, не более	При максимальном усилении	мВ/град	2,0	Расчетный параметр
10.	Напряжение первичного источника питания		В	± (11,5 ÷ 14)	Две встроенные в конструкцию аккумуляторные батареи
11.	Время непрерывной работы без подзарядки аккумуляторных батарей, не менее		час	20	

Таблица 2. Технические параметры БФС

№ п.п.	Параметр	Условия измерения (контроля)	Ед. изм.	Значение	Примечание
1.	Полоса пропускания по уровню минус 3 дБ		кГц	0 ÷ 13,5; 27	Фильтр Бесселя 6-го порядка. Переключается в зависимости от частоты дискретизации сигналов в АЦП
2.	Коэффициент передачи (усиления) в полосе пропускания			4	
3.	Коэффициент нелинейных искажений, не более	Амплитуда синусоидального сигнала на выходе 2,0 В, частота 80 кГц	%	0,001	Расчетный параметр
4.	Смещение нуля по выходу, не более	При максимальном усилении	мВ	± 0,5	
5.	Входное сопротивление	На частоте 27 кГц	Ом	50 ± 1	
6.	Выходное сопротивление		Ом	50 ± 1	
7.	Уровень шума, приведенного ко входу, не более	В полосе 1 Гц ÷ 10 кГц	мкВ	5	Среднеквадратичное значение
8.	Напряжение первичного источника питания		В	± (11,5 ÷ 14)	Две встроенные в конструкцию аккумуляторные батареи
9.	Время непрерывной работы без подзарядки аккумуляторных батарей, не менее		час	20	

Разделение функций усиления и фильтрации сигналов в измерительном канале ЭРК ШПС позволяет снизить уровень внешних помех, наводимых на длинную линию связи между ИДС и БУРС. БУС, в котором осуществляется основное усиление сигналов

располагается в непосредственной близости от ИДС, а БФС в котором осуществляется фильтрация высокочастотных составляющих в спектре усиливаемых сигналов, располагается возле БУРС. Сигнал от БУС к БФС передается через высокочастотную согласованную длинную линию связи с волновым сопротивлением 50 Ом (радиочастотный кабель РК-50) обеспечивающую эффективную защиту передаваемого сигнала от внешних наводок и помех.

На рис. 3 показана структурно-функциональная схема измерительного канала нового измерительного комплекса ЭРК ШПС. Сигнал с выхода индукционного датчика (ИДС) в виде переменного напряжения пропорционального вертикальной составляющей потока магнитной индукции, наблюдаемого в геометрическом центре зондирующей индукционной рамки поступает на вход блока усиления сигналов (БУС).

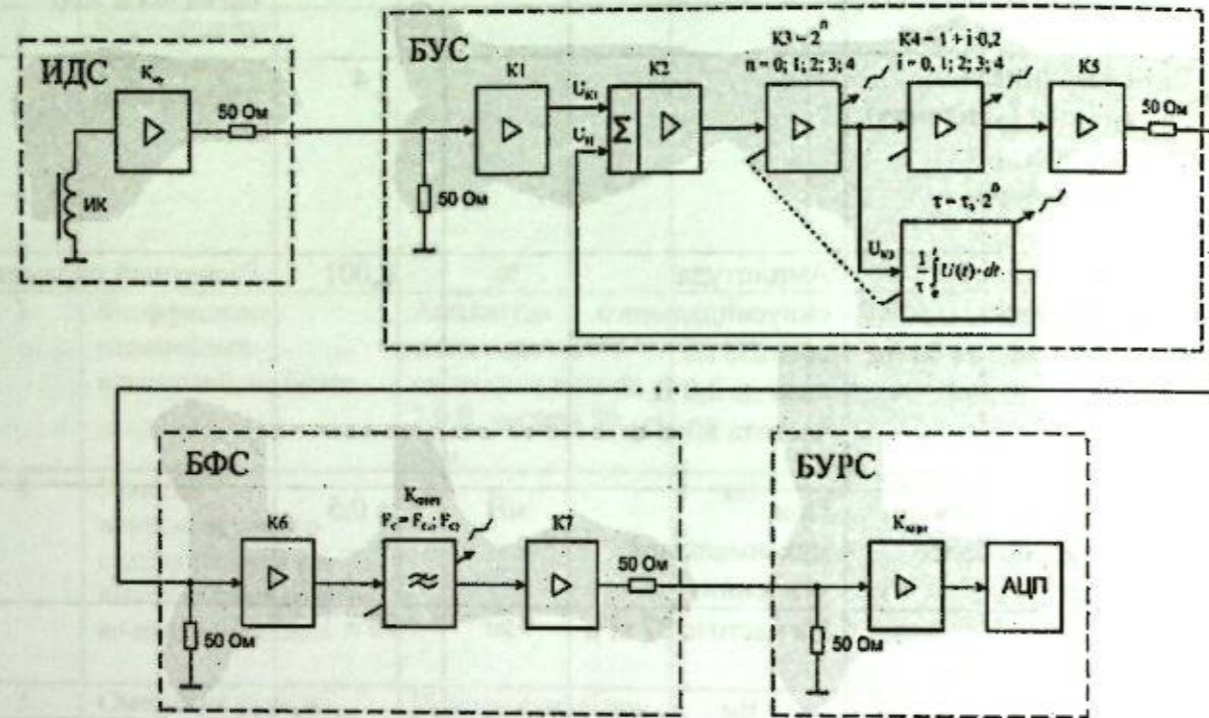


Рисунок 3 – Структурно-функциональная схема измерительного канала нового измерительного комплекса ЭРК ШПС

Схема и конструкция индукционного датчика сигналов (ИДС) используемого в составе измерительного комплекса ЭРК ШПС [5] выполнены таким образом, что его коэффициент преобразования остается постоянным в широкой полосе частот (от 0,1 Гц до 80 кГц) и составляет примерно $K_{идс} = 0,2$ мВ/нТл. Величина индукции магнитного поля, создаваемого в геометрическом центре квадратной зондирующей рамки протекающим через нее импульсным током, определяется амплитудой этих импульсов и может быть вычисляется по формуле:

$$B = \frac{\mu_0 \cdot \sqrt{\pi}}{2 \cdot a} \cdot I,$$

где B – индукция магнитного поля, создаваемого в геометрическом центре квадратной зондирующей рамки выраженная в Тл; $\mu_0 = 4 \cdot \pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – магнитная постоянная вакуума; a – длина стороны квадратной зондирующей рамки в метрах; $I = U_{аб}/R_{бот}$ – амплитуда импульсов тока в зондирующей рамке в амперах; $U_{аб}$ – напряжение аккумуляторных батарей, обеспечивающих работу силового коммутатора ГЭС генерирующего импульсы тока в зондирующей рамке; $R_{бот}$ – сопротивление резисторов в БОТ ограничивающих ток в зондирующей рамке.

Тогда максимальный коэффициент усиления сигналов в БУС может быть определен по формуле $K_{бус\max} = S_{ацп}/(K_{ацп} \cdot B_{\min} \cdot K_{идс})$, где $S_{ацп}$ – максимальный уровень преобразуемых в АЦП сигналов (шкала АЦП), $K_{ацп}$ – коэффициент передачи буферного

каскада, обеспечивающего масштабирование и согласование регистрируемого сигнала со входом АЦП; $K_{идс}$ – коэффициент преобразования индукционного датчика; B_{\min} – минимальное значение индукции магнитного поля создаваемого в геометрическом центре зондирующей рамки. Распределение усиления между каскадами БУС осуществлено таким образом, чтобы основное усиление было сосредоточено в двух усилительных каскадах (К2 и К3). Усилительный каскад К4 обеспечивает более точную подстройку суммарного коэффициента усиления сигналов измерительного канала.

В БУС применена усовершенствованная схема автоматической балансировки, обеспечивающая постоянную плавную подстройку нулевого уровня на его выходе. Схема построена на двух усилительных каскадах (К2 и К3), обеспечивающих основное усиление и охваченных цепью отрицательной обратной связи через интегратор с большой постоянной времени синхронно регулируемой с переключением коэффициента усиления каскада К3. Это обеспечивает более широкий диапазон компенсируемых постоянных напряжений смещения и медленных его температурных трендов на фоне которых в БУС от ИДС поступают регистрируемые сигналы.

В БФС реализована схема активного фильтра низкой частоты с линейной фазочастотной характеристикой в полосе пропускания (фильтр Бесселя), обеспечивающей минимальные искажения формы проходящего через него измеряемого сигнала.

При разработке электрических схем ИДС, БУС и БФС особое внимание было уделено выбору элементной базы для их реализации. Были применены самые современные микросхемы операционных усилителей разработки фирмы Analog Devices, обладающие очень малыми нелинейными искажениями, высоким быстродействием и другими техническими параметрами позволившими реализовать на них измерительный канал с требуемыми техническими характеристиками, приведенными в выше указанных Таблицах 1 и 2.

К настоящему времени завершается изготовление макетных образцов БУС и БФС. Изготовленные образцы блоков будут включены в состав усовершенствованного измерительного комплекса ЭРК ШПС.

Литература

1. Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., Ильичев П.В., Орленко Н.Н., Иванов Е.И., Матикс А.И., Коновалов С.М. Геофизическая система сбора и обработки информации / Патент Российской Федерации на изобретение № 2091820, кл. G01V3/08, 1/22, 1997.
2. Ильичев П.В., Брагин В.Д., Щелочков Г.Г., Бобровский В.В., Мясников Д.С., Закупина Г.С. Система активного электромагнитного мониторинга сейсмоактивных зон земной коры / Патент Российской Федерации на изобретение № 2408037, кл. G01V3/08, 2010.
3. Трапезников Ю.А., Туровский П.С. Устройство для возбуждения электромагнитного поля в земной коре / Патент Российской Федерации на изобретение № 1637549, кл. G01V3/12, 1993.
4. Ильичев П.В., Бобровский В.В. Применение шумоподобных сигналов в системах активной геоэлектроразведки (результаты математического моделирования и полевого эксперимента) // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50. № 2. С. 5–19.
5. Ильичев П.В., Лашин О.А. Широкополосный термостабильный измеритель индукции магнитного поля / Патент Российской Федерации на полезную модель № 168302, заявка от 26.08.2016 г., зарегистрирован 30.01.2017 г.

ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА ПРОЯВЛЕНИЙ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ "ВЗРЫВНОГО" ТИПА

Погребной В.Н., Малоснева М.Т.

vprog@mail.ru

Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, г. Бишкек, Киргизия

В данной статье для объяснения причины проявления землетрясений «взрывного» характера предложена модель перераспределения литостатического давления при формировании сводовых (антиклинальных) структур земной коры. Показано, что в замковой части формируемой сводовой структуры литостатическое давление значительно увеличивается, а это приводит к резкому уменьшению объема горной породы («схлопывание»). В подзамковой же части происходит снятие литостатического давления, что приводит к механическому разрушению горной породы («взрыв»). Сделан вывод о том, что процессы «схлопывания» и «взрывного» разрушения горных пород, которые возникают при формировании сводовых структур, являются возможной причиной проявления землетрясений «взрывного» характера.

Ключевые слова: литостатическое давление, механизм очага землетрясения, сводовые структуры, сдвиговые землетрясения, «взрывные» землетрясения, знаки первых вступлений, напряженное состояние, литосферные плиты.

Определение основных параметров механизма очагов землетрясений является одной из важнейших задач сейсмологии. В настоящее время эта задача решается с использованием данных о первых вступлениях сейсмических Р-волн на станциях регистрации. Если очаг землетрясения окружен со всех сторон сейсмостанциями, то знаки первых вступлений располагаются особым образом в зависимости от типа очага. Они выносятся на карту, представляющую собой стереографическую проекцию, и по характеру распределения знаков первых вступлений Р-волн определяется механизм очага [1-4]. В случае простого сдвига сейсмостанции регистрируют в 2-х квадрантах положительные знаки первых вступлений (сжатия), а в 2-х других – отрицательные знаки первых вступлений (растяжения). Для наглядности картина распределения представлена на рисунке 1а. В других, более сложных случаях (взбросо-сдвиг, сбросо-сдвиг, надвиг, нормальный сброс, нормальный взброс, надвиг-взброс) распределение знаков первых вступлений сложнее. Так, на рисунке 1б представлено распределение знаков первых вступлений Р-волн для землетрясения, произошедшего 30 августа 1957 г. ($\varphi=39.3^{\circ}\text{N}$, $\lambda=72.9^{\circ}\text{E}$) с $M=5.5$. Его анализ позволил определить тип очага как «надвиг-взброс» [1]. Такое квадрантное распределение знаков первых вступлений Р-волн характерно для «сдвиговых» землетрясений или землетрясений первого типа. Однако детальное изучение показало, что наблюдаются случаи (~15% от общего числа землетрясений), когда положительные и отрицательные знаки первых вступлений Р-волн не распределяются по квадрантам. Сейсмостанции, окружающие очаг, регистрируют либо только положительные знаки первых вступлений (рис. 1в), либо только отрицательные (рис. 1г), что говорит об одинаковости распространения излучения из очагов по всем направлениям [2, 3]. Это землетрясения второго типа, механизм которых не может быть описан «сдвиговой» моделью. Если в работе [2] землетрясения второго типа были просто отнесены к землетрясениям «несдвигового» типа, то в работе [3] последние были названы «взрывными» по аналогии с характером излучения сейсмических Р-волн от химических взрывов на поверхности Земли. Исходя из этого, в дальнейшем землетрясения второго типа мы будем называть «взрывными» землетрясениями. И, если выяснено, что причины возникновения очагов землетрясений первого типа («сдвиговые») обусловлены

тектоническими подвижками, то причина проявлений очагов землетрясений второго типа («взрывные») пока не изучена.

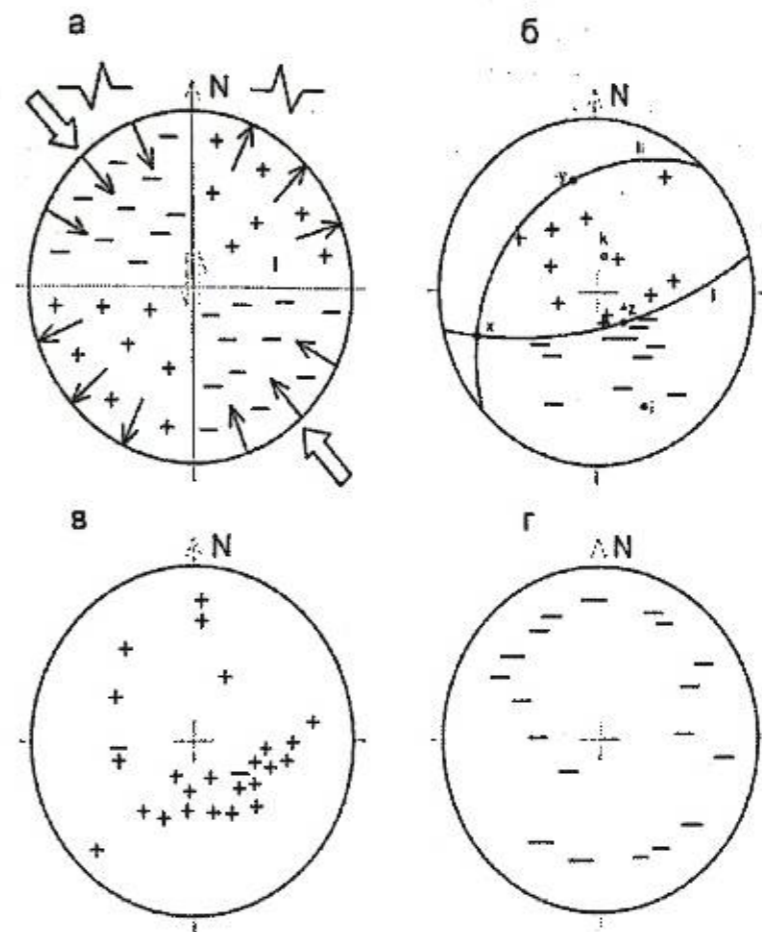


Рисунок 1 – Распределение знаков первых вступлений Р-волн на стереографической проекции для землетрясений с механизмами очагов разного типа: а) для землетрясений «сдвигового» типа (теоретическая модель); б) для землетрясения 30.08.1957г. ($\varphi = 39.3^{\circ}\text{N}$, $\lambda = 72.9^{\circ}\text{E}$), $M = 5.5$ (очаг «надвиг-взбросового» типа) [1]; в) для землетрясения 11.12.1969г. ($\varphi = 41.5^{\circ}\text{N}$, $\lambda = 79.5^{\circ}\text{E}$), $M = 6.6$ (очаг «взрывного» типа) [1]; г) для землетрясения 01.04.1966г. ($\varphi = 40.8^{\circ}\text{N}$, $\lambda = 72.7^{\circ}\text{E}$), $M = 3.5$ (очаг «взрывного» типа) [4]

В настоящей работе представлена одна из возможных причин возникновения очагов «взрывных» землетрясений, произошедших на территории северного Памира и Тянь-Шаньского орогена. Она заключается в следующем. Пусть пласти земной коры первоначально располагаются параллельно друг другу в горизонтальной плоскости (рис. 2а), тогда, первоначально, сжимающая сила будет направлена вертикально вниз и может быть рассчитана как литостатическое давление.

Если теперь на пачку таких слоев будет воздействовать горизонтальная сжимающая сила, то слои начнут изгибаться, образуя формы различной конфигурации, в том числе и сводовые структуры. И, действительно, земная кора Тянь-Шаньского орогена представляет собой чередующуюся серию антиклиналей и синклиналей [5] с вытянутыми по широте осями. Они могли быть сформированы под действием горизонтальной сжимающей силы меридионального направления, которая обусловлена столкновением Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит [6]. Данные GPS [7] указывают на то, что перемещения горных масс Кыргызского Тянь-Шаня в северном направлении продолжают в настоящее время, и, следовательно, сохраняется горизонтальная сжимающая сила меридионального направления, которая и определяет формирование сводовых структур. В этом случае литостатическое давление, характерное для горизонтальных слоев, будет перераспределяться. Для наглядности на рисунке 2б показана часть сводовой структуры

(антиклиналь). Видно, что в замке антиклинали происходит концентрация напряжений, т.е. резко увеличивается давление, которое может стать причиной уменьшения объема горной массы (схлопывание). В этом случае образуется очаг землетрясения, Р-волны которого направлены к очагу (отрицательные знаки первых вступлений). А в зоне, расположенной глубже замковой части антиклинали, образуется область резкого уменьшения литостатического давления, которое может стать причиной механических разрушений породы («взрыв» с увеличением объема). В этом случае образуется очаг землетрясения, Р-волны от которого распространяются от очага по всем направлениям в одинаковой степени и сейсмостанции регистрируют только положительные знаки первых вступлений Р-волн.

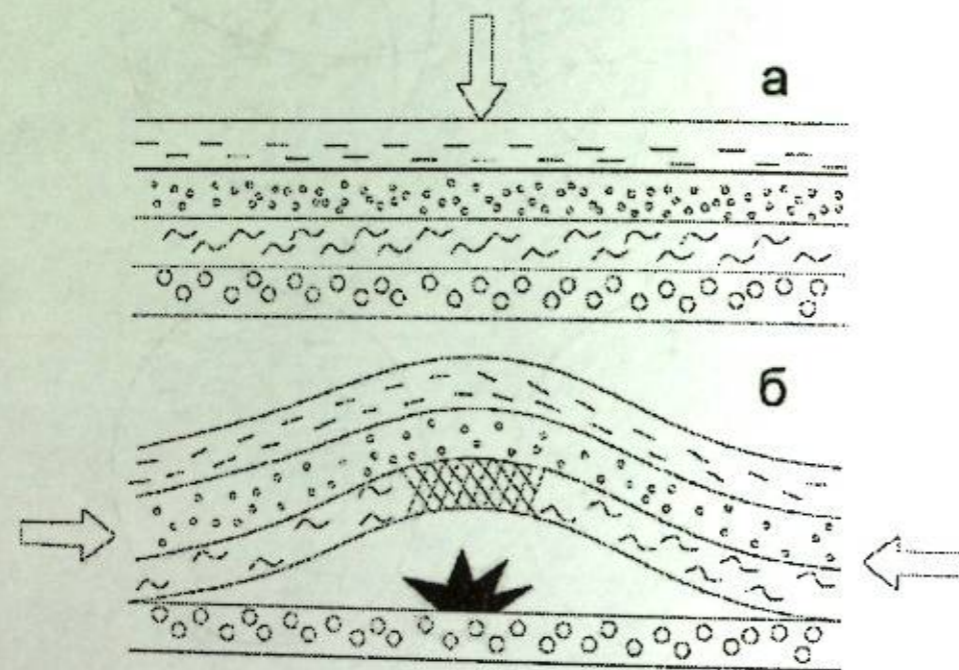
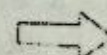
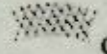



Рисунок 2 – Пример преобразования горизонтальных слоев (а) в сводовую (антиклинальную) структуру (б) при изменении направления сжимающей силы

-  направление сжимающей силы;
-  область «схлопывания» (уменьшение объема горной массы);
-  область «взрыва» (увеличение объема горной массы).

Описанный эффект достоверно проявился при проходке Кольской сверхглубокой скважины, где, судя по опубликованным данным [8], радиальные сочленения ствола скважины увеличивались в 3-3,5 раза сразу же после вскрытия массива горных пород, т.е. после снятия литостатической нагрузки. По этой же причине разрушался керн, выбуренный из массива на большой глубине. В связи с этим было разработано специальное устройство для его сохранения.

Уместно отметить, что на свойстве разрушения твердых пород после снятия нагрузки разработан так называемый пятый способ измельчения твердых веществ. К известным четырем способам (раздавливание, раскалывание, истирание, удар) добавился пятый способ – растяжение. Он основан на экспериментальном факте, что сопротивление любого материала сжатию всегда больше сопротивления растяжению. Например, у гранита предел прочности на растяжение 40 кг/см^2 , а на сжатие – 1400 кг/см^2 , у мрамора 60 кг/см^2 и 1000 кг/см^2 , песчаника 20 кг/см^2 и 700 кг/см^2 соответственно. Учеными Донецкого физико-технического института А. Белоцерковским и В. Примислером разработано и построено устройство для непрерывного тонкого измельчения твердых веществ (сжатие-растяжение),

на которое получено авторское свидетельство [9]. Более крупные масштабы разрушения твердых пород в естественных залеганиях при снятии нагрузки могут приводить к горным ударам и землетрясениям «взрывного» характера.

Таким образом, показано, что возможная причина проявлений очагов землетрясений «взрывного» типа – это перераспределение литостатического давления при формировании сводовых структур земной коры (антиклиналей). Следует также отметить, что изучение распределения землетрясений «взрывного» характера в Тянь-Шаньском орогене поможет выявить распределение напряжений в земной коре и связанные с ними геодинамические процессы, обуславливающие, в свою очередь, сейсмические события.

Литература

1. Широкова Е.И. Особенности механизма очагов землетрясений Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 44-57.
2. Широкова Е.И. Землетрясения «несдвигового» типа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 3. С. 29-40.
3. Кальметьева З.А. Опыт изучения характеристик слабых землетрясений в связи с тектоническим строением // Изв. АН Кирг. ССР. 1980. № 1. С. 9-16.
4. Кальметьева З.А. О классификации очагов слабых землетрясений по характеру излучения // Методы и результаты исследования сейсмоактивных зон Киргизии / Под ред. К.Е. Каламурзаева. Фрунзе: Илим. 1982. С. 33-39.
5. Чедия О.К. Новейшая тектоника Киргизии и сейсмогенные структурные формы // Сейсмоструктура некоторых районов юга СССР / Под ред. Губина И.Е. М.: Наука. 1976. С. 157-161.
6. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision // Science. 1975. № 189. P. 419-426.
7. Зубович А., Бейсенбаев Р., Ван Сяочан, Джан Юнфен, Кузиков С., Мосненко О., Нусипов Е., Щелочков Г., Щерба Ю. О некоторых результатах анализа кинематики Тянь-Шаня и окружающих районов по данным GPS наблюдений // Доклады Казахстанско-Российской междунар. конф., посвящ. Году России в Казахстане, г. Алматы, 22-24 июня 2004 г. Алматы. 2005. С. 34-40.
8. Козловский Е.А. Новое о строении земной коры. М.: Знание. 1988. 48 с.
9. Белоцерковский А.М., Примислер В.Б. Устройство для тонкого измельчения материалов (описание изобретения к авторскому свидетельству 326980) / Гос. Комитет СССР по делам изобретений и открытий. Бюллетень № 5, 1972.

РАЗВИТИЕ НЕЙРОСЕТЕВЫХ МЕТОДОВ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО КОМПЛЕКСУ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ

Попова И.В.

porov7376@mail.ru

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, г. Москва, Россия

В данной работе предлагается развитие методов выявления признаков подготовки землетрясений и краткосрочного прогноза как по данным ОНЧ/НЧ (очень- и низко- частотные сигналы в диапазоне 10-50 кГц) мониторинга в Курило-Камчатском регионе, так и на основе магнитотеллурического (МТ) мониторинга в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня. Анализ параметров распространения амплитуды и фазы сигналов от ОНЧ/НЧ передатчиков в Курило-Камчатском регионе показывает возможность их использования в качестве прогностических признаков землетрясений. Материалы длительных магнитотеллурических наблюдений в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня позволяют выполнить поиск предвестников сейсмических событий на основе оценок МТ передаточных функций. Для оценки чувствительности выявленных признаков к сейсмическим процессам применяется метод обратного распространения ошибки.

Ключевые слова: электромагнитный мониторинг, нейронные сети.

За последние десятилетия в мире накоплен значительный опыт выявления индикаторов сейсмических событий по материалам наблюдений в широком диапазоне частот электромагнитных (ЭМ) полей. Изменения удельного электрического сопротивления коровых слоев, вовлеченных в процесс подготовки землетрясения, могут быть выявлены по результатам мониторинга оценок МТ передаточных функций, полученных на временных последовательностях отрезков записи электромагнитных полей в некоторой окрестности очаговой области. В этом смысле материалы длительных магнитотеллурических наблюдений дают критерии для поиска предвестников сейсмических событий и далее для краткосрочного прогноза землетрясений. В настоящее время также успешно развивается метод ОНЧ/НЧ мониторинга для анализа вариаций сигнала, связанных с сейсмической активностью. Анализ параметров распространения амплитуды и фазы сигналов от ОНЧ/НЧ передатчиков показал возможность их использования в качестве прогностических признаков сильных землетрясений. Были обнаружены и описаны ночные возмущения в амплитуде и фазе сигнала перед несколькими сильными землетрясениями на длинных трассах [1]. В данной работе предлагается методика оценки чувствительности электромагнитных сигналов по материалам наблюдений как ОНЧ/НЧ, так и МТ мониторинга, к сейсмическим процессам с использованием нейросетевого подхода. Для того чтобы оценить поведение электромагнитных вариаций, связанных с сейсмической активностью необходимо использовать метод, который пригоден для решения проблем классификации и прогноза одновременно. Таким методом при соответствующей постановке задачи является метод обратного распространения ошибки [2].

Работа этого алгоритма разбивается на два основных этапа: обучение нейронной сети (НС) с помощью подготовленных "учителем" примеров и распознавание. После того как создана обучающая выборка, обучение сети происходит так, чтобы достичь баланса между способностью сети давать верный отклик на входные данные, использовавшиеся в процессе обучения, и способностью выдавать правильные результаты в ответ на входные данные, схожие, но неидентичные тем, что были использованы при обучении. Процедура обучения основана на минимизации ошибки методом наискорейшего спуска между заданными "учителем" значениями выходов и теми, которые вырабатывает нейронная сеть в процессе

минимизации ошибки. Затем уже обученная сеть применяется для распознавания (классификации) данных, а в данном исследовании также и для прогноза. При этом если вычисление результатов обученной сетью (распознавание) происходит очень быстро. В данном исследовании в процессе обучения НС устанавливаются внутренние взаимосвязи до прогнозного дня и соответствующим ему коэффициентом корреляции с сейсмическим событием в прогнозный день. Обученная НС затем применяется в режиме прогноза для автоматического обнаружения аномального изменения сигнала, связанного с сейсмической активностью выше определенного порога. Таким образом, НС обучается не только прогнозировать сейсмическое событие выше определенного порога, но и обнаруживать аномалию в сигнале. Один раз обученная сеть используется для классификации и прогноза выходе которой формируется отклик, характеризующий корреляцию сигнала с уровнем сейсмичности в прогнозируемые промежутки времени.

В применении данной методики к прогнозу сейсмических событий по ОНЧ/НЧ данным [3] из полной базы данных мониторинга, была выбрана обучающая выборка, которая обнаружила корреляции между характерными признаками изменения ОНЧ/НЧ сигнала за несколько дней до сейсмического события и соответствующим ему уровнем сейсмичности. Такая обучающая выборка была сформирована из данных по амплитуде и фазе за ночной период времени, измеренных в режиме мониторинга за 2005-2007 гг. в Курило-Камчатском регионе. В результате полная обучающая выборка включала в себя признаки S , вычисленные по амплитудам и фазам сигналов, измеренным за 5 дней перед 40 сейсмическими событиями магнитуды $M \geq 5.5$, которые происходили на глубине не более 150 километров. Таким входным данным на выходе сети при обучении соответствовал коэффициент корреляции C_i с сейсмическим событием, равный единице. Другие 40 примеров формировались по амплитудам и фазам сигналов, измеренным также за 5 дней. Однако в течение этих 5-ти дней, а также в течение 3-х дней за ними не должно было наблюдаться крупных сейсмических событий. Таким входным данным на выходе соответствовал коэффициент корреляции равный нулю. В качестве входных признаков выбирались средние и дисперсии, вычисленные по амплитудам и фазам сигналов за ночной период времени (рис. 1).

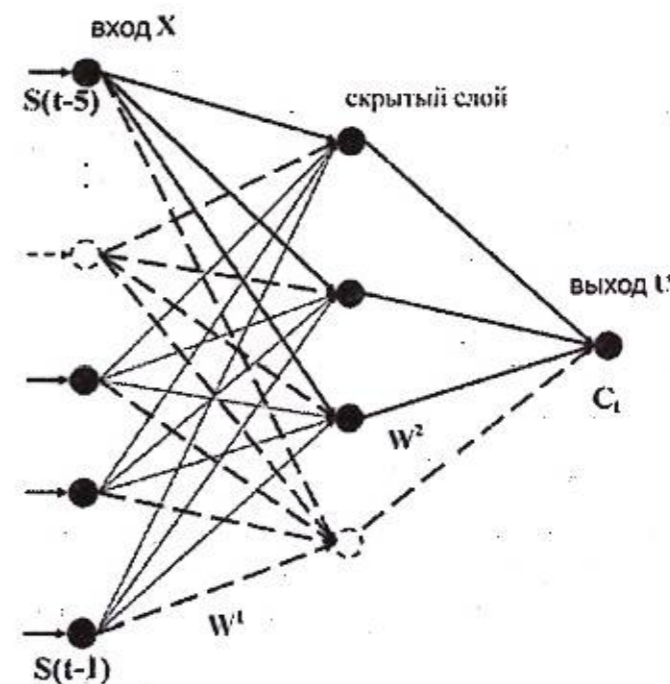


Рисунок 1 – Схема нейронной сети для прогноза сейсмических событий по ОНЧ/НЧ данным

Для проверки методики прогноза тестировались двенадцать временных интервалов в несколько (6-8) дней, включающих день возникновения сейсмических событий магнитуды $M \geq 5.5$, которые были зафиксированы в 2004, 2005, 2006, 2007 годах.

На рисунке 2 в качестве примера представлены результаты краткосрочного прогноза, полученные на выходе нейронной сети, по временному участку с 16-го по 23 июля 2004 года, который включает 21 июля, когда происходило крупное сейсмическое событие магнитуды 5.5. На первой столбиковой диаграмме рисунка 2 величины магнитуды сейсмических событий представлены столбцами, а день крупного сейсмического события (21 июля) обозначен следующими параметрами сейсмического события: M - магнитуда, H - глубина, D - расстояние от эпицентра до приемника. Пунктирная линия обозначает пороговое значение, при котором магнитуда сейсмического события $M=5.5$. На второй столбиковой диаграмме показаны результаты прогноза с помощью нейронной сети, а именно коэффициенты корреляции с сейсмическими событиями. Пунктирная линия на этой диаграмме обозначает значение коэффициента корреляции равное 0,5. Значения коэффициента корреляции больше чем 0,5, предполагают, что нейронная сеть классифицировала сигнал, как возмущенный.

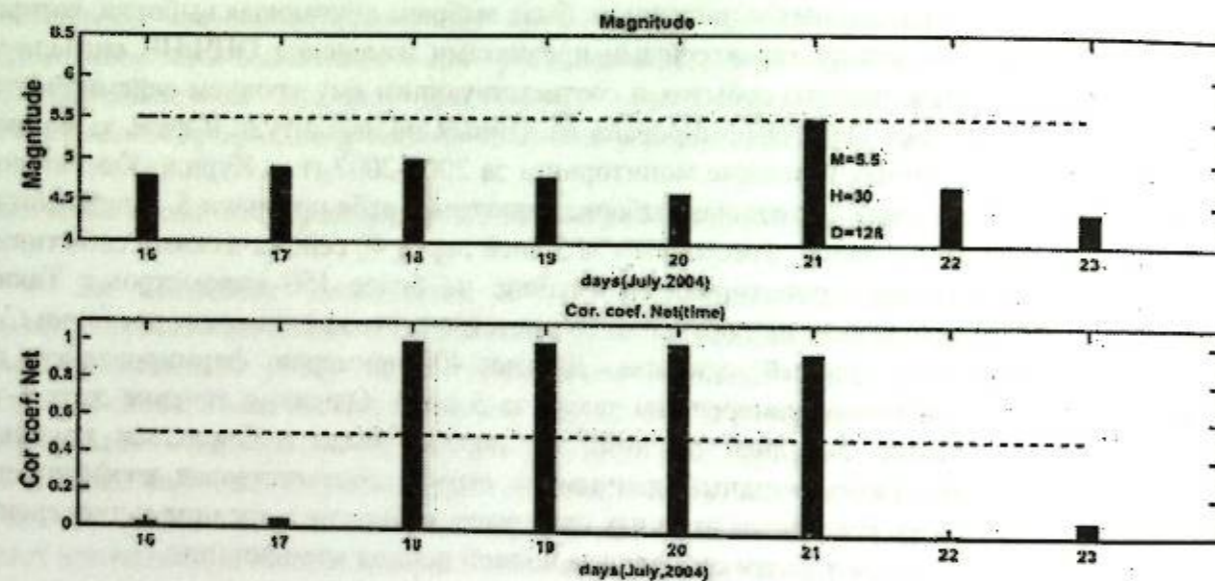


Рисунок 2 – Результаты нейросетевого прогноза по ОНЧ/НЧ данным с 16 по 23 июля 2004 г.

В девяти случаях из двенадцати случаев нейронная сеть обнаруживала изменения в сигнале, указывающие на землетрясение, не только за несколько дней до землетрясения, но включая и сам день крупного сейсмического события [3]. Результаты нейросетевого прогноза по ОНЧ/НЧ данным с 16-го по 23 июля 2004 года демонстрируют такое поведение, когда значения прогнозируемых коэффициентов корреляции с крупным сейсмическим событием больше 0.5 за несколько дней до землетрясения и в сам день сейсмического события $M=5.5$.

Также было проведено исследование "ложных тревог" в ситуациях, когда алгоритм обнаруживает изменение в сигнале при отсутствии сейсмического события заданных параметров. Для этого исследования были выбраны временные участки, которые не включали сейсмические события магнитуды $M \geq 5.5$. Всего было протестировано сорок два дня в марте, мае и июле 2006 года. В шести случаях из сорока двух были обнаружены "ложные тревоги". При этом такие события были единичными в том смысле, что за несколько дней до и несколько дней после не было других "событий". На рисунке 3 представлены результаты нейросетевого прогноза с 6-го по 17 марта 2006 года. На первой столбиковой диаграмме рисунка 3 величины магнитуды сейсмических событий, которые на этом временном участке не превышали порогового значения $M=5.5$. На второй столбиковой диаграмме показаны результаты прогноза с помощью нейронной сети.

Пунктирная линия на этой диаграмме обозначает пороговое значение коэффициента корреляции равное 0,5, которое было превышено 9-го и 16-го марта.

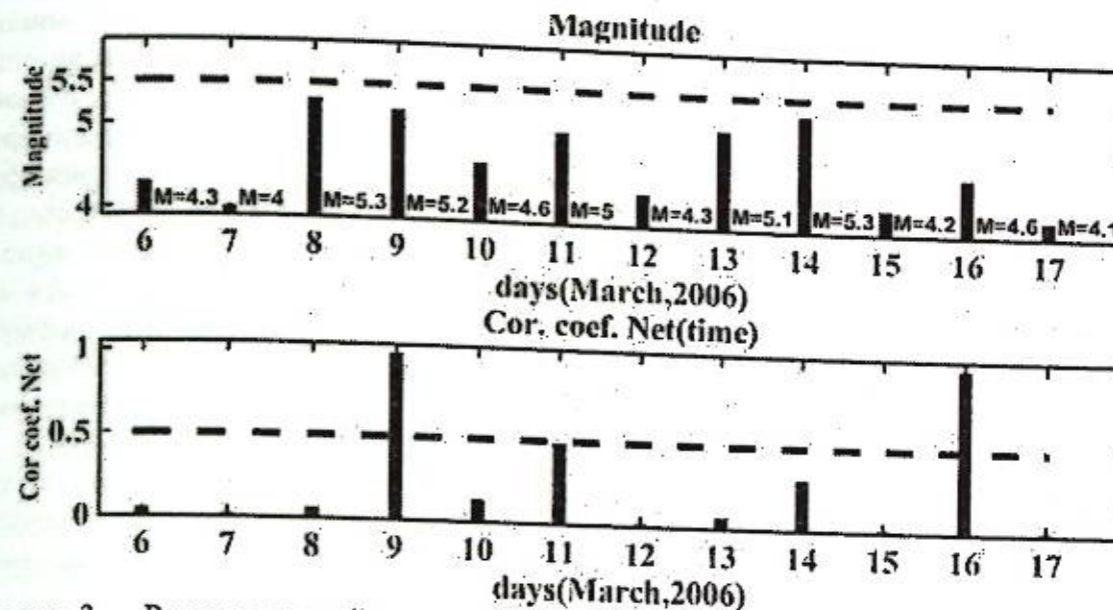


Рисунок 3 – Результаты нейросетевого прогноза по ОНЧ/НЧ данным (ложные тревоги): Март, 6-17, 2006

Однако такие локальные выбросы отличаются от обнаружения сейсмических событий, характеризующихся возмущением сигнала в течение нескольких дней до землетрясения, а также в сам день землетрясения.

Результаты проведенных исследований дают возможность сделать вывод об эффективности использования нейросетевого подхода для краткосрочного прогноза землетрясений, начиная с магнитуды $M \geq 5.5$, по изменениям в амплитудах и фазах низкочастотных сигналов за ночной период времени.

Аналогично нейросетевой метод обратного распространения ошибки был применен для решения задачи краткосрочного прогноза с использованием материалов длительных магнитотеллурических наблюдений в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня. Полная база данных, которая использовалась для обучения нейронной сети формировалась с помощью каталога сейсмических событий с 2004 по 2006 год и соответствующих им ЭМ полей, измеренных на станции Аксу Бишкекского полигона в Киргизии. Самое значительное сейсмическое событие за все время наблюдения имело класс 14.86 (магнитуда 5.8) и только 3 раза за все время наблюдений магнитуда зарегистрированных сейсмических событий была больше 5 баллов. После ряда экспериментов с различными выборками из полной базы данных, при обучении и тестировании которых не было установлено корреляций между трансформациями ЭМ полей и сейсмическими событиями, была найдена выборка, которая обнаружила такие корреляции. Она включала 24 магнитотеллурических трансформаций, измеренных за сутки перед сейсмическими событиями класса более 10 (магнитуды более 3.34), которые происходили на расстоянии менее 70 километров от точки наблюдения до эпицентра землетрясения. Дополнительно в обучающую выборку были включены 24 трансформации, которые принадлежали временной области в несколько суток, в течение которых не происходило сейсмических событий класса более 7.5 (магнитуда 2 балла) на удалении не менее 100 километров. Таким образом, полная обучающая выборка включала 48 примеров. Кроме того, результаты исследований [4] показали, что значения u_x и u_y компонент кажущегося сопротивления R_0 в диапазоне периодов 0.012 - 25 сек наиболее чувствительны к сейсмическим событиям $K \geq 10$. Следовательно, в качестве входных данных для НС выбирались значения кажущихся сопротивлений u_x и u_y компонент для 50-ти значений периодов (0.012 - 25 сек), вычисленные по одному дню до дня сейсмического

события $(t-1)$. Выходные данные представляли собой значение корреляции C_t с сейсмическим событием в день прогноза t (либо 1, либо 0) (рис.4).

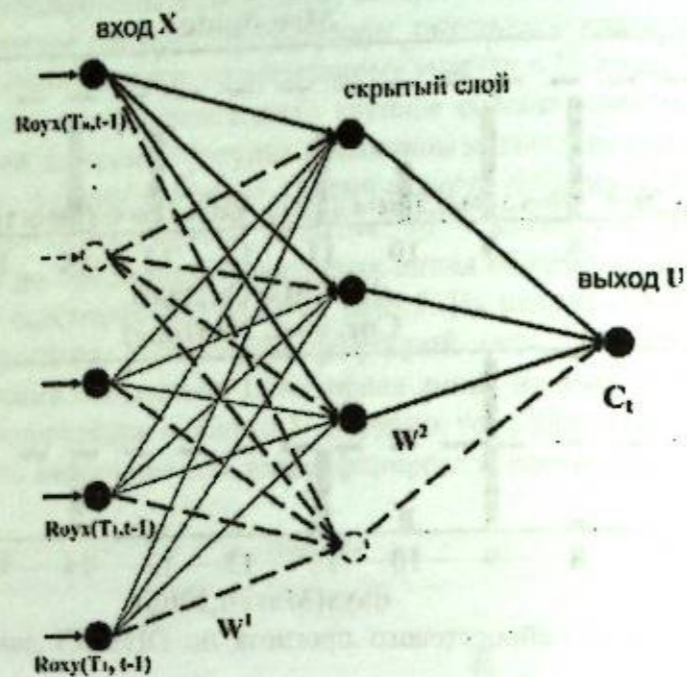


Рисунок 4 – Схема нейронной сети для прогноза сейсмических событий по МТ данным

Для проверки методики прогноза тестировались четыре временных интервала в несколько (6-8) дней, включающих день возникновения сейсмических событий класса $K \geq 10$, которые были зафиксированы в 2005 году. Кроме того такие сейсмические события были зафиксированы на удалении не более 70 км от станции Аксу. В трех случаях из четырех нейронная сеть обнаруживала изменения в сигнале, указывающие на землетрясение, не только за несколько дней до землетрясения, но включая и сам день крупного сейсмического события. Еще в одном случае изменения в сигнале были спрогнозированы только в день сейсмического события. На рисунке 5 представлены результаты краткосрочного прогноза по ху и ух компонентам кажущихся сопротивлений. Результаты получены на выходе нейронной сети по временному участку с 16-го по 21 июня 2005 года, который включает 19 июня, когда происходило сейсмическое событие класса 12.

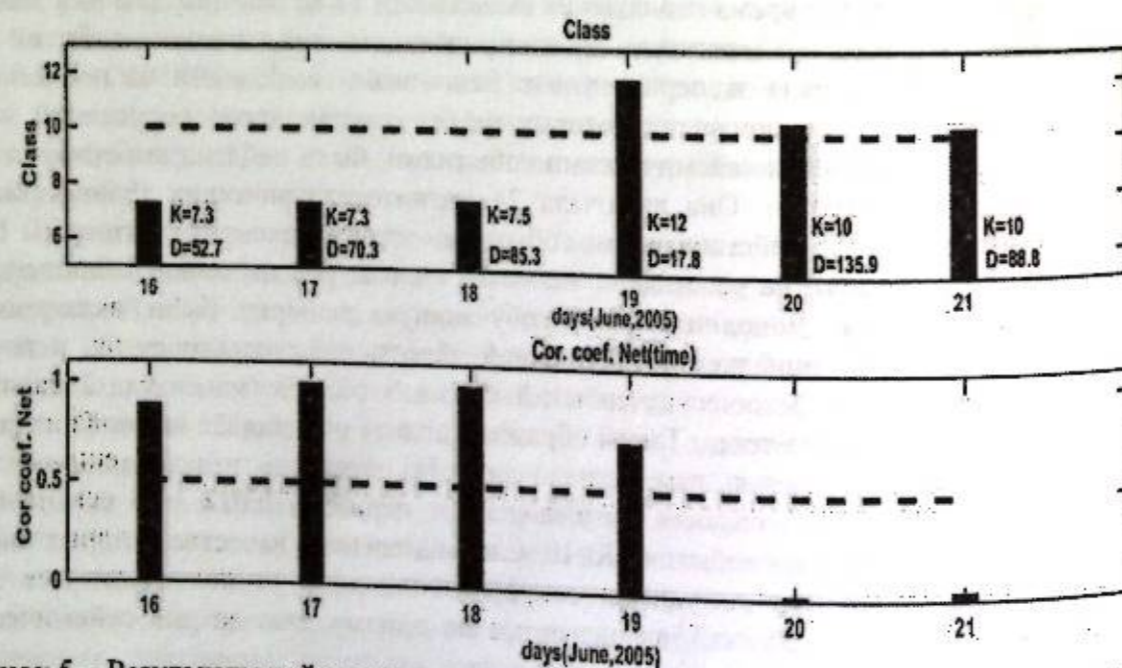


Рисунок 5 – Результаты нейросетевого прогноза по МТ данным с 16-го по 21 июня 2005 года

Каждый столбец верхней столбиковой диаграммы изображает значение класса землетрясений в каждый из дней исследуемого временного интервала. Рядом со столбцом указаны класс сейсмических событий и расстояние от станции Аксу до эпицентра землетрясения. Пунктирная линия обозначает пороговое значение, при котором класс сейсмического события $K=10$. На нижней столбиковой диаграмме представлены значения коэффициента корреляции. Пунктирная линия на этой диаграмме обозначает значение коэффициента корреляции равное 0,5. Значения коэффициента корреляции больше чем 0,5, предполагают, что нейронная сеть классифицировала сигнал, как возмущенный. Процедура распознавания выполнялась шаг за шагом со сдвигом в один день. В результате нейронная сеть обнаружила изменения в МТ данных, указывающие на землетрясение, не только за несколько дней до землетрясения, но включая и сам день сейсмического события. При этом расстояние от точки наблюдения до эпицентра прогнозируемого землетрясения было менее 70 километров (см. рис.5).

Однако необходимо было провести исследование на временных участках при отсутствии сейсмического события класса больше 10. Результаты такого исследования показали, что на некоторых временных участках наблюдалось возмущение в сигнале несколько дней подряд при отсутствии землетрясений класса больше 10.

Таким образом, результаты проведенных исследований дают возможность сделать вывод об эффективности использования нейросетевого подхода для краткосрочного прогноза землетрясений, начиная с магнитуды $M \geq 5,5$, по изменениям в амплитудах и фазах низкочастотных сигналов за ночной период времени. Для того чтобы прогнозировать более слабые сейсмические события в зоне Северного Тянь-Шаня, используя данные магнитотеллурических наблюдений, необходимо существенно увеличивать как обучающую выборку, так и количество прогнозных признаков, чувствительных к сейсмическим процессам.

Литература

- Gokhberg, M.B., I.L. Gufeld, A.A. Rozhnoy, V.F. Marenko, V.S. Yampolsky and E.A. Ponomarev, Study of seismic influence on the ionosphere by super long wave probing of the Earth-ionosphere wave guide, Phys. Earth Planet. Inter., 1989, 57, 64-67.
- Rumelhart D. and McClelland J. Parallel Distributed Processing: Explorations in the microstructure of cognition // MIT Press, 1986.
- Popova, I., Rozhnoi, A., Solovieva, M., Levin, B., Hayakawa, M., Yasuhide, Hobaru, Y., Biagi, P., and Schwingenschuh, K. Neural network approach to the prediction of seismic events based on low frequency signal monitoring of the Kuril Kamchatka and Japanese regions, Ann. Geophys., 2013, 56(3), 1-7.
- Попова И.В., Гойдина А.Г., Матюков В.Е., Рыбин А.К., Спичак В.В. Оценка корреляции сейсмичности Северного Тянь-Шаня с динамикой изменения магнитотеллурических параметров в точке мониторинга // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Тез. докл. Четвертого Междунар. симп., г. Бишкек, 15-20 июня 2008 г. Бишкек: ИС РАН. 2008. С. 214.

КАЙНОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Поспеева Е.В.

PospееvaEV@ipgg.sbras.ru

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения
Российской академии наук, г. Новосибирск, Россия

Результаты интерпретации площадных магнитотеллурических исследований, проведенных в пределах Северо-Восточного и Юго-Восточного Алтая, свидетельствуют о новейшей блоковой делимости земной коры как всей территории в целом, так и крупных впадин. Построенные по магнитотеллурическим данным разрезы позволяют проследить поведение на глубине основных неотектонических нарушений, зоны которых отчетливо видны на магнитотеллурических разрезах за счет аномально низких удельных сопротивлений (менее 1 Ом.м). В целом магнитотеллурические данные подтверждают кинематические характеристики разломов, ранее определенные по морфотектоническим и геологическим данным. Для сбросов и сдвигов установлены вертикальные падения плоскостей сместителей, а для взбросов – наклонные. На глубине 10-15 км и субвертикальные и наклонные зоны новейших разрывных нарушений пересекают субгоризонтальную зону повышенной проводимости.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, неотектоника, Горный Алтай, разлом, проводящая неоднородность, проводящий слой.

Введение. Тектонические структуры, формирующиеся в позднем кайнозое, традиционно изучаются морфотектоническими и геоморфологическими методами, поскольку новейшие движения создают основу для формирования современного рельефа, обуславливая конфигурацию и позицию наиболее крупных его форм [12, 13]. Однако эти методы способны выявить лишь плановую (двухмерную) сеть новейших разрывных нарушений и основные характеристики пликтивных деформаций. В силу своей специфики, проследить поведение новейших структур на глубине они не позволяют. В связи с этим, выводы о кинематике и глубинной позиции новейших структур (т.е. их трехмерные модели), сделанные с помощью морфотектонического анализа часто носят предположительный характер, поскольку вынуждены опираться на разрозненные геологические наблюдения. Более полная информация о морфологии новейших структур может быть получена главным образом геофизическими методами. Проблема изучения новейших структур и геодинамических процессов с использованием различных геофизических полей особенно актуальна для регионов с повышенной сейсмической и тектонической активностью. Традиционно для решения подобных задач применяются сейсмические, реже привлекаются материалы интерпретации геоэлектрического и гравитационного полей [5]. В последнее время для изучения положения неотектонических нарушений на глубине все более широкое применение находят электромагнитные зондирования с естественным и искусственным источником, обладающие достаточно большим набором информативных характеристик, связанных с глубинными тектоническими процессами. Среди них одно из ведущих мест занимает метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ), основанный на изучении естественного электромагнитного поля Земли и являющийся самым глубинным среди электроразведочных методов. Алтае-Саянский регион в России, наряду с Байкальской рифтовой зоной, Курило-Камчатской зоной и Кавказом, относится к числу наиболее сейсмоактивных зон. Выявление закономерностей проявления землетрясений в связи с

геолого-тектоническими особенностями и неотектоникой стало основанием для проведения на территории Горного Алтая магнитотеллурических исследований.

Методика исследований. Работы МТЗ в диапазоне периодов 0.003-10000 с выполнены с применением новейшей технологии V5 System-2000 с использованием аппаратуры «MTU-5» компании «Phoenix Geophysics» (Канада). Для обработки полевых данных использовалось программное обеспечение «Phoenix Geophysics», интерпретация выполнена в программном комплексе «WinGLink». При построении интерпретационной модели особое внимание уделялось анализу магнитотеллурических параметров: - параметру неоднородности - Nmt [2], параметру асимметрии Свифга - Skews [26] и параметру асимметрии Бара - Skewb [22], а также анализу полярных диаграмм тензора импеданса. Согласно этому анализу, исследуемый район в целом можно рассматривать как региональную двумерную структуру северо-западного простирания. В качестве критерия неискаженности восходящих ветвей кривых МТЗ служили кривые ЗСБ [10, 11, 17], для нисходящих - кривая глобального магнитовариационного зондирования (МВЗ), построенная в результате обобщения данных по глобальному электромагнитному зондированию Земли [20, 16]. Построение геоэлектрических разрезов проводилось в два этапа. На первом этапе была выполнена 1-D инверсия квазипродольных кривых, выбор которых осуществлялся на основе комплексирования с зондированиями становлением поля. Затем была проведена совместная (бимодальная) инверсия продольных и поперечных кривых. С целью повышения надежности интерпретации, полученные данные, были проинтерпретированы на основе численной модели искажений кривых МТЗ в трехмерной среде по методу Треффца [14]. Важным преимуществом рассмотренного подхода является его пригодность для решения обратных задач при наличии существенных искажений кривых МТЗ даже в случае 3D-среды. Всесторонний учет искажений кривых МТЗ значительно повышает достоверность получаемых геоэлектрических разрезов.

Результаты и обсуждение. В результате исследований, проведенных в восточной части территории Горного Алтая получена информация о распределении глубинной электропроводности изученной территории. Анализ особенностей кайнозойской тектоники Алтая и ее отражение в глубинной структуре консолидированной части земной коры и строении осадочного чехла тектонических впадин, позволил сделать вывод о сложном разломно-блоковом строении, как всей территории в целом, так и крупных впадин. Территория Горного Алтая соответствует западной части Алтае-Саянской складчатой области, образованной в результате палеозойской аккреционно-коллизонной тектоники. Это сложная высокоподнятая область, в которой развиты надвиги, крутые взбросы, а также сдвиги и нормальные сбросы. На основании геометрии разломов, а также механизма очагов землетрясений был сделан вывод о примерно субмеридиональном максимальном горизонтальном напряжении сжатия в Алтайском регионе с преобладающим режимом сдвиговой деформации (при горизонтальном положении главных максимальной и минимальной осей напряжений) [23, 24]. В таких геодинамических условиях, когда преобладали горизонтальные силы сжатия и активными были сдвиговые зоны, в разной тектонической позиции сформировались кайнозойские депрессии – Чуйская и Курайская тектонические впадины. В геологическом отношении Горный Алтай представляет собой систему слабо метаморфизованных аккреционных комплексов активных и пассивных континентальных окраин, пронизанных интрузиями и лишь в отдельных мелких зонах повергшимися высокими стадиями метаморфизма. Однако сформировавшаяся зона сохранила мобильность. Удаленные коллизонные процессы на окраинах формирующегося Евразийского континента отзывались в ней активизацией разломообразования и формированием горного рельефа. Последняя активизация, связанная с коллизией на южной границе Евразии с Индо-Австралийской плитой, протекает в неоген-четвертичное время [12, 13]. В настоящее время сжимающее усилие в пределах Горного Алтая имеет северное направление, а Западно-Сибирский и Джунгарский блоки, которые он разделяет, сближаются со скоростью около 4 мм/год [13] вызывая как реактивацию уже существовавших к началу

текущей активизации дизъюнктивов, так и формирование новых разломов. Активные в кайнозое разломы образуют блоковую систему со значительными (сотни и тысячи метров) амплитудами смещения за позднекайнозойское время и формируют основу современной орографической структуры (крупных форм рельефа ранга хребтов и межгорных впадин). Наличие глубоко проникающих разломов, служащих в период своего активного существования флюидопроводниками, является одной из характерных черт литосферы. Выявление и изучение зон активных разломов помогает решить проблемы современной геодинамики, является важнейшим элементом проведения сейсмического районирования и оценки сейсмической опасности.

Большая часть существующих сегодня моделей очага землетрясения вышла из взглядов Рэйда на стадию подготовки землетрясения [25], в рамках которой – разломы являются ослабленными участками земной коры, вдоль которых происходит регулярный сброс накопленной упругой энергии и именно они являются источником сейсмогенных процессов, что было установлено М.В. Гзовским [4] в середине прошлого века. Развитие разломных зон сопровождается сейсмичностью и сопряжено с деформациями коры и литосферы, которые отражаются в неотектонических движениях [19] и выделяются в рельефе земной поверхности. При этом сейсмически активными являются разломы с длительной геологической историей развития, скрытые разломы фундамента, линейаменты и узлы их пересечения [7, 8]. Глубинные разломы по существу представляют собой «сквозные» каналы, проникающие в нижнюю кору и верхнюю мантию, и выводящие на гинабиссальные глубины и даже на дневную поверхность щелочно-ультраосновные и карбонатитовые флюидно-магматические колонны [6]. Сильнейшие землетрясения практически всегда приурочены к активным разломам. Это подтверждается экспериментальными данными, свидетельствующими, что внезапный подъем флюидов в разломных зонах инициирует землетрясение [1].

В пределах Горного Алтая новейшие разломы используют палеозойские зоны разломов лишь на отдельных участках и обычно секут их под разными углами [13]. Узлы пересечения активизированных разломов отражаются в магнитотеллурическом поле субвертикальными проводящими зонами с явно выраженным наклоном одной из боковых границ, хорошо видимым на глубинном субмеридиональном МТЗ профиле через западную часть Курайской впадины, что можно интерпретировать как сочетание взбросовых и сдвиговых перемещений по отдельным зонам новейших разломов (рис. 1).

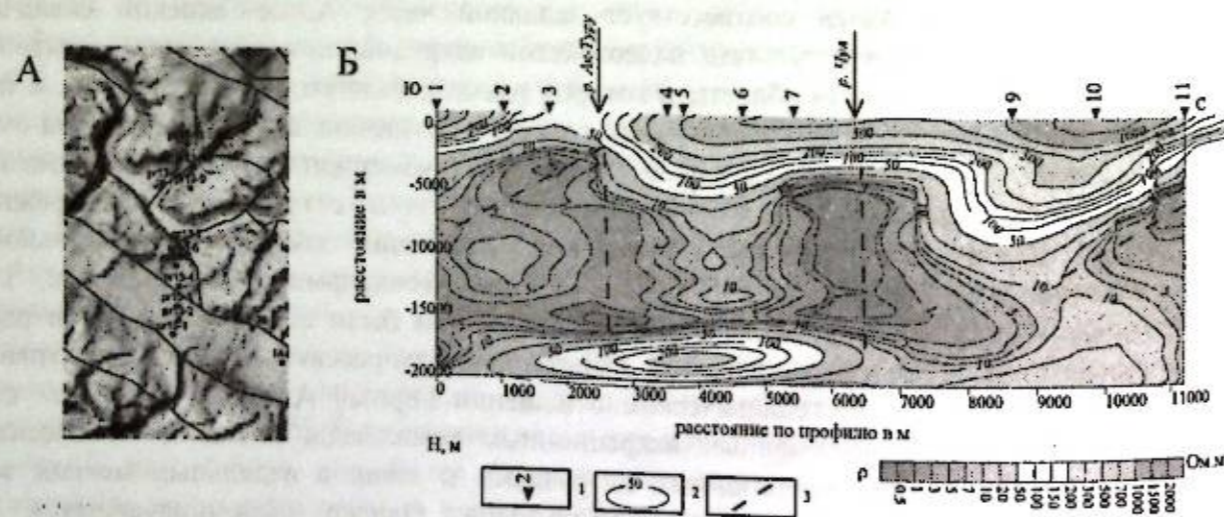


Рисунок 1 – Схема расположения профиля с положением разломов, установленным по геологическим и геоморфологическим данным.

1 – пункты МТ-зондирования; 2 – изолинии удельного электрического сопротивления; 3 – проводящие зоны, маркирующие узлы пересечения активных разломов

Вертикальное падение новейшего разлома, выраженного в современном рельефе средней частью долины Башкауса, подтверждает сдвиговый характер по новейшему разлому, предполагавшийся по морфотектоническим данным (рис. 2).

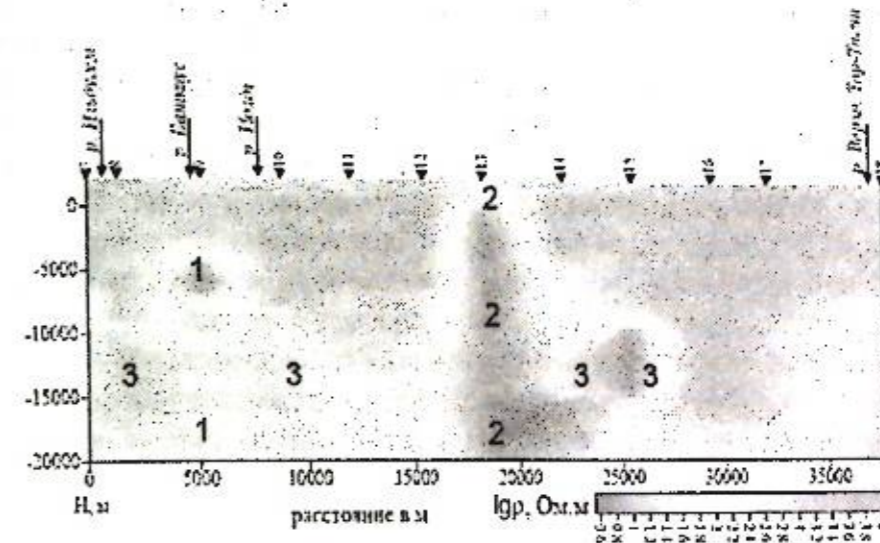


Рисунок 2 – Геоэлектрический разрез по профилю р. Ильдугем – р. Верхний Тар-Таган (Улаганский хребет)

1 – зона раздвига средней части долины реки Башкаус, 2 – правый сдвиг осевой части Улаганского хребта, 3 – коровый проводящий слой

Кайнозойская тектоника Горного Алтая отчетливо проявляется в особенностях структур, созданных интенсивными глубинными процессами, которые хорошо выражены региональными зонами пониженных значений УЭС, обусловленных раздробленностью земной коры и поступлением глубинного эндогенного флюида. В одной из таких зон располагается Чуйско-Курайская система впадин (рис.3). Зона вытянута в северо-западном направлении, параллельно простиранию аккреционных комплексов, образующих палеозойскую структуру региона. Здесь сопротивление разреза средней части консолидированной коры составляет менее 300 Ом·м. В эпицентральной зоне Чуйского землетрясения и центральной части Курайской впадины УЭС уменьшается до 50 Ом·м. В этом же интервале глубин фиксируются линейные зоны северо-западного и юго-восточного направлений с аномально низкими значениями УЭС (1 Ом·м), отвечающие зонам разломов, скрытых под осадочными отложениями.

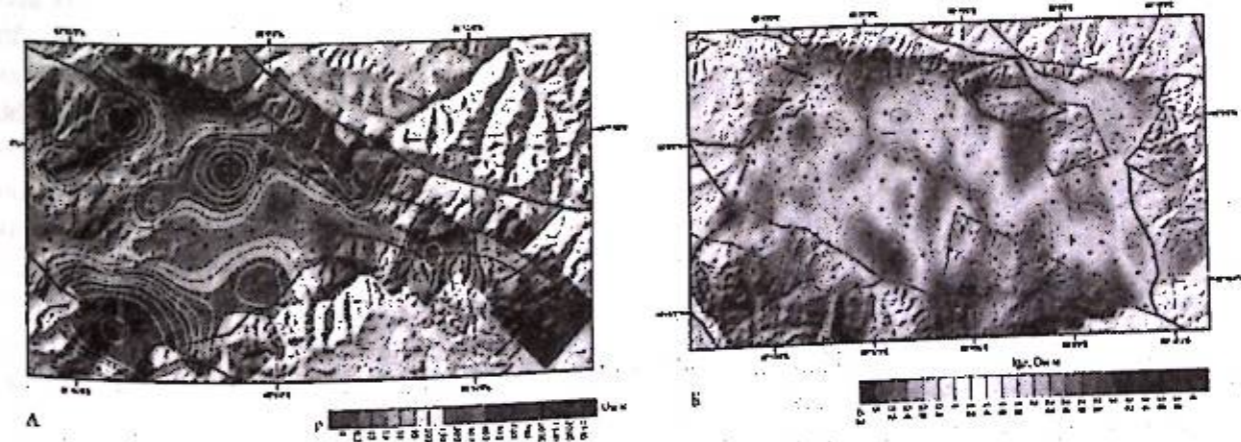


Рисунок 3 – Схема распределения УЭС на глубине 10 км: А - в Курайской впадине, Б - в Чуйской впадине

На рисунке 3 линиями показаны новейшие разломы, установленные по геологическим и геоморфологическим данным.

Наличие в разрезе консолидированной коры проводящих геоэлектрических неоднородностей значительно затрудняет, а часто делает невозможным получение информации о коровом проводящем слое, который можно рассматривать в качестве индикатора геотермического режима и флюидонасыщенности [9]. Кровля проводящего слоя в структурах разного возраста находится на глубинах, соответствующих изотермам 350-450 °С, а подошва 750-800 °С. Температурный диапазон 300-750 °С и давления 2.5 – 6 кбар охватывает породы коры от зеленосланцевой до амфиболитовых фаций включительно. По мере повышения P-T параметров в серии твердофазовых метаморфических реакций происходит полиэтапная дегидратация пород с высвобождением большей части связанной воды и образованием метаморфогенных минерализованных водных растворов и надкритических флюидов, разделенных критической точкой воды (374°C) [9, 15]. Особая роль в формировании корового проводящего слоя отводится межзерновой флюидной фазе [9, 26]. Источником генерации воды являются также процессы окисления восстановленных мантийных флюидов [18]. В пределах изученной территории проводящий слой выделен фрагментарно, за исключением профиля, пересекающего Улаганское плоскогорье, где он выдержан по всему разрезу. Глубина залегания слоя в пределах горного обрамления составляет 18-20 км, в пределах Чуйской и Курайской впадин он поднимается до отметок 8-10 км. Суммирование результатов магнитотеллурических исследований, проведенных в крупных тектонических провинциях мира позволили сделать вывод об особенностях расположения очагов коровых землетрясений относительно проводящего слоя. Очаги землетрясений локализуются преимущественно над проводящим слоем или в его верхних частях, в местах, где отмечены перепады глубин кровли слоя и увеличение его суммарной проводимости. Эти данные согласуются с метаморфогенной моделью сейсмоактивной зоны, предложенной И.Г. Киссиным [9]. Согласно этой модели, метаморфическая реакция дегидратации в одном из блоков земной коры приводит к появлению дополнительных напряжений в разломной зоне, отделяющей этот блок от соседнего блока, где такой процесс не имел места. Повышенное поровое давление (близкое к литостатическому) приводит к гидроразрыву и впрыскиванию высоконапорного флюида в разломную зону, что и служит пусковым механизмом для возникновения землетрясения. Флюиды оказывают сильное влияние на главные условия развития деформационного процесса – характер действующих напряжений и прочностные свойства среды [9].

Заключение. Результаты интерпретации площадных магнитотеллурических исследований, проведенных в пределах Северо-Восточного и Юго-Восточного Алтая, свидетельствуют о достаточно дробной новейшей блоковой делимости земной коры как всей территории в целом, так и в пределах крупных впадин. Построенные по магнитотеллурическим данным разрезы позволяют проследить поведение до глубины 20 км основных неотектонических нарушений, зоны которых отчетливо видны на магнитотеллурических разрезах за счет аномально низких удельных сопротивлений (менее 0.5 Ом). В целом магнитотеллурические данные подтверждают кинематические характеристики разломов, ранее определенные по морфотектоническим и геологическим данным. Для сбросов и сдвигов установлены вертикальные падения плоскостей сместителей, а для взбросов – наклонные. На глубине 10-15 км и субвертикальные и наклонные зоны новейших разрывных нарушений пересекают субгоризонтальную зону повышенной проводимости. Наличие субгоризонтального проводящего слоя обеспечивает высокий потенциал тектонической и сейсмической активности верхней, наиболее хрупкой части литосферы на территории Горного Алтая.

Литература

1. Алтикаев С.Ф. Структура микромасштабного сейсмического поля. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1995. 22 с.
2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М.: Диалог-МГУ, 1977. 161 с.
3. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М.: Диалог-МГУ, 1997. 161 с.
4. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.
5. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н., Ветров Е.В., Неведрова Н.Н. Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1937-1948.
6. Кадик А.А. Флюиды как отражение окислительно-восстановительного режима в мантии: следствия для геофизических свойств глубинного вещества // Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 280.
7. Калинин Л.Ю. Роль разломов и глубинной структуры в пространственном контроле землетрясений на Северо-Востоке России. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Магадан. 2005. 34 с.
8. Калягин А.Н., Абрамов В.А. Основы трансструктурной геологии. Владивосток: Дальнаука. 2003. 348 с.
9. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. 2009. 327 с.
10. Неведрова Н.Н., Поспеева Е.В. Комплексная интерпретация данных электромагнитных зондирований с естественным и контролируемым источником в сейсмоактивных районах (на примере Горного Алтая) // Геофизический журнал. 2009. Т. 31. № 4. С. 142-158.
11. Неведрова Н.Н., Поспеева Е.В., Санчаа А.М. Интерпретация данных комплексных электромагнитных методов в сейсмоактивных районах (на примере Чуйской впадины Горного Алтая) // Физика Земли. 2011. № 11. С. 63-75.
12. Новиков И.С. Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1377-388.
13. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Издательство СО РАН, Фил. «Гео». 2004. 312 с.
14. Плоткин В.В., Губин Д.И. Учет приповерхностных неоднородностей над горизонтально слоистым разрезом при магнитотеллурическом зондировании // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 7. С. 1381-1390.
15. Покровский А.В. Об эндогенной составляющей круговорота воды на Земле // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. 2006. № 7. С. 46-56.
16. Поспеев В.И. Результаты статистической обработки экспериментальных данных по глобальному магнитотеллурическому зондированию // Методы и результаты геофизических исследований Восточной Сибири. Иркутск: Вост-Сиб. кн. изд-во, 1979. С. 56-64.
17. Поспеева Е.В., Витте Л.В., Потапов В.В., Сахарова М.А. Магнитотеллурические исследования в районах новейшей тектоники и сейсмической активности (на примере Горного Алтая) // Геофизика. 2014. № 4. С. 8-16.
18. Летников Ф.А. Глубинные флюиды Земли // Российская наука: Грани творчества на грани веков. М.: Научный мир. 2000. С. 333-340.
19. Шерман С.И., Семинский К.Ж. Тектонофизические исследования в институте Земной коры СО РАН: принципиальные достижения и актуальные задачи // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 1. С. 4-15.

20. Файнберг Э.Б., Фискина М.В., Ротанова Н.М. Экспериментальные данные по глобальному электромагнитному зондированию Земли // Исследования пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М.: Наука, 1977. С. 102-113.
21. Bahr K. Interpretation of magneto telluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion // J. Geophysics. 1988. P. 119-127.
22. Davy P., Cobbold P.R. 1988. Indentation tectonics in nature and experiments: 1. Experiments scaled for gravity. Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala, 14, P. 129-141.
23. Molnar P., Tapponnier T. Cenozoic tectonics of Asia: effects on a continental collision // Science, 1975. V. 189. P. 419-426.
24. Reid H.F. The mechanics of the earthquake. California earthquake of April 18, 1906. Rep. of the state investigation commiss. 1910. Carnegie Inst. Of Washington. V. 2. Pt. 1. 56 p.
25. Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth's mantle. New York: McGraw-Hill, 1975.
26. Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Dissertation MIT. 1967. Cambridge.

УДК 551.24:550.837:550.372(571.53-13)

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СЕЛЕНГИНСКОГО БЛОКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Поспеева Е.В., Потапов В.В.

PospееvaEV@ipgg.sbras.ru

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения
Российской академии наук, г. Новосибирск, Россия

Приведены результаты магнитотеллурических исследований, проведенных в пределах Селенгинского блока трансекта дельта р. Селенга – пос. Красный Чикой. Показано, что характерной особенностью разреза земной коры рассматриваемого блока является его сильная нарушенность глубинными рифтогенными разломами северо-восточного и северо-западного направлений, которые определяют высокую флюидную переработку разреза коры и как следствие – низкие значения удельного электрического сопротивления. О повышенной тектонической активности Селенгинского блока свидетельствуют параметры корового проводящего слоя. Глубина залегания кровли и подошвы слоя находится в соответствии с распределением температур в этом интервале разреза земной коры.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, Байкальская рифтовая зона, Селенгинский блок, удельное электрическое сопротивление, глубинный разлом, коровый проводящий слой, флюиды.

Введение. Селенгинский блок располагается на северо-западном отрезке трансекта дельта р. Селенги –п. Красный Чикой, магнитотеллурические исследования по которому, являются частью комплексных геолого-геофизических работ по изучению зонно-блоковой структуры земной коры юга Восточной Сибири. Профиль МТЗ пересекает различные по особенностям геоэлектрического строения, возрасту и специфики глубинных процессов блоки Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Блокам соответствуют вытянутые в северо-восточном и субширотном направлениях гранитогнейсовые валы (хребты) и разделяющие их межгорные впадины. Современные хребты Забайкалья обычно рассматривают как пологие антиклинальные складки, а межгорные депрессии – как синклиналильные прогибы. Их заложение связано с юнокиммерийской складчатостью, так как юрские континентальные отложения накапливались уже в оформившихся межгорных понижениях [4, 7, 8]. Соответствие современного рельефа Западного Забайкалья основным элементам его структуры является свидетельством непрерывного обновления разрушавшихся тектонических форм повторными движениями земной коры на протяжении неоген-четвертичного времени, когда происходило интенсивное поднятие хребтов и прогибание межгорных депрессий [10]. Целевым назначением магнитотеллурических исследований было изучение особенностей распределения глубинной электропроводности, отражающих закономерности развития и тектонического режима территории Западного Забайкалья.

Методика исследований. Работы МТЗ выполнялись аппаратурой канадской фирмы «Phoenix Geophysics Ltd» в диапазоне периодов 0.003-10000 с. Использовались два измерительных модуля MTU-5, позволяющих регистрировать пять компонент (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z) магнитотеллурического поля (МТ-поля). Шаг наблюдений составил 4 – 5 км. Применялась крестообразная установка с длиной электрических диполей 100 м. Записи компонент магнитотеллурического поля осуществлялась в течение 19-20 часов.

Для обработки полевых данных использовалось программное обеспечение «Phoenix Geophysics», 1-D и 2-D инверсия выполнены в программном комплексе «WinGLink».

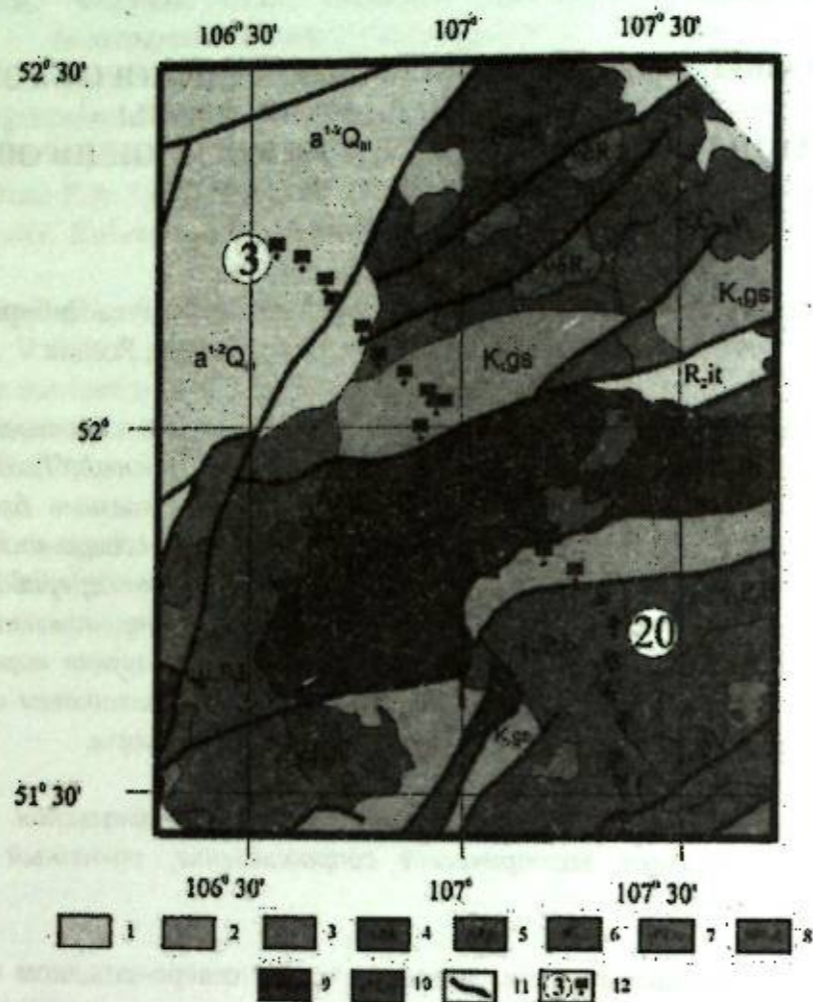


Рисунок 1 – Профиль МТЗ (геологическая карта масштаба 1:1000000).

1 – четвертичные отложения; 2 – меловые отложения; 3 – юрские отложения; пермские отложения; 4, 5 – бичуринский комплекс, габбро-монцит-гранитовый; 6 – отложения карбона, даурский комплекс гранодиоритовый; отложения палеозоя: 7 – малханский гранитовый комплекс; 8 – джидинский комплекс диорит-плаггиогранит-гранитовый; 9 – улан-бурганский метаморфический комплекс; 10 – габбровый монотойский комплекс; 11 – разломы; 12 – точки МТЗ с номерами

Построение интерпретационной модели выполнено на основе анализа магнитотеллурических данных, позволяющих определять размерность, положение, суперпозицию и простирание изучаемых структур. На этом этапе важную роль играли частотные разрезы МТ-параметров - N_m [2], $skews$ [33], $skew_B$ [28], которые оцениваются по отношению к пороговым значениям δ в интервале $0.05 \div 0.15$ и полярные диаграммы тензора импеданса. Результаты анализа показали, что изучаемая среда соответствует региональной двумерной структуре - $N_{mt} \gg \delta \rightarrow skew_s \leq \delta \rightarrow skew_B \leq \delta$ с трехмерными глубинными кривая глобального магнитовариационного зондирования (МВЗ), построенная в результате обобщения данных по глобальному электромагнитному зондированию Земли [22, 27].

Результаты и обсуждение. Северо-Западный отрезок трансекта (п.п 3-17) пересекает юго-западное окончание Баргузинской магматической области, в пределах краевой части Ангаро-Витимского батолита и полностью принадлежит Байкальской рифтовой зоне. По данным проведенных исследований в разрезе земной коры изученной территории выделяются два крупных блока – Селенгинский и Хамар-Дабанский (рис. 1). Селенгинский блок (п.п 3-12) включает юго-восточную часть дельты реки Селенги в области развития кайнозойских отложений, перекрывающих массивы умеренно кислых гранитов баргузинского комплекса и наложенную на них Селенгино-Итацинскую рифтогенную

впадину. Впадина выполнена отложениями юрского и мелового возраста, перекрытыми осадками всех отделов четвертичного периода. Осадочные отложения подразделяются на три обобщенных геоэлектрических горизонта, общая мощность которых уменьшается в юго-восточном направлении от 3500 м до 300-500 м, в области Фофоновской кристаллической перемычки. Наиболее погруженная часть Фофоновской перемычки характеризуется максимальными значениями сопротивления (свыше 2000 Ом.м), которые уменьшаются с глубиной до 150 Ом.м и, в интервале глубин -18000 \div -30000 м составляют менее 30 Ом.м.

Особенностью разреза земной коры Селенгинского блока является его сильная нарушенность глубинными рифтогенными разломами северо-восточного и северо-западного направлений, которые определяют высокую флюидную переработку разреза коры и как следствие – низкие значения удельного электрического сопротивления. Главные глубинные разломы Дельтовый и Бортовой являются в рассматриваемом регионе известными рифтообразующими сбросами, [23, 24]. Они отчетливо маркируются на геоэлектрическом разрезе (п.п 3-4; п.п 10-11) зонами пониженного сопротивления с явно выраженным наклоном боковых границ (рис. 2). По Бортовому разлому северо-восточного простирания проходит граница Селенгинского и Хамар-Дабанского блоков. В северо-западной части рассматриваемого блока (п.п 3-6) в интервале глубин 8-16 км выделен фрагмент корового проводящего слоя с сопротивлением 5-10 Ом.м.

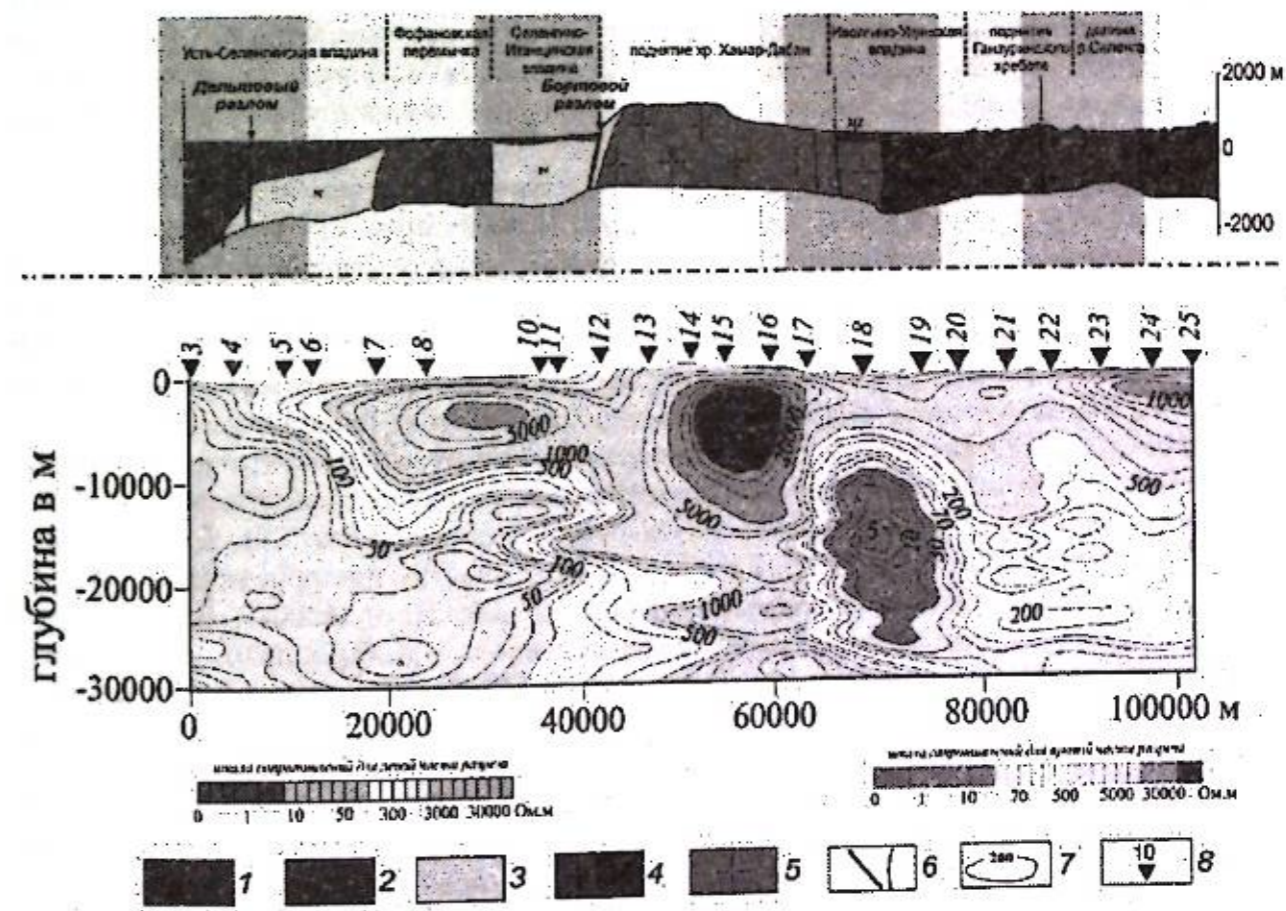


Рисунок 2 – Геологический и геоэлектрический разрезы Селенгинского блока. 1 – кайнозойские озерные и аллювиальные отложения (пески, глины, галечники и др.); 2 – мезозойские отложения (конгломераты с прослоями песчаников и глинистых сланцев, песчаники и др.); 3 – докембрийские сланцы, гнейсы, кристаллические известняки и доломиты; 4-5 – интрузии гранитов и сиенитов палеозоя (4) и протерозойские граниты, граносиениты, гранодиориты, сиениты, диориты и диоритовые порфиры (5); 6 – крупные и более мелкие разломы; 7 – изолинии значений удельного электрического сопротивления, Ом.м; 8 – пункты МТЗ

Получение информации о параметрах слоя в других частях исследованного профиля крайне затруднено, а по большей части невозможно из-за наличия в коре областей с аномально низкими значениями сопротивлений, а также высокоомных образований большой вертикальной протяженности. Кровля и подошва проводящего слоя в структурах разного возраста находится на глубинах, соответствующих изотермам 350-400° С и 750-800° С. В большинстве случаев в этом же диапазоне глубин глубинными сейсмическими исследованиями отмечается зоны расщепленной нижней коры и зоны повышенного поглощения сейсмических волн [15, 23, 12]. Поглощение упругих волн связывают с наличием флюида в трещинах и порах и его реакцией при прохождении упругих волн в среде [14, 18, 15]. Установлена зависимость локализации сейсмических волноводов и корового проводящего слоя от геотермических условий. Температурный диапазон 300-750° С и давления 2,5-6 кбар охватывает породы гранито-метаморфического слоя земной коры от зеленосланцевой до амфиболитовых фаций включительно. По мере повышения P-T параметров в серии твердофазовых метаморфических реакций происходит поэтапная дегидратация пород с высвобождением большей части связанной воды и образованием метаморфогенных растворов и надкритических флюидов, разделенных критической точкой воды (374° С) [13, 20]. Особая роль в формировании корового проводящего слоя отводится межзерновой флюидной фазе [32, 13]. Источником генерации воды являются также процессы окисления восстановленных мантийных флюидов [17, 19]. Установлена хорошая корреляционная связь между глубиной залегания кровли проводящего слоя и величиной теплового потока. В тектонически стабильных областях с нормальными величинами теплового потока, кровля проводящего слоя находится на больших глубинах (35-40 км), чем в тектонически активных структурах (16-20 км).

Подъем кровли проводящего слоя в Селенгинском блоке до глубин 8-10 км, относительно 15-10 км, установленных в других частях Байкальской рифтовой зоны [21, 31, 4], обусловлен повышенной тектонической активностью этого блока земной коры. Этот вывод согласуется с геотермическими данными по распределению теплового потока и температур на глубинах 20 и 40 км в 100-километровой полосе вдоль профиля МТЗ [10, 6]. В пределах рассматриваемого блока отмечается повышение значений теплового потока до 60-75 мВт/м², с максимумом 80 мВт/м² в районе дельты р. Селенга. Температуры на расчетных глубинах равны 450° С и 900° С, что соответствует верхней и нижней границам корового проводящего слоя. По данным сейсмологических исследований на этих же глубинах концентрируются очаги землетрясений Селенгинской очаговой зоны [26]. Кроме того, на северо-восточном окончании Селенгинской очаговой зоны за инструментальный период последнего десятилетия зафиксирована не типичная для этого района область роевой сейсмичности. Согласно исследованиям, проведенным И.Г. Киссиным [13] флюиды, оказывают сильное влияние на главные условия развития деформационного процесса – характер действующих напряжений и прочностные свойства среды. Установлено, что очаги землетрясений концентрируются преимущественно над субгоризонтальными флюидонасыщенными телами или в верхних их частях, поэтому к факторам, определяющим сейсмическую активность регионов можно отнести параметры корового проводящего слоя. Повышение кровли проводящего корового проводящего слоя до глубин 8-10 км отмечается под многими известными очаговыми зонами землетрясений: Алтайской (Алтайской, Шапшальской, Задунайской, Южно-Каспийской и многих других). Эти данные согласуются с метаморфогенной моделью сейсмоактивной зоны, предложенной И.Г. Киссиным [13]. Согласно этой модели, метаморфическая реакция дегидратации в одном из блоков земной коры приводит к появлению дополнительных напряжений в разломной зоне, отделяющей этот блок от соседнего блока, где такой процесс не имел места. Повышенное поровое давление (близкое к литостатическому) приводит к гидроразрыву и впрыскиванию высоконапорного флюида в разломную зону, что и служит пусковым механизмом для возникновения землетрясения. Наличие глубинных разломов является одной из характерных черт литосферы, которые в период своего активного существования служат

флюидопроводниками. По существу, они представляют собой «сквозные» каналы, проникающие в нижнюю кору и верхнюю мантию, и выводят на гипабиссальные глубины и даже на дневную поверхность щелочно-ультраосновные и карбонатитовые флюидно-магматические колонны [12]. Сильнейшие землетрясения практически всегда приурочены к активным разломам. Это подтверждается экспериментальными данными, свидетельствующими, что внезапный подъем флюидов в разломных зонах инициирует землетрясение [1]. В магнитотеллурическом поле зоны нарушенных участков земной коры картируются областями низких значений удельного электрического сопротивления, что было показано, например, для крупных межблоковых зон разломного типа [3, 34, 35, 29, 30].

Высокая проницаемость литосферы Селенгинского блока из-за сильной нарушенности активными разломами, обуславливает разгрузку, приуроченных к ним эндогенных флюидов. Тепло, содержащееся во флюиде на глубине, полностью отдается горным породам, то есть переходит в кондуктивную форму теплопереноса по мере перемещения флюидов к земной поверхности [7]. Основные черты геотермического поля Селенгинского блока укладываются в разработанную В.В. Голубевым кондуктивно-конвективную модель БРЗ [7]. Согласно этой модели, положительные тепловые аномалии рифтовых впадин БРЗ обусловлены тепловыносом восходящих ветвей региональных гидротермальных конвективных ячеек (широкие нисходящие ветви которых расположены в хонах водо- и теплосброса на хребтах). Эта модель легко удовлетворяет требованию возобновляемости. Формирование тепловых аномалий БРЗ из тепловых ресурсов ее регионального теплового поля будет действовать при соблюдении двух условий: сил, приводящих в движение подземные воды, обусловленных разностью их уровней на хребтах и во впадинах; проницаемости разломов в верхних горизонтах земной коры, поддерживаемой ее растяжением и периодически повторяющимися землетрясениями [7].

Заключение. Высокая проницаемость литосферы Байкальской рифтовой зоны вследствие сильной нарушенности глубинными разломами кайнозойского этапа активизации, обуславливает разгрузку эндогенных флюидов и обеспечивает дополнительный теплоперенос. Области с максимальной деструкцией земной коры и, следовательно, повышенной проницаемостью для флюидов и теплового потока характеризуются обширными минимумами удельного электрического сопротивления (Селенгинский блок). О повышенной тектонической активности Селенгинского блока свидетельствуют параметры корового проводящего слоя. Глубина залегания кровли и подошвы слоя находится в соответствии с распределением температур в этом интервале разреза земной коры.

Литература

1. Аптикаев С.Ф. Структура микромасштабного сейсмического поля. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1995. 22 с.
2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуца В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М.: Диалог-МГУ, 1977. 161 с.
3. Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Голубцова Н.С., Ингеров А.И., Коновалов Ю.Ф., Куликов А.В., Солодилов И.Н., Чернявский Г.А., Шпак И.П. Опыт интерпретации данных МТ-зондирования в горах Малого Кавказа // Физика Земли. 1996. № 4. С. 99-117.
4. Бердичевский М.Н., Ваньян П.П., Кошурников А.В. Магнитотеллурическое зондирование в Байкальской рифтовой зоне // Физика Земли. 1999. № 10. С. 17-35.
5. Булнаев К.Б. Формирование впадин «забайкальского типа» // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 1. С. 18-30.
6. Голубев В.А. Геофизические данные об отсутствии позднекайнозойских мантийных интрузий в земной коре под Байкальской впадиной // Доклады академии наук. 2009. Т. 426. № 2. С. 235-239.
7. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Гео. 2007. 218 с.

8. Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климук В.С., Пономарчук В.А., Травин А.В. Состав и возраст ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 583-591.
9. Гордиенко И.В., Климук В.С. Бимодальный вулканизм Тугнуйской рифтогенной впадины // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 3. С. 23-37.
10. Дучков А.Д., Соколова Л.С., Аюнов Д.Е. Геотермический атлас Сибири // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы междунар. междисциплинар. науч. симп., г. Хабаровск, 23-26 сентября 2003 г. Хабаровск: ДВО РАН. 2004. С. 45-56.
11. Жаворонкин О.В. Морфоструктура и неотектоника юга Западного Забайкалья. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Саратов. 2007. 24 с.
12. Кадик А.А. Флюиды как отражение окислительно-восстановительного режима в мантии: следствия для геофизических свойств глубинного вещества // Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 280.
13. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. 2009. 327 с.
14. Кобранова В.Н. Петрофизика. М.: Недра. 1986. 392 с.
15. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Физика Земли. 2003. № 7. С. 35-47.
16. Краснопевцева Г.В. Современное представление о сейсмической модели земной коры континентов. М.: ВИЭМС. 1985. 49 с.
17. Летников Ф.А. Глубинные флюиды Земли // Российская наука: Грани творчества на грани веков. М.: Научный мир. 2000. С. 333-340.
18. Невский М.В., Фокин О.С., Ризниченко О.Ю. Затухание волн Р в земной коре и деформационный процесс // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука. 1994. С. 185-209.
19. Перчук Л.П. Флюиды в нижней коре и верхней мантии Земли // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2000. № 4. С. 25-39.
20. Покровский А.В. Об эндогенной составляющей круговорот воды на Земле // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. 2006. № 7. С. 46-56.
21. Поспеев В.И., Ваньян П.П., Горностаев В.П. Глубинная электропроводность Байкальской и Тихоокеанской рифтовых зон // Всесоюзная школа-семинар по электромагнитным зондированиям. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 45-51.
22. Поспеев В.И. Результаты статистической обработки экспериментальных данных по глобальному магнитотеллурическому зондированию // Методы и результаты геофизических исследований Восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1979. С. 56-64.
23. Рязанов И.Н., Татков Г.И., Коломиец В.Л., Нефедьев М.А., Чебаков Г.И. Региональное поле напряжений и сейсмоактивная тектоника Усть-Селенгинской впадины // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. Новосибирск: Наука: Изд-во СО РАН. Фил. «ГЕО». 2004. С. 106-109.
24. 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. № 4 (3). С. 203-278.
25. Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю. Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Физика земли. 1997. №1. С. 3-20.
26. Тубанов Ц.А., Татков Г.И., Суворов В.Д. Сейсмичность Центрального Байкала по данным локальной сети наблюдений // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Т. 2. Иркутск. 2007. С. 179-181.
27. Файнберг Э.Б., Фискина М.В., Ротанова Н.М. Экспериментальные данные по глобальному электромагнитному зондированию Земли // Исследования пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М.: Наука, 1977. С. 102-113.
28. Bahr K. Interpretation of magneto telluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion // J. Geophysics. 1988. P. 119-127.
29. Ben-Zion Y., Sammis C. G., 2003. Characterization of fault zones. Pure and Applied Geophysics 160 (304), 677-715.
30. Maercklin N., Bedrosian P.A., Haberland C., Ritter O., Ryberg T., Weber M., Weckmann U., 2005. Characterizing a large shear-zone with seismic and magnetotelluric methods: The case of the Dead Sea Transform. Geophysical Research Letters 32 (15), L15303.
31. Popov A.M. A deep Geophysics Study in the Baikal Region //PAGEOPH, 1990. V. 134, № 4, P. 575-587.
32. Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth's mantle // New York: McGraw-Hill. 1975.
33. Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Dissertation MIT. 1967. Cambridge.
34. Unsworth M.J., Bedrosian P.A., 2004. On the geoelectric structure of major strike-slip faults and shear zones. Earth, Planets and Space 56 (12), 1177-1184.
35. Unsworth M.J., Egbert G., Booker J., 1999. High-resolution electromagnetic imaging of San Andreas fault in central California. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 104 (B1), 1131-1150.

НОВЫЙ МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИНВЕРСИИ 2D ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ В РАМКАХ СЛОИСТО БЛОКОВОЙ МОДЕЛИ С ПРОВОДЯЩИМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ ИЕРАРХИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Хачай О.А.¹, Хачай А.Ю.²

olgakhachay@yandex.ru

¹Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения Российской академии наук, г. Екатеринбург, Россия²Уральский Федеральный университет им. Первого президента России Б.Н. Ельцина, г. Екатеринбург, Россия

Геологическая среда является открытой системой, на которую действуют внешние и внутренние факторы, которые приводят к неустойчивому ее состоянию. Эта неустойчивость, как правило, проявляется локально, а эти зоны называются динамически активными элементами, которые являются индикаторами потенциальных катастрофических источников. Эти объекты отличаются от вмещающей геологической среды своими структурными формами, которые часто являются формами иерархического типа. Процесс их активизации может наблюдаться с помощью мониторинга электромагнитных полей. Для этой цели необходимо разработать новую теорию интерпретации для распространения электромагнитных полей, для определения контуров или поверхностей этих локальных иерархических объектов.

Ключевые слова: иерархическая среда, электромагнитное поле, итерационный алгоритм, уравнение теоретической обратной задачи.

Введение. Рассмотрим алгоритмы математического моделирования распространения электромагнитной и акустических волн в слоисто блоковых средах с включениями иерархического типа. При анализе откликов удароопасных массивов на взрывные воздействия было установлено, что имеет место запаздывание реакции массива, несмотря на то, что воздействие является упругим. Единственная модель, которая может объяснить этот эффект является модель массива с иерархической структурой. Мы разработали математический алгоритм, используя интегральные и интегро-дифференциальные уравнения для 2-D модели в частотной области для решения задачи: дифракция звуковой волны и линейно-поляризованной поперечной волны в N-слойной среде с иерархическим включением произвольного ранга.

Распространение сейсмических волн рассматривается в динамическом акустическом приближении. Чем выше ранг иерархичности, тем выше степень нелинейности и тем больше время запаздывания реакции массива. Этот алгоритм отличается от фрактального подхода более свободным выбором расположения неоднородностей на каждом иерархическом уровне.

Методы. Для интерпретации гетерогенной проводящей среды в работах [2, 3] был предложен трехэтапный метод интерпретации переменного 2D и 3D электромагнитного поля. В качестве третьего этапа (определения контуров проводящих объектов, расположенных в слоисто-блоковой среде) уравнения теоретической обратной задачи. В настоящей работе выписаны уравнения теоретической обратной задачи для 2D электромагнитного поля E и H поляризация, при возбуждении N-слойной проводящей среды с иерархическим проводящим включением l-го (l = 1, ..., L) ранга, расположенным в v-ом (v = 1, ..., N) слое. Для определения контуров локальных проводящих иерархических объектов разработан итерационный процесс аналогично разработанному ранее алгоритму для

определения контуров аномально напряженных объектов по данным акустического мониторинга [4].

Алгоритмы моделирования электромагнитных и акустических полей в рамках слоисто блоковых моделей с иерархическими проводящими или упругими включениями. Для решения проблемы дифракции звуковой волны на 2-D упругой неоднородности, расположенной в j-ом слое n-слойной среды, используя подходы В.И. Дмитриева и В.Д. Купрадзе, мы выписали интегро-дифференциальное уравнение для потенциала вектора упругих смещений внутри неоднородности. Далее, используя полученное интегро-дифференциальное представление, мы можем определить потенциал упругих смещений в произвольном слое вне неоднородности, затем можно вычислить распределение вектора упругих смещений в произвольном слое (1):

$$\begin{aligned} & \frac{(k_{1j}^2 - k_j^2)}{2\pi} \iint_{S_c} \varphi(M) G_{sj}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{ji}} \varphi^0(M^0) - \\ & - \frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{ji})}{\sigma_{ji} 2\pi} \oint_C G_{sj} \frac{\partial \varphi}{\partial n} dc = \varphi(M^0) by M^0 \in S_c; \\ & \frac{\sigma_{ji} (k_{1j}^2 - k_j^2)}{\sigma(M^0) 2\pi} \iint_{S_c} \varphi(M) G_{sj}(M, M^0) d\tau_M + \varphi^0(M^0) - \\ & - \frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{ji})}{\sigma(M^0) 2\pi} \oint_C G_{sj} \frac{\partial \varphi}{\partial n} dc = \varphi(M^0) by M^0 \in S_c; \end{aligned} \quad (1)$$

$G_{sj}(M, M^0)$ - функция Грина для рассматриваемой акустической задачи, $k_{1j}^2 = \omega^2 \left(\frac{\sigma_{ji}}{\lambda_{ji}} \right)$ -

волновое число, индекс ji обозначает принадлежность свойств среды для внутренности неоднородности, λ - константа Ламэ, σ - плотность среды, ω - круговая частота, $U_i = grad \varphi_i$ - компонента вектора смещения, φ_i - потенциал акустического поля, $i = 1, \dots, j, j = i, \dots, N$.

Сравним полученные выражения (1) с решением задачи дифракции для электромагнитного поля в рамках той же геометрической модели. Мы рассмотрим случай H-поляризации, это решение выписано в работе [2]. Сопоставим решения для внутренней 2-D акустической и электромагнитной задачи (2):

$$\begin{aligned} & \frac{(k_{1j}^2 - k_j^2)}{2\pi} \iint_{S_c} \varphi(M) G_{sj}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{ji}} \varphi^0(M^0) - \\ & - \frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{ji})}{\sigma_{ji} 2\pi} \oint_C G_{sj} \frac{\partial \varphi}{\partial n} dc = \varphi(M^0) by M^0 \in S_c; \\ & \frac{(k_{1j}^2 - k_j^2)}{2\pi} \iint_{S_c} H_x(M) G_m(M, M^0) d\tau_M + \frac{k_{1j}^2}{k_j^2} H_x^0(M^0) + \\ & + \frac{(k_{1j}^2 - k_j^2)}{k_j^2 2\pi} \oint_C H_x(M) \frac{\partial G_m}{\partial n} dc = H_x(M^0) by M^0 \in S_c; \end{aligned} \quad (2)$$

$H_x(M^0)$ - суммарная компонента магнитного поля; $H_x^0(M^0)$ - компонента магнитного поля без неоднородности; $k_{1j}^2 = i\omega\mu\sigma_{ji}$ - волновое число внутри неоднородности; $k_j^2 = i\omega\mu\sigma_j$ - волновое число в слоистой среде; $G_m(M, M^0)$ - функция Грина для рассматриваемой электромагнитной 2D задачи (H-поляризация).

Если для решения прямой электромагнитной и сейсмической задачи в динамическом варианте мы получаем подобные аналитические выражения для компонент электромагнитного и сейсмического полей при определенных типах возбуждения этих полей [5-7], то для более сложных сред, как это видно из полученных выражений для случая распространения продольной сейсмической волны это подобие исчезает. Это означает, что

при совместной интерпретации электромагнитной и сейсмической информации сейсмическая информация о структуре среды является дополнительной [8].

Рассмотрим алгоритм дифракции продольной и поперечной сейсмической волны на 2D упругой неоднородности с иерархической структурой, расположенной в j -ом слое n -слойной среды. Если при переходе с одного иерархического уровня на другой двумерность не меняется и только меняется геометрия включений, тогда мы можем сформулировать иерархический процесс моделирования, заключающийся в изменении функции, отвечающей за возбуждение неоднородностей следующего иерархического уровня. Этот результат опубликован в следующих работах [9-11]:

$$\begin{aligned} & \frac{(k_{2j}^2 - k_{2j}^2)}{2\pi} \iint_{S_{cl}} u_{xl}(M) G_{S_{cl},j}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\mu_{ja}}{\mu_{jl}} u_{x(l-1)}^0(M^0) + \\ & + \frac{(\mu_{ja} - \mu_{jl})}{\mu_{jl} 2\pi} \oint_{Cl} u_{xl}(M) \frac{\partial G_{S_{cl},j}}{\partial n} dc = u_{xl}(M^0) \text{ by } M^0 \in S_{Cl}; \\ & \frac{\mu_{jl}(k_{2j}^2 - k_{2j}^2)}{\mu(M^0) 2\pi} \iint_{S_{cl}} u_{xl}(M) G_{S_{cl},j}(M, M^0) d\tau_M + u_{x(l-1)}^0(M^0) + \\ & + \frac{(\mu_{ja} - \mu_{jl})}{\mu(M^0) 2\pi} \oint_{Cl} u_{xl}(M) \frac{\partial G_{S_{cl},j}}{\partial n} dc = u_{xl}(M^0) \text{ by } M^0 \notin S_{Cl}; \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} & \frac{(k_{1jl}^2 - k_{1j}^2)}{2\pi} \iint_{S_c} \varphi_l(M) G_{S_{sp},j}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{ji}} \varphi_{l-1}^0(M^0) - \\ & - \frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{jl})}{\sigma_{jl} 2\pi} \oint_{Cl} G_{S_{sp},j} \frac{\partial \varphi_l}{\partial n} dc = \varphi_l(M^0) \text{ by } M^0 \in S_{Cl}; \\ & \frac{\sigma_{jl}(k_{1jl}^2 - k_{1j}^2)}{\sigma(M^0) 2\pi} \iint_{S_c} \varphi_l(M) G_{S_{sp},j}(M, M^0) d\tau_M + \varphi_{l-1}^0(M^0) - \\ & - \frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{jl})}{\sigma(M^0) 2\pi} \oint_{Cl} G_{S_{sp},j} \frac{\partial \varphi_l}{\partial n} dc = \varphi_l(M^0) \text{ by } M^0 \notin S_c; \end{aligned} \quad (4)$$

$k_{2jl}^2 = \omega^2 \left(\frac{\sigma_{jl}}{\mu_{jl}} \right)$ - волновое число для возбуждения поперечной волны включения l -го ранга.

Алгоритмы инверсии электромагнитного поля в рамках слоисто-блочных моделей с иерархическими проводящими включениями. В работе [2] предложена концепция поэтапной интерпретации переменного электромагнитного поля. На первом этапе определяются параметры нормального разреза, или параметры вмещающей одномерной немагнитной среды аномальные проводящие, либо магнитные включения. На втором этапе осуществляется подбор аномального переменного электромагнитного поля системой сингулярных источников, помещенных в горизонтально-слоистую среду с определенными на первом этапе геоэлектрическими параметрами. На третьем этапе решается теоретическая обратная задача, т.е. при заданных геоэлектрических параметрах вмещающей среды для набора параметров неоднородностей определяются контуры этой неоднородности. Получены явные интегро-дифференциальные уравнения теоретической обратной задачи рассеяния двумерного и трехмерного переменного и трехмерного стационарного электромагнитных полей в рамках моделей: проводящее, либо магнитное тело в v -ом слое проводящего n -слойного полупространства.

$$\begin{aligned} 2\pi U^{+(k-1)}(M_0) = & \int_{\partial D_k} ((U_v^{+(k-1)}(M_k) + U_v^{i(k-1)}(M_k)) \left(\frac{\partial G^{ak}(M_k, M_0)}{\partial n} - \left(\frac{b_v}{b_i} \right) \frac{\partial G(M_k, M_0)}{\partial n} \right) - \\ & - b_v \left(\frac{\partial U_v^{+(k-1)}(M_k)}{\partial n} + \frac{\partial U_v^{i(k-1)}(M_k)}{\partial n} \right) \left(\left(\frac{1}{b_{ak}} \right) G^{ak}(M_k, M_0) - \left(\frac{1}{b_i} \right) G(M_k, M_0) \right) dl_k \end{aligned} \quad (5)$$

$U^{+k}(M) = U(M) - U^k(M)$, $U^{+k}(M_k)$ - аномальная составляющая E_x^{+k} или H_x^{+k} для неоднородности k -го ранга при $M_k \in \partial D_k$, $U(M)$ - суммарное поле E_x или H_x , $U^k(M)$ - нормальное поле слоистого разреза E_x или H_x при $k=1$, при $k>1$ - поле E_x или H_x , вычисленное в результате решения прямой задачи с использованием алгоритма [11] для случая однородного по проводимости включения, расположенного в v -ом слое n -слойной среды. $G^{ak}(M_k, M_0)$ - функция Грина для внутренности неоднородности k -го ранга, $G(M_k, M_0)$ - функция Грина n -слойной среды [3, 12], b_v, b_i, b_{ak} - комплексные коэффициенты для v -го слоя, i -го слоя и внутри неоднородности ранга k , введенные в [12]. Иерархические неоднородности представляют собой вложенные несоосные проводящие σ_{ak} цилиндры, расположенные вдоль оси Ox .

Алгоритмы для 2D определения контуров искомой неоднородности k -го ранга для случаев E и H поляризации приведены в системах (6-7).

E-поляризация

$$\begin{aligned} 2\pi E_x^+(M_0) = & \int_{\partial D} ((E_{xv}^+(M) + E_{xv}^{i(k-1)}(M)) \left(\frac{\partial G_E^a(M, M_0)}{\partial n} - \frac{\partial G_E(M, M_0)}{\partial n} \right) - \\ & - \left(\frac{\partial E_{xv}^+}{\partial n} + \frac{\partial E_{xv}^{i(k-1)}}{\partial n} \right) (G_E^a(M, M_0) - G_E(M, M_0)) dl; \\ & \partial D = \partial D_k; G_E^a = G_E^{ak}; \frac{\partial}{\partial n} (G_E^a) = \frac{\partial}{\partial n} (G_E^{ak}); dl = dl_k \\ & \sigma_a = \sigma_k \quad E_x^{i(k-1)} = U^{k-1}; \end{aligned} \quad (6)$$

$$U^{k-1}(M) = U^{i(k-2)}(M) + \frac{k_v^2 - k_{a(k-1)}^2}{2\pi} \iint_{S_{(k-1)}} U^{k-1}(P) G_E(M, P) dS_{(k-1)}; M \in S_{(k-1)}$$

$$U^{k-1}(M_i) = U^{i(k-2)}(M_i) + \frac{k_i^2 - k_{a(k-1)}^2}{2\pi} \iint_{S_{(k-1)}} U^{k-1}(P) G_E(M_i, P) dS_{(k-1)}; M_i \in \Pi_i$$

H-поляризация

$$\begin{aligned} 2\pi H_x^+(M_0) = & \int_{\partial D} ((H_{xv}^+(M) + H_{xv}^{i(k-1)}(M)) \left(\frac{\partial G_H^a(M, M_0)}{\partial n} - \left(\frac{k_i^2}{k_v^2} \right) \frac{\partial G_H(M, M_0)}{\partial n} \right) - \\ & - \frac{1}{k_v^2} \left(\frac{\partial H_{xv}^+}{\partial n} + \frac{\partial H_{xv}^{i(k-1)}}{\partial n} \right) (k_a^2 G_H^a(M, M_0) - k_i^2 G_H(M, M_0)) dl; \\ & \partial D = \partial D_k; G_H^a = G_H^{ak}; \frac{\partial}{\partial n} (G_H^a) = \frac{\partial}{\partial n} (G_H^{ak}); dl = dl_k \quad \sigma_a = \sigma_k \quad H_{xv}^{i(k-1)} = H_x^{k-1}; \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
H_x^{k-1}(M_0) &= \frac{k_{a(k-1)}^2}{k_j^2} H_x^{1(k-2)}(M_0) + \frac{k_{a(k-1)}^2 - k_v^2}{2\pi} \iint_{S^{(k-1)}} H_x^{k-1}(M) G_H(M, M_0) dS_{(k-1)} + \\
&+ \frac{k_{a(k-1)}^2 - k_v^2}{2\pi k_v^2} \int_{\partial D_1} H_x^{k-1}(M) \frac{\partial G_H}{\partial n} dl; M_0 \in S_{(k-1)} \\
H_x^{k-1}(M_0) &= H_x^{1(k-2)}(M_0) + \frac{k^2(M_0)(k_{a(k-1)}^2 - k_v^2)}{2\pi k_{a(k-1)}^2} \iint_{S^{(k-1)}} H_x^{k-1}(M) G_H(M, M_0) dS_{(k-1)} + \\
&+ \frac{k^2(M_0)(k_{a(k-1)}^2 - k_v^2)}{2\pi k_v^2 k_{a(k-1)}^2} \int_{\partial D_1} H_x^{k-1}(M) \frac{\partial G_H}{\partial n} dl; M_0 \notin S_{(k-1)}
\end{aligned}
\tag{7}$$

Заключение. Из построенной теории следует, что при интерпретации электромагнитных данных мониторинга необходимо использовать такие данные, которые получены в рамках систем наблюдения, настроенных на исследование иерархической структуры среды [13]. Эти результаты являются основой для построения новых систем мониторинговых наблюдений геологических сред [14].

Литература

1. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов. М.: ИКЦ "Академкнига". 2003. 424 с.
2. Хачай О.А. Математическое моделирование и интерпретация переменного электромагнитного поля в неоднородной коре и верхней мантии Земли. Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. Свердловск: ИГФ УрО РАН. 1994. 314 с.
3. Хачай О.А. О решении обратной задачи для трехмерных переменных электромагнитных полей // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 2. С. 55-59.
4. Хачай О.А., Хачай А.Ю. Определение поверхности anomalно напряженного включения в иерархической слоисто-блоковой среде по данным акустического мониторинга // Горный Информационно-аналитический бюллетень. 2016. № 4. С. 354-366.
5. Хачай А.Ю. Алгоритм решения прямой задачи электромагнитных исследований при возбуждении горизонтальным магнитным диполем, расположенным в произвольном слое n-слоистой изотропной проводящей среды // Информатика и математическое моделирование. Екатеринбург. 2006. С. 136-168.
6. Хачай А.Ю. Алгоритм решения прямой динамической задачи сейсмологии при возбуждении горизонтальной точечной силой, расположенной в произвольном слое n-слоистой упругой изотропной среды // Информатика и математическое моделирование. Екатеринбург. 2006. С. 170-278.
7. Хачай А.Ю. Алгоритм решения прямой динамической задачи сейсмологии при возбуждении точечным источником вертикальной силы, расположенной в произвольном слое n-слоистой упругой изотропной среды // Информатика и математическое моделирование. Екатеринбург. 2006. С. 279-310.
8. Хачай О.А., Хачай А.Ю. О комплексировании сейсмических и электромагнитных активных методов для картирования и мониторинга состояния двумерных неоднородностей в N-слоистой среде // Вестник ЮУрГУ. Сер. «Компьютерные технологии, управление, радиоэлектроника». 2011. Вып. 13. № 2, [219]. С. 49-56.
9. Hachay O.A., Khachay O.Yu. Modeling of seismic and electromagnetic field in the hierarchic heterogeneous media // Geophysical research in the Ural and near situated regions. Materials of International conference. Ekaterinburg: IGF UD RAS, 2008, p. 295-299.

10. Hachay O.A., Khachay A.Yu. Complex electromagnetic and seismic method of research of the crust and Earth's mantle structure // Geophysical research in the Ural and near situated regions. Materials of International conference. Ekaterinburg: IGF UD RAS, 2008, p. 291-294.
11. Хачай О.А., Хачай А.Ю. Моделирование электромагнитного и сейсмического поля в иерархически неоднородных средах // Вестник ЮУрГУ. Сер. «Вычислительная математика и информатика». 2013. Т. 2. № 2. С. 48-55.
12. Хачай О.А. Об интерпретации двумерных переменных и трехмерных стационарных аномалий электромагнитного поля // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 10. С. 50-58.
13. Хачай О.А. Геофизический мониторинг состояния массива горных пород с использованием парадигмы физической мезомеханики // Физика Земли. 2007. № 4. С. 58-64.
14. Аттия М., Хачай О.А., Хачай О.Ю., Эль Сайед Эль Саид А. Определение геотехнических параметров среды (Египет) с помощью данных электромагнитного мониторинга с контролируемым источником // Уральский геофизический вестник. 2014. № 2. С. 4-12.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕНЗОЧУВСТВИТЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО МОНИТОРИНГА В РАЙОНЕ ГОРНОГО АЛТАЯ НА ОСНОВЕ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ

Шалагинов А.Е., Неведрова Н.Н.

ShalaginovAE@ipgg.sbras.ru

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, г. Новосибирск, Россия

В статье представлен подход к определению тензочувствительных элементов геологического разреза по результатам электромагнитного мониторинга, выполненного в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. Интерпретация данных нестационарного электромагнитного зондирования основана на решении обратных задач, по результатам которой определены вариации геоэлектрических параметров (удельного электрического сопротивления и коэффициента электрической анизотропии) в каждом слое разреза после сильного сейсмического воздействия. Установлено, что временные изменения электропроводности и коэффициента анизотропии по-разному отражают текущую сейсмичность и характеризуют определенные интервалы разреза.

Ключевые слова: нестационарные электромагнитные зондирования, анизотропия электропроводности, Чуйское землетрясение 2003 г., электромагнитный мониторинг, обратные задачи.

В районе пос. Мухор-Тархата (центральная часть Чуйской впадины Горного Алтая) начиная с 2007 г. группой электромагнитного мониторинга ИНГТ СО РАН проводятся регулярные наблюдения методом становления электромагнитного поля (ЗС) с использованием индукционных (Q, q), гальванических (AB-MN) и комбинированных (AB-q) установок. Целью работы является определение и анализ вариаций двух геоэлектрических параметров разреза, отражающих изменения сейсмического режима в афтершоковый период Чуйского землетрясения 2003 г. для выявления наиболее чувствительных к сейсмическим событиям интервалов в геологическом массиве.

Для достижения поставленной цели развивается подход, предложенный в лаборатории электромагнитных полей ИНГТ СО РАН, к оценке вариаций геоэлектрических параметров путём их определения решением обратной задачи. Снижение действия принципа эквивалентности достигается применением нескольких приемно-генераторных установок в одном пункте измерения. По данным соосной индукционной установки получена геоэлектрическая модель и оценены изотропные параметры всех горизонтов геоэлектрического разреза, а коэффициент анизотропии (λ) определен по данным гальванических установок [1]. Выбранная методика измерения обусловлена наименьшим влиянием искажающих факторов на установку «соосные петли», а установки AB-q и AB-MN более технологичны при проведении полевых работ.

В качестве генераторной конструкции использована заземленная линия АВ длиной 910 м, заземляющими электродами служили обсадные колонны самоизливающихся скважин (скв. 1, 2). Комплексные измерения выполнялись: а) приемным одновитковым контуром квадратной формы со стороной 200 м (установка АВ-q); б) заземленной электрической линией MN длиной 200 м (установка АВ-MN). Кроме того, выполнены зондирования с установкой «соосные» петли (Q, q - сторона генераторной петли 200 м., приемной 100 м.) (рис. 1).



- Условные обозначения:
- Генераторная линия АВ
 - Приемная линия MN 200м
 - Приемный контур 200м * 200м
 - Генераторный контур 200 м * 200 м
Примный контур 100 м * 100 м

Рисунок 1 – Схема комплексных измерений ЗС на участке Мухор-Тархата

Интерпретация полевых данных ЗС для установок Q, q и АВ-q проведена с использованием интерактивных программных комплексов моделирования и инверсии («ERA», EMS) с базовой горизонтально-слоистой моделью [2, 3]. Данные установок АВ-MN проинтерпретированы с использованием программы RUBAI [4]. В процессе интерпретации была привлечена вся имеющаяся априорная геологическая, гидрологическая и геофизическая информация.

Методика интерпретации современных данных соответствует предложенной методике измерения – данные ЗС с установками «соосные петли» (Q, q) рассматриваются в первую очередь, так как по ним наиболее достоверно можно определить параметры геоэлектрической модели. Из анализа и сопоставления полевой, теоретической кривой и геоэлектрической моделей, полученных по данным ЗС 4 с установкой «соосные петли», следует, что небольшие искажения полевой кривой ЗС на ранних и поздних временах практически не влияют при определении основных геоэлектрических параметров разреза (рис. 2).

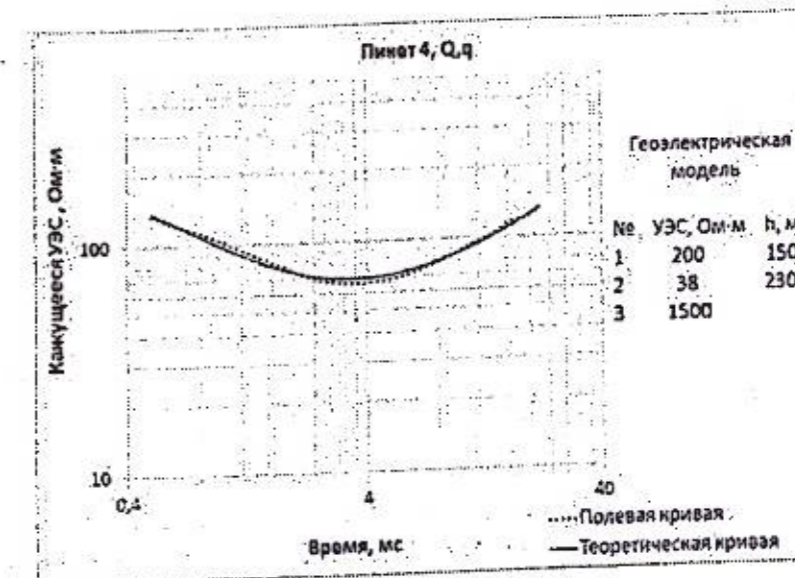


Рисунок 2 – Пример интерпретации данных ЗС 4 с установкой Q, q

Сопоставление данных зондирования установками Q, q и АВ-q в одном пункте показало, что геоэлектрические модели для перечисленных установок неплохо совпадают по мощности слоёв и несколько отличаются по удельному электрическому сопротивлению, например, для ЗС 6 различается УЭС первого горизонта (рис. 2.1).

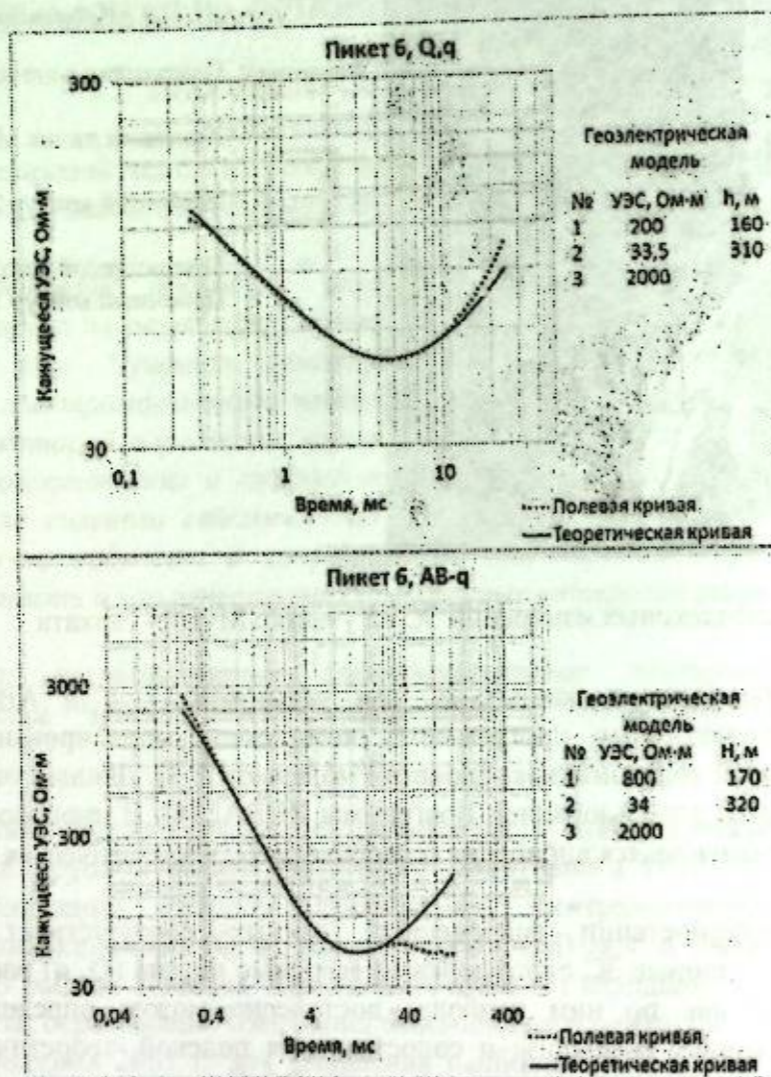


Рисунок 2.1 – Сопоставление полевых, теоретических кривых и геоэлектрических моделей по полевым данным установок Q, q и АВ-q ЗС 6

Это можно объяснить различной конфигурацией использованных установок и, соответственно, разным объёмом захваченной электромагнитным полем среды.

Следует отметить, что данные с установкой АВ-q более искажены по сравнению с данными соосных установок. Путём сопоставления полевых и теоретических кривых ЗС с установкой АВ-q, выявлены характерные искажения, которые наблюдаются в основном в поздней стадии становления. В частности, на полевой кривой ЗС 6 на поздних временах формируется «ложный» минимум, что приводит к появлению несуществующего проводящего слоя в нижней части разреза при интерпретации подобных кривых с использованием горизонтально-слоистой модели. Так как измерения на участке Мухор-Тархата с установкой АВ-q контролируются измерениями с установкой Q, q, по данным которой этого минимума не наблюдается, а также с учётом данных по скважинам, этот минимум на кривой с установкой АВ-q относим к искажению, типичному для геоэлектрических условий межгорных впадин Горного Алтая.

Инверсия данных ЗС с установкой АВ-MN проводится, когда геоэлектрическая модель уже построена и верифицирована. Инверсия начинается с использованием имеющейся изотропной модели. Затем с учётом скважинных, геологических, данных, обосновывающих

анизотропные свойства породных комплексов на этом участке, вводится анизотропия электропроводности (анизотропная модель).

На примере инверсии полевых данных ЗС 3 с установкой АВ-MN (параллельная установка) на участке Мухор-Тархата (рис. 3) показано, что для изотропной модели погрешность подбора теоретической кривой превышает 10%. С учётом анизотропии отложений осадочного чехла и опорного горизонта погрешность подбора ЗС 3 уменьшается вдвое – до 5%.

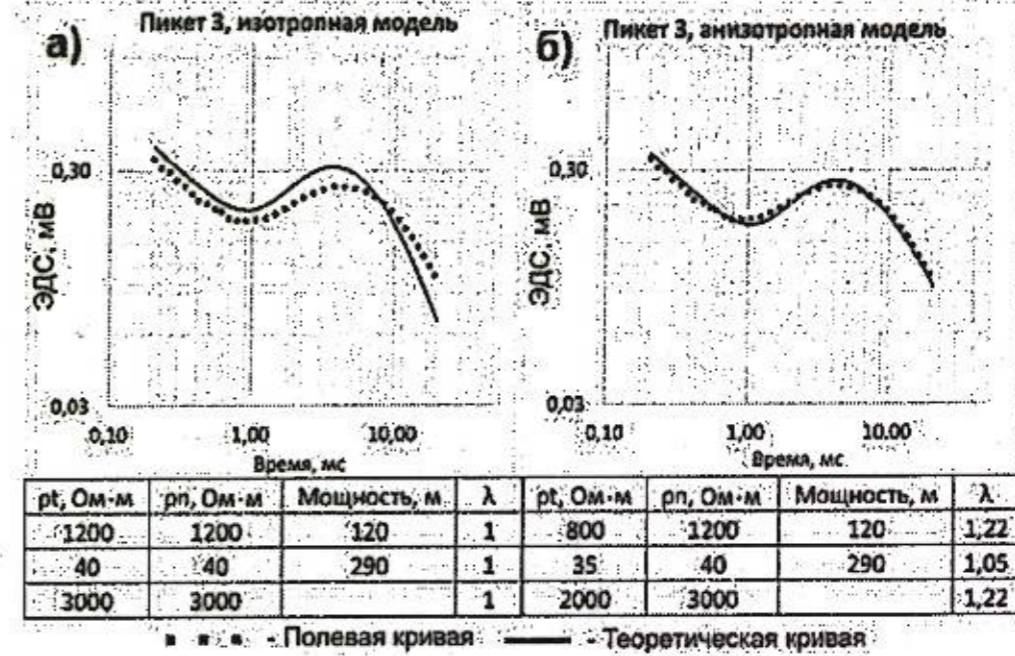


Рисунок 3 – Пример интерпретации данных ЗС 3 с установкой АВ-MN, а) изотропная модель, б) анизотропная модель

В результате интерпретации данных ЗС 3 с использованием анизотропной модели среды получены значения коэффициентов анизотропии для каждого слоя разреза – для первого и третьего слоёв $\lambda = 1,22$, второй слой практически изотропен (λ немного больше единицы). В районе пункта 3 анизотропными свойствами обладают высокоомные слои разреза. Близкое к единице значение коэффициента анизотропии второго слоя можно объяснить его литологическими характеристиками, он представлен породами, содержащими песчано-глинистый материал, за счёт чего происходит более быстрое залечивание трещин.

Таким образом, предложенная методика измерения методом ЗС с использованием трёх приёмно-генераторных установок, современной аппаратуры, и соответствующая методика обработки и интерпретации данных, позволили наиболее надёжно и точно определить параметры геоэлектрической модели (УЭС, мощность слоя, коэффициент электрической анизотропии), которые в дальнейшем используются для расчёта вариаций, их оценки и сопоставления с показателями сейсмической активности.

Из сопоставления геоэлектрических данных с параметрами сейсмического режима выявлено, что наиболее чувствительным к сейсмическому воздействию по параметру УЭС является второй проводящий горизонт, а по параметру анизотропии первый и опорный высокоомные горизонты.

Относительные вариации УЭС второго слоя по данным соосных установок (ЗС 1, ЗС 4) отражают изменение сейсмичности за период наблюдений, но по амплитуде они небольшие, от 12-14% (ЗС 1) до 8-6% (ЗС 4). Относительные вариации коэффициента электрической анизотропии первого и опорного горизонтов для ЗС 1, 2, 5, 6 также отражают изменение сейсмической активности, но на порядок выше, чем вариации УЭС.

Даже с учётом большей погрешности определения коэффициента анизотропии, составляющей 7-12% для первого и 10-14% для третьего слоёв, по сравнению с УЭС, для которого погрешности находятся в интервале 4-6%, можно сделать вывод о высокой чувствительности λ к изменению сейсмического режима и утверждать, что он может быть использован для характеристики сейсмических активизаций исследуемой территории.

Таким образом, с применением методики измерений методом ЗС современной аппаратурой тремя приёмно-генераторными установками и соответствующей методики интерпретации данных выявлены тензочувствительные элементы в геологическом массиве: значимые вариации УЭС, коррелирующие с сейсмическими активизациями 2008-2009 гг. и 2012-2013 гг. афтершокового периода, наблюдаются во втором проводящем горизонте, в то время как максимальные вариации коэффициента электрической анизотропии отмечаются в первом и третьем высокоомных горизонтах в эти же временные интервалы. Таким образом, наблюдается не только разная чувствительность параметров к сейсмическому воздействию, но и каждый из них характеризует свой интервал разреза [5].

Выявленные закономерные связи вариаций двух электрофизических параметров с сейсмическим режимом, повышают информативность электромагнитного мониторинга для задач сейсморайонирования, прогнозирования возможных землетрясений в заселенных районах, при строительстве промышленных и гражданских объектов.

Кроме того, установлено, что в геоэлектрических условиях Чуйской впадины параметр электрической анизотропии более чувствителен, по сравнению с УЭС, к изменению сейсмического режима и может служить индикатором сейсмических активизаций этой территории.

Работы поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (грант 17-05-00654).

Литература

1. Неведрова Н.Н., Шалагинов А.Е. Мониторинг электромагнитных параметров в зоне сейсмической активизации Горного Алтая // Геофизика. 2015. № 1. С. 31-40.
2. Хабинов О.Г., Чалов И.А., Власов А.А., Антонов Е.Ю. Система интерпретации данных зондирования методом переходных процессов EMS // ГЕО-Сибирь-2009. Сб. науч. ст. Новосибирск. 2009. С. 108-113.
3. Эпов М.И., Дашевский Ю.А., Ельцов И.Н. Автоматизированная интерпретация электромагнитных зондирований. Препр. № 3. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. 29 с.
4. Методы решения прямых и обратных задач сейсмологии, электромагнетизма и экспериментальные исследования в проблемах изучения геодинамических процессов в коре и верхней мантии Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2011. 406 с.
5. Шалагинов А.Е., Неведрова Н.Н. Особенности геоэлектрического строения участка Мухор-Тархата в Чуйской впадине Горного Алтая по данным нестационарных зондирований и электротомографии // ИНТЕРЭКСПО ГЕО-Сибирь-2016. XII междунар. науч. конгр.: Междунар. науч. конф. "Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология", (г. Новосибирск, 19-22 апреля 2016 г.). Тез. докл. Т. 2. Новосибирск. 2016. С. 271-275.

МОНИТОРИНГ РАЗЛОМНЫХ ЗОН МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО АЛТАЯ)

Шапаренко И.О., Неведрова Н.Н.

shaparenkoio@ipgg.sbras.ru, nevedrovann@ipgg.sbras.ru

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского
отделения Российской академии наук, г. Новосибирск, Россия

Выявление разломных зон, определение их параметров, слежение за изменениями этих параметров имеет важное значение для целого ряда научных дисциплин: структурной геологии, сейсморайонирования, сейсмобезопасности, прогнозирования опасных геологических явлений и прочее. Опасные геодинамические явления (землетрясения, оползни и прочее) напрямую связаны с тектоническими движениями по сейсмогенерирующим разломам.

Ключевые слова: электротомография, геодинамика, разломные зоны, электромагнитный мониторинг, Горный Алтай.

Опасные геодинамические процессы (землетрясения, оползни и пр.) зачастую связаны с тектоническими движениями по сейсмогенерирующим разломам. Регулярные наблюдения методами геоэлектрики в разломных зонах свидетельствуют, что при активизации деформационных процессов именно в этих зонах наблюдаются наиболее значимые изменения электропроводности всех горизонтов разреза, включая приповерхностные отложения [1]. В результате подвижек в верхней части разреза могут появляться просадочные явления с образованием провалов грунта, глубоких воронок, особенно при наличии горных пород, подверженных суффозии. При исследовании приповерхностных разломных структур в последнее время зачастую используется метод электротомографии [2]. Для мониторинга (регулярного слежения за состоянием приповерхностной части геологического массива в разломных зонах), учитывая крайнюю изменчивость геоэлектрических характеристик этой части разреза, необходим метод, имеющий наибольшую детальность, низкие погрешности измерений, поэтому оптимальным вариантом является электротомография.

На участке, расположенном в центральной части Чуйской впадины Горного Алтая в районе пос. Мухор-Тархата выполнены комплексные измерения методом нестационарного электромагнитного зондирования (ЗС) и электротомографии. Расположение пунктов ЗС и профилей электротомографии показано на рис. 1.

Измерения методом электротомографии по профилю 2 выполнены 2015 и 2016 гг. Глубинное геоэлектрическое строение участка хорошо известно по данным ЗС, в частности выделена разломная зона в его центральной части в долине реки Мухор, подтвержденная геологическими изысканиями [1]. Все профили электротомографии проложены вкрест простирания этой разломной структуры. Анализ геоэлектрических параметров за разные годы показал, что в центральной части обоих разрезов электротомографии выделяется зона с пониженными значениями УЭС, соответствующая разломной структуре (рис. 2 а, б). Хорошо видны изменения УЭС в верхней и нижней частях разреза. В частности, в 2016 году до глубины в 20 м получены более протяженные и более высокоомные блоки по сравнению с 2015 годом, для выделенной проводящей зоны УЭС также повысилась.



Рисунок 1 – Схема расположения профилей электротомографии и пунктов ЗС в районе пос. Мухор-Тархата Чуйской впадины

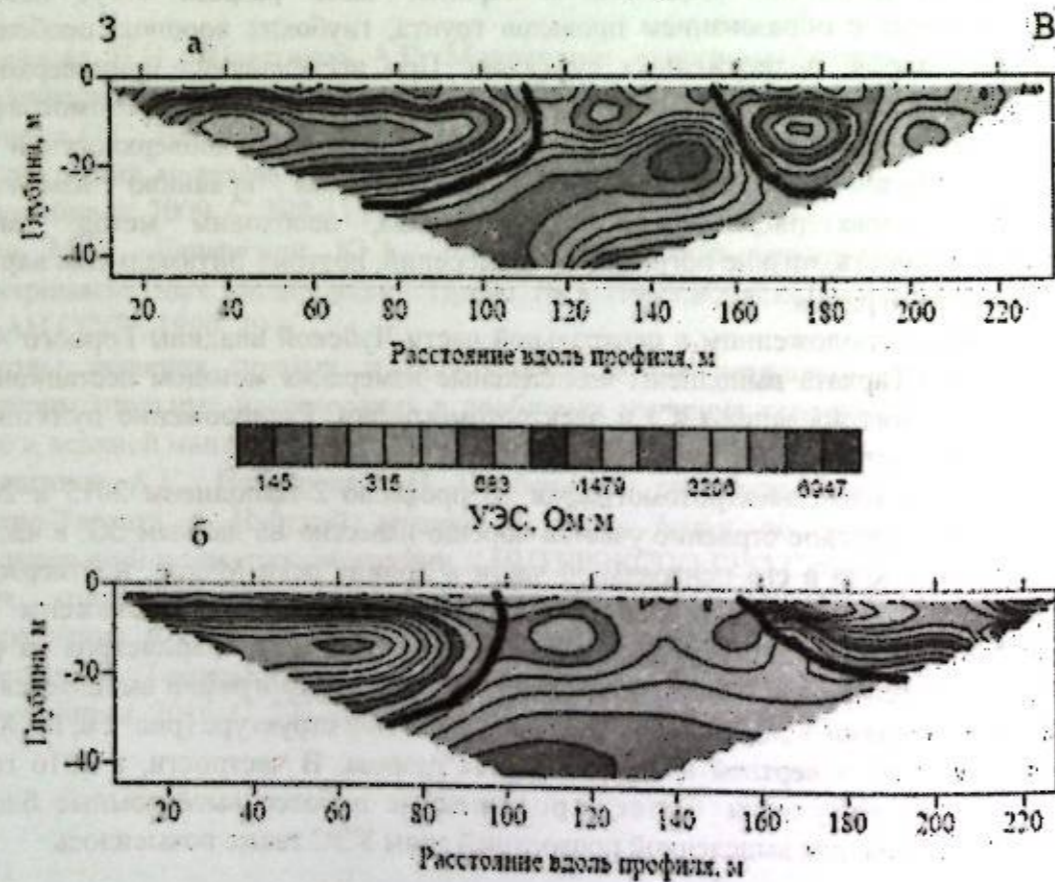


Рисунок 2 – Геоэлектрические разрезы по данным электротомографии участка Мухор-Тархата по результатам двумерной инверсии; а – за 2015 г., б – за 2016 г. Черные линии – границы зоны разлома

Работы по исследованию структуры разломной зоны в центральной части в долине реки Мухор будут продолжены далее. По профилю 2 будет проводиться дальнейший мониторинг состояния среды. А также, разломную зону планируется изучать далее системой параллельных профилей.

На участке в долине р. Чаган (западная часть Чуйской впадины) повторные измерения электротомографии были выполнены по профилю 3 (рис. 3а). На обоих разрезах, полученных в результате 2D инверсии [3] глубже ~ 10 м присутствуют отложения с аномально большими значениями УЭС, достигающими 20 000 Ом·м, которые по скважинным данным отнесены к многолетнемерзлым (рис. 3 б,в). Разломная зона, выделенная по данным ВЭЗ, из-за присутствия мерзлоты имеет также достаточно высокие значения УЭС. Тем не менее данные электротомографии позволяют следить за изменениями параметров разломной структуры и изменениями УЭС вмещающей части разреза.

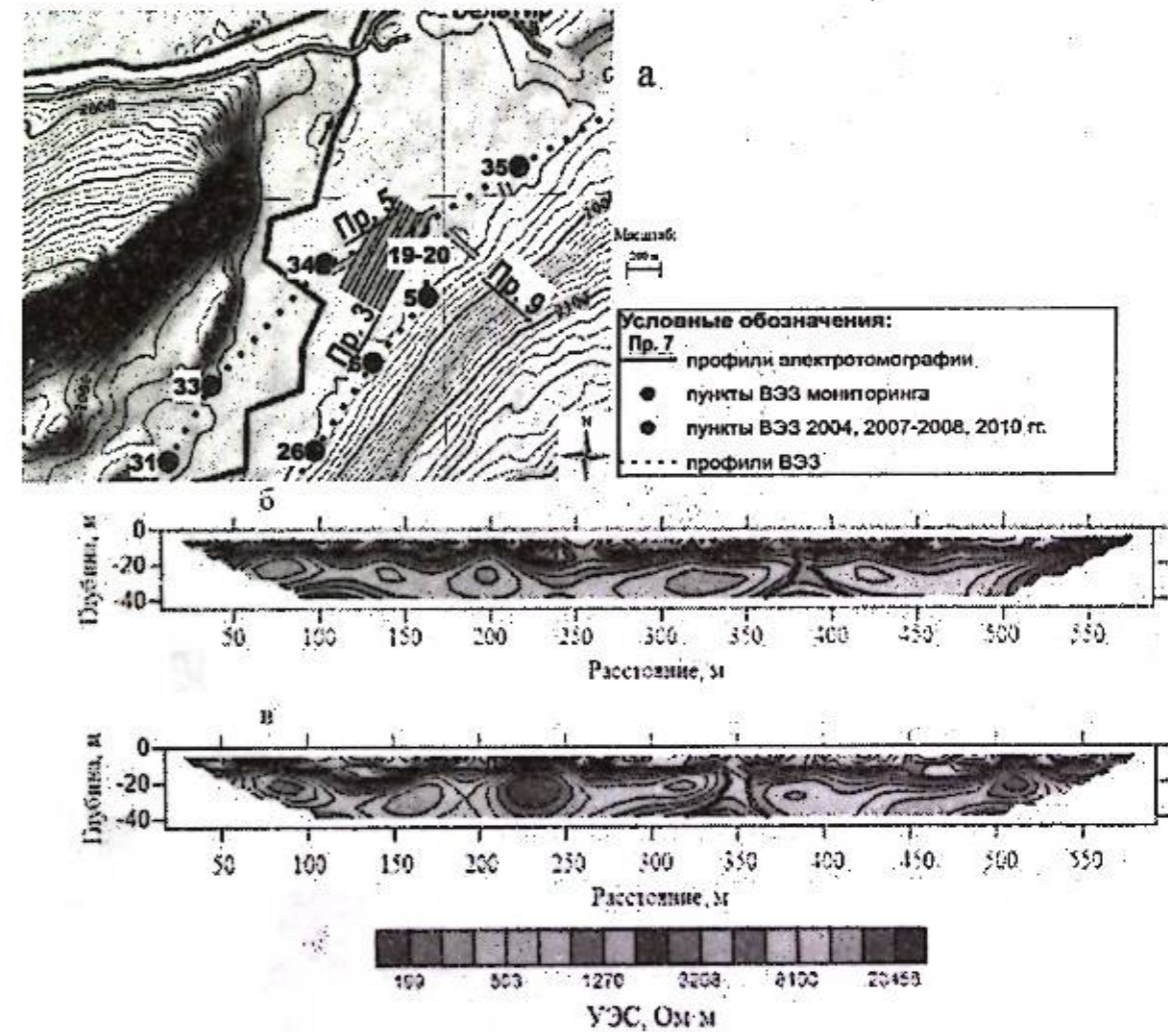


Рисунок 3 – Геоэлектрические разрезы по данным электротомографии в долине р. Чаган (западная часть Чуйской впадины); а – схема измерений; б – разрез в 2012 г., в – разрез в 2016 г.

В результате трехмерной инверсии данных электротомографии (программный пакет ERTLab) [4] построены геоэлектрические модели с высокоомной верхней частью (УЭС в интервале 800-1000 Ом·м) и хорошо выраженной наклонной проводящей зоной с понижением УЭС до 300 Ом·м, соответствующей разломной структуре.

Площадная съемка методом электротомографии с целью построения 3D моделей и прослеживания изменений УЭС во времени выполнена в 2015 и 2016 гг. на участке, выбран-

ном по результатам интерпретации данных вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и ЗС, в зоне предполагаемого по геолого-геофизическим данным протяженного разрывного нарушения, хорошо выраженного в рельефе центральной части Курайской впадины. Профили были заложены вкрест простирания разлома (рис. 4а).

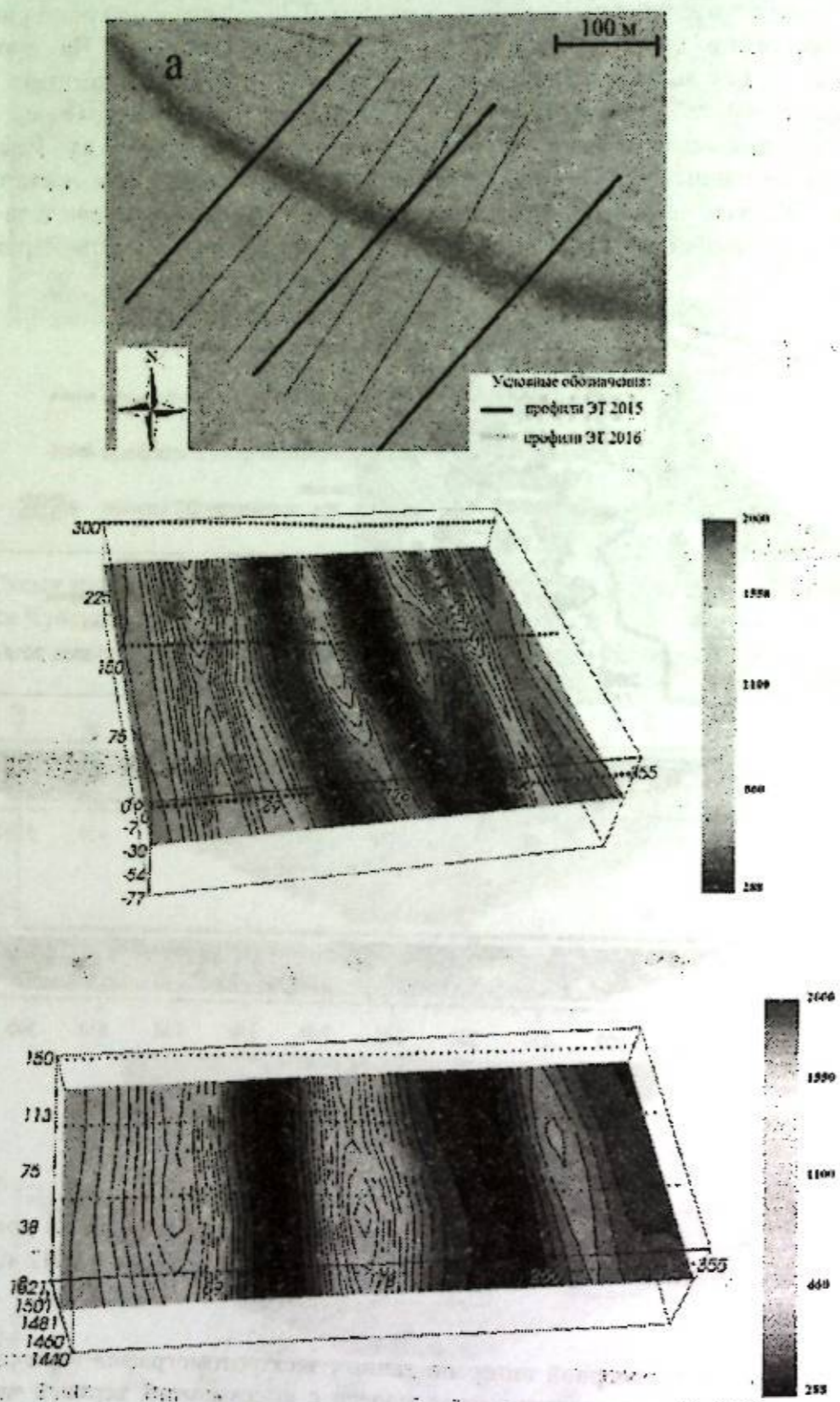


Рисунок 4 – 3D модели участка в центральной части Курайской впадины по данным электротомографии; а – схема измерений; б – модель по данным за 2015 г., в – модель по данным за 2016 г.

Сопоставление 3D моделей за 2015 и 2016 гг. в виде срезов на глубине в 30 м (рис. 4б,в) показало общее понижение УЭС разломной зоны в 2016 г., предположительно связанное с усилением сейсмичности в 2016 г. на территории впадины. Разработанные способы обработки данных электротомографии позволяют количественно оценить изменения геоэлектрических параметров.

Таким образом:

1. Результаты выполненных работ показали, что метод электротомографии эффективен для мониторинга УЭС приповерхностных отложений в сейсмоактивных районах.
2. По данным электротомографии разломные зоны выделяются значительным понижением УЭС, на которое существенно влияет изменение сейсмического режима территории межгорных впадин.

Работы поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (грант 17-05-00654).

Литература

1. Неведрова Н.Н., Рохина М.Г., Шалагинов А.Е., Санчаа А.М. Анализ многолетних наблюдений методом нестационарного электромагнитного зондирования (на примере сейсмоактивной зоны Горного Алтая) // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2016. № 12. С. 190-212.
2. Rizzo E., Colella A., Lapenna V., Piscitelli S. High resolution images of the fault controlled High Agri Valley basin (Southern Italy) with deep and shallow electrical-resistivity tomographies // Physics and Chemistry of the Earth. 2009. № 29. P. 321-327.
3. Geotomo Software [Electronic resource] – <http://geotomosoft.com/>
4. Geostudi sTier s.r.l. [Electronic resource] - <http://www.geostudisrl.com/>

ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ПРИ ПОДГОТОВКЕ РАЗРЫВА ПО РАЗЛОМУ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ: ЧИСЛЕННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Шимелевич М.И.¹, Оборнев Е.А.¹, Фельдман И.С.², Новиков В.А.²

eugeny@mail.ru

¹Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва, Россия

²Объединенный институт высоких температур Российской академии наук, г. Москва, Россия

Разработана двумерная геоэлектрическая модель гетерогенной геосреды с учетом представления о процессах, происходящих в разломе земной коры перед землетрясением, приводящих к снижению его электрического сопротивления вследствие развития зоны повышенной трещиноватости и ее заполнения проводящим флюидом. Численный эксперимент с использованием данной модели продемонстрировал рост амплитуды электромагнитного (ЭМ) поля для продольной поляризации на большом удалении от проводящей зоны разлома, что может явиться основанием для разработки методики мониторинга ЭМ-полей, измеряемых на поверхности Земли на удалении от очага землетрясения и непосредственно над сейсмогенным разломом, с целью контроля степени готовности разлома к возникновению землетрясения.

Ключевые слова: разлом, проводящая зона, электромагнитное поле, землетрясение.

Введение. С учетом современного развития цивилизации, возникновения мегаполисов и крупных опасных промышленных комплексов сильные землетрясения, приводящие к многочисленным человеческим жертвам и колоссальным материальным потерям, представляют собой вызов современному мировому сообществу и начинают угрожать его устойчивому развитию. Прогноз времени, места и магнитуды землетрясения может значительно снизить человеческие и материальные потери, и, следовательно, является одной из основных, но пока нерешенных проблем в сейсмологии. Поскольку во время сильных землетрясений выделяется огромное количество сейсмической энергии, то многие исследователи полагают, что её накопление, особенно в субкритическом состоянии сейсмогенного разлома, не может произойти незаметно, и должны наблюдаться определенные физические явления, которые могут рассматриваться в качестве предвестников. В настоящее время во многих сейсмоопасных регионах созданы долговременно и непрерывно работающие системы мониторинга различных геофизических полей, однако пропуск всех сильнейших землетрясений 21 века, включая Великое японское землетрясение Тохоку 11 марта 2011 года, указывает на провал данного подхода [1]. Особенно ярким примером неудачи краткосрочного прогноза является Паркфилдский эксперимент (Калифорния, США), когда землетрясение М6, ожидаемое в 1993 г., произошло в 2004 г. практически без предвестников, хотя в этом регионе было специально сосредоточено уникальное количество геофизической аппаратуры, способной регистрировать все известные к настоящему времени краткосрочные предвестники землетрясений [2]. Очевидным является то, что исследователям до сих пор не удалось выделить предвестники конкретных землетрясений. Наблюдавшиеся локальные аномалии различных полей перед землетрясениями отражали другие процессы, которые ошибочно отождествляли с процессами подготовки крупномасштабных разрывов. Такая ситуация характерна и для электромагнитных предвестников землетрясений, которые в ряду событий, предшествующих сейсмическому толчку, занимают одно из ведущих мест. В конце прошлого века появилось множество публикаций об аномальных вариациях геомагнитного поля перед землетрясениями, но, тем не менее, после более детального анализа было

показано, что они не связаны с процессами в очаге землетрясения, а вызваны другими источниками [3].

Отсутствие в настоящее время методики краткосрочного прогноза сейсмических катастроф в первую очередь обусловлено недостаточным пониманием физики процессов, происходящих в очаге землетрясения, которые могут являться источником вариаций геофизических полей, рассматриваемых в качестве предвестников. Очень часто хорошо выделяемые на фоновом уровне пульсации или бухтообразные изменения геофизических параметров априори объявляются предвестниками землетрясения без должного физического обоснования. Попытки физического объяснения появления таких предвестников обычно делаются на феноменологическом уровне, при этом детальное рассмотрение таких физических моделей и механизмов с численными оценками показывают их несостоятельность с точки зрения возможности мониторинга электромагнитных сигналов, генерируемых в очаге землетрясения, на поверхности Земли [4]. С учетом изложенного, в настоящей работе предлагается другой подход к анализу возможных электромагнитных предвестников землетрясения. Вначале рассматривается геологическая структура, геоэлектрическое строение которой характерно для областей с высокой сейсмической активностью. Затем, на основе полевых и лабораторных наблюдений деформационных процессов в очаге землетрясения рассматривается поведение этой геологической структуры в заключительный период подготовки сейсмического события (формирование проводящих зон в сейсмогенном разломе). На основе такой физической модели разрабатывается математическая модель процесса возникновения электромагнитного предвестника и проводится численное исследование возможности его мониторинга на поверхности земли.

Физическая модель. Результаты лабораторных экспериментов [5-6] и полевых наблюдений [7] показывают, что перед динамическим разрывом по разлому возникает медленное асейсмическое скольжение (preslip), которое можно было бы использовать в качестве деформационного предвестника землетрясения. Однако с учетом того, что обычно разломы закрыты осадочными породами, регистрация такого предвестника на поверхности земли затруднена. Тем не менее, такое скольжение вызывается разрушением горных пород в зоне контакта бортов разлома, приводящее к изменению проницаемости горных пород в зоне подготовки разрыва по разлому перед землетрясением, флюидного режима в разломной зоне и, как следствие, к вариациям проводимости разлома и электромагнитного поля на поверхности земли перед сейсмическим событием. В начальный момент подготовки динамического разрыва в области максимума градиента напряжения возникает трещиноватость, что неизбежно приводит к заполнению трещин либо флюидом [8-10], при наличии свободной воды, либо более пластичными породами, такими как глины, соли, сланцы, особенно черные сланцы, обогащенные графитом, которые создают хорошо проводящие пленки, обеспечивая скольжение по ним более жестких блоков. При этом электрическое сопротивление в зоне трещиноватости уменьшается и возникает так называемая "проводящая щель". В квазиодномерной среде эти изменения не существенны и малозаметны. Однако в двумерной модели, которая более адекватно описывает строение очага землетрясения и его развитие во времени, при обычно присутствующем высокоомном экране, изменения структуры электромагнитного (ЭМ) поля естественного или искусственного источника будут весьма существенны. Весь ток, который экранировался высокоомным слоем (см. рис. 1), тут же устремится в образовавшуюся проводящую щель. Количественно процесс регулируется величиной изменения поперечного сопротивления, которое зависит от объема и связности образовавшихся проводящих трещин ("щелевой" эффект). Данная модель может быть усложнена более точным заданием области трещиноватости и более детальным по времени описанием процесса разрушения и сдвига. Отдельно или в комплексе может быть поставлена задача триггерного эффекта и задача мониторинга сейсмического события. Для этого должны быть заданы некоторые обобщенные статистические или модельные коэффициенты (зависимости) связи между

напряжением, прочностью, трещиноватостью, связной пористостью и поперечным сопротивлением среды.

Численная модель и результаты вычислительного эксперимента. Рассмотрена двумерная (2D) геоэлектрическая модель гетерогенной среды с учетом представления о процессах, происходящих в геологическом объекте – сейсмогенном разломе перед возникновением землетрясения (рис. 1). Данная структура имеет протяженное простирание вдоль линии надвига, что отвечает условиям 2D моделирования. В основу численной модели положена гипотеза об изменении проводимости геоматериалов в локальной зоне разлома в субкритическом напряженно-деформированном состоянии вследствие геодинамических процессов [6-10]. В области максимума сдвигового напряжения в разломе развивается зона повышенной трещиноватости, способствующая существенному уменьшению удельного сопротивления за счет заполнения трещин минерализованным проводящим флюидом или хорошо проводящими материалами типа глин или графитизированных сланцев.

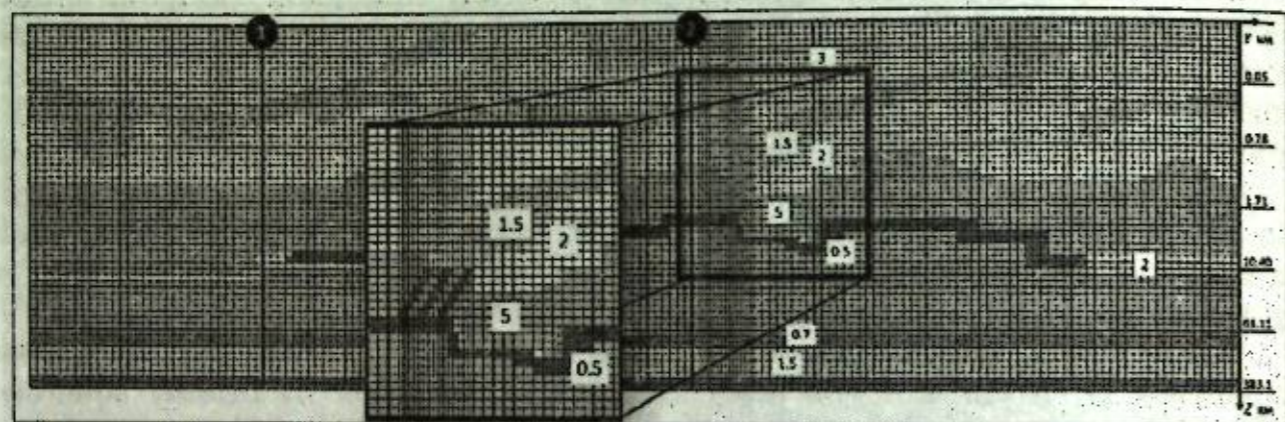


Рисунок 1 – Физико-геологическая модель гетерогенной среды: на базовой модели без изменения черным контуром показано место образования "проводящей щели" и приведен увеличенный фрагмент (слева) области изменения базовой модели в виде образования тонких субвертикальных структур (в нашем случае – три структуры), моделирующих "проводящую щель"; цифры в белых квадратах – значения логарифма удельного сопротивления (Ом·м) в различных областях слоистой структуры земной коры; цифры 1 и 2 в черных кружках сверху с вертикальными линиями обозначают места проведения мониторинговых зондирований

Для проведения вычислительного эксперимента, как показано в [11], предлагается рассмотреть два варианта геоэлектрической модели среды: базовый вариант, который соответствует ненарушенному состоянию проводящих зон, и измененный вариант, в котором появляется зона трещиноватости и возникает "щелевой эффект", вследствие которого происходит электрическое соединение глубинного проводящего слоя (графитизированные сланцы с удельным сопротивлением $\rho = 3$ Ом·м) с хорошо проводящей верхней частью разреза, состоящей из флюидонасыщенных блоков разной проводимости $\rho = 10-100$ Ом·м).

Ось OY на рис. 1 направлена вдоль профиля (протяженность 82,4 км), а ось OX поперек профиля (перпендикулярно к плоскости рис. 1). Область "проводящей щели" в модели (увеличенный фрагмент слева на рис. 1) представляет собой тонкие субвертикальные структуры (на глубине от 0,9 км, мощностью до 2,36 км) с чередованием проводящих ($\rho = 3$ Ом·м) и экранирующих ($\rho = 1 \cdot 10^5$ Ом·м) элементов модели. Ширина ячеек конечно-разностной сетки численной модели по горизонтали меняется от 0,8 км у краевых областей до 0,4 км в центральной части, а в зоне образования "проводящей щели" она составляет 1 м. Таким образом, моделируется локальная группа параметров по аналогии с работами [12-13].

Основой данного исследования является использование в процессе моделирования и последующего полевого мониторинга стандартной аппаратуры и методики обработки

измерений методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ). В методе МТЗ рассматривается источник типа "плоская волна", который создается в результате взаимодействия изменяемого магнитного поля Земли и ионизированной ионосферы на высотах от 100 до 300 км, что, по мнению авторов, является неоспоримым преимуществом для использования данного метода в целях мониторинга. В этой связи исследуется не изменение самого поля во времени – $U(t) = U(\omega)e^{-i(\omega t - \varphi)}$, где U – амплитуда одной из компонент E, H напряженности электромагнитного поля во временной или частотной области, $e^{-i(\omega t - \varphi)}$ – гармонический закон (формула Эйлера), ω, t, φ – соответственно, круговая частота, время и фаза гармонического процесса, – которое регистрируется приборами, а значение полного комплексного импеданса среды. Импеданс рассчитывается как отношение ортогональных компонент для двух поляризаций, меняющихся по гармоническому закону: $Z_{xy} = E_x/H_y$ – E -поляризованное (TE-мода), $Z_{yx} = E_y/H_x$ – H -поляризованное (TM-мода) ЭМ-поле на сетки периодов от 0,01 до 10000 с. В виду комплексной величины импеданса при интерпретации традиционно рассматривают модуль ρ_T и фазу φ_T этого числа для каждой поляризации, которые рассчитываются следующим образом: модуль $\rho_T = 0,2 \cdot |Z|^2 / (\mu_0 \omega)$; фаза $\varphi_T = \arg(Z)$, где $|Z|$ – модуль (математический) комплексного числа, $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ – магнитная постоянная (магнитная проницаемость в вакууме).

Рассматривается задача расчета ЭМ-полей для базового и измененного состояний модели (рис. 1). Базовая модель известна на основе предыдущих исследований и интерпретаций. Необходимо на основе анализа компонент импеданса обнаружить возможные локальные зоны изменения модели типа "проводящая щель" и оценить удаленность возможного места проведения мониторинга на основе отношения изменений магнитотеллурического (МТ) поля в данной зоне. Измеренные и обработанные данные в методе МТЗ для 2D случая представляют собой в каждой точке профиля два элемента основной диагонали тензора импеданса для двух взаимно ортогональных направлений поляризации МТ-поля, т.е. четыре независимых векторных величины.

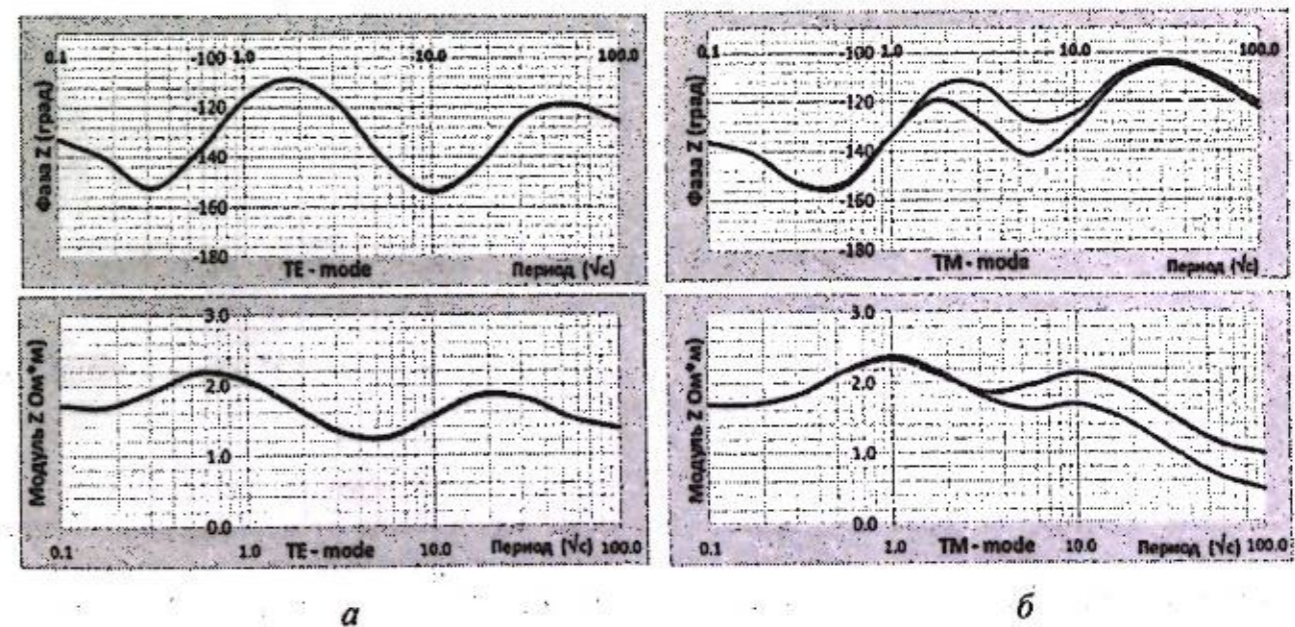


Рисунок 2 – Мониторинг в точке №1 (рис. 1) слева от "проводящей щели" на расстоянии 22,8 км. а) E -поляризация (TE-мода), б) H -поляризация (TM-мода)

На рис. 2, 3 представлены графики зондирования в двух точках профиля (точки №1 и №2, рис. 1) для двух состояний модели. Черный цвет графика соответствует "базовой" модели без щелевого эффекта, а серый цвет – "измененной" модели с включением эффекта "проводящей щели". E -поляризованное поле будет отражено на графиках слева (а), а H -поляризованное поле – на графиках справа (б).

Расчетное E -поляризованное поле (TE -мода, графики на рис. 2а) в точке, удаленной на 22,8 км от "проводящей щели", не реагирует на щелевой эффект в измененной модели. Расчеты для H -поляризации (TM -мода) показывают, что начиная с периодов от 1,0 мТ-поля расходятся. Таким образом, при достижении глубины около 1 км расположения "проводящей щели" компоненты мТ-поля начинают реагировать на изменение модели и кривые на графиках (рис. 2б) расходятся. Амплитуда изменения достигает порядка 30%, что позволяет с большой вероятностью, даже при наличии помех от 10 до 15%, фиксировать эти изменения при проведении периодических мТ-зондирований на поверхности земли. Дополнительным признаком является тот факт, что графики фазы измененной модели (см. верхний график, рис. 2б) становится больше, а графики для модуля меньше значений базовой модели (см. нижний график, рис. 2б).

Вблизи, на расстоянии 1,2 км слева от "проводящей щели" (точка №2 на рис. 1) расчетное E -поляризованное поле начинает реагировать на появление "щелевого эффекта" в модели с самых ранних периодов (рис. 3а). При этом фаза (рис. 3а, верхний график) меняет знак и в интервале 0,01-1,0 с измененные значения мТ-поля больше базовых, а затем для периодов 1-50 они становятся меньше, а модуль (рис. 3а, нижний график) строго меньше на всех периодах изменения. Компоненты H -поляризованного поля остаются по форме аналогичными таковым на рис. 2, но при этом амплитуда импеданса увеличивается (рис. 3б) и расхождения достигают 40%.

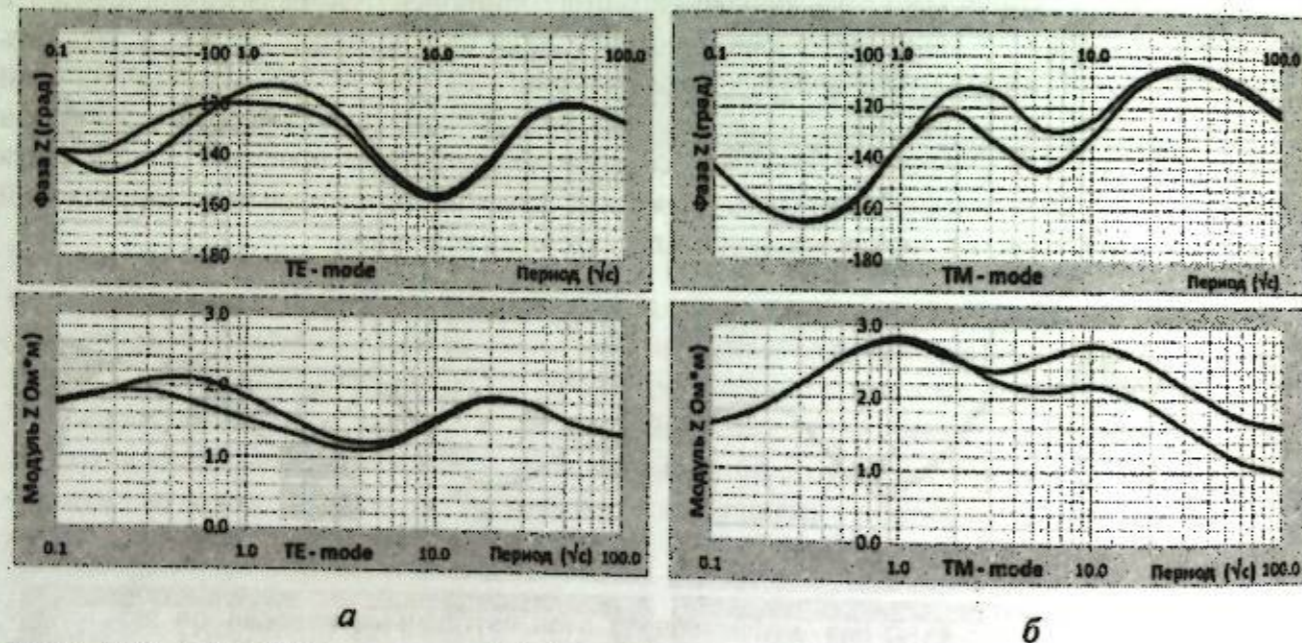


Рисунок 3 – Мониторинг в точке №2 (рис. 1) слева от "проводящей щели" на расстоянии 1,2 км. а) E -поляризация (TE -мода), б) H -поляризация (TM -мода)

Данные графики показывают, что мТ-поле имеет достаточно особенностей, которые позволяют обнаружить появление "проводящей щели" на удалении от места возникновения геодинамического нарушения (асейсмического скольжения, предваряющего землетрясение), что может служить предвестником приближающегося сейсмического события. Полученные результаты могут быть использованы при постановке полевых работ по регулярному мониторингу сейсмогенных разломов для выявления областей предварительного разрушения контактной зоны между бортами разлома перед динамическим разрывом.

Заключение. В результате численного моделирования показано, что для двумерной модели с высокоомным экраном и хорошо проводящим слоем перераспределение плотности полного тока в среде, с учетом предполагаемых представлений о формировании зоны трещиноватости, существенно увеличивается за счет эффекта возникновения "проводящей щели". При этом амплитуда электромагнитного поля для продольной поляризации возрастает на большом удалении от зоны "проводящей щели". Полученный результат может

являться основанием для разработки методики мониторинга электромагнитных полей, измеряемых на поверхности земли на удалении от очага землетрясения и непосредственно над разломом, с целью контроля степени готовности разлома к возникновению сейсмического события, что открывает новые возможности для прогноза землетрясений на основе электромагнитных предвестников

Литература

1. Гуфельд И.Л., Матвеева М.И., Новоселов О.Н. Почему мы не можем осуществить прогноз сильных коровых землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 4. С. 378-415.
2. Bakun W.H., Aagaard B., Dost B., Ellsworth W.L., Hardebeck J.L., Harris R.A., Ji C., Johnston M.J., Langbein J., Lienkaemper J.J., Michael A.J., Murray J.R., Nadeau R.M., Reasenber P.A., Reichle M.S., Roeloffs E.A., Shakal A., Simpson R.W., Waldhauser F. Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 Parkfield earthquake. Nature. 2005. Oct 13; 437(7061):969-74.
3. Johnston M.J.S. 1997. Review of Electrical and Magnetic Fields Accompanying Seismic and Volcanic Activity // Surv. in Geophys., 1997, V.18, pp. 441-475.
4. Gershenzon N. and Bambakidis G. Modeling of seismo-electromagnetic phenomena // Russian Journal of Earth Sciences, 2001, No. 3(4), pp. 247-275.
5. Scholz C., Molnar P., Johnson T. Detailed studies of frictional sliding of granite and implications for the earthquake mechanism // J. Geophys. Res. 1972, V. 77, P. 6392-6406.
6. McLaskey G.C., Lockner D.A. Preslip and cascade processes initiating laboratory stick slip // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2014, V. 119, pp. 6323-6336.
7. Scholz C. The mechanics of earthquakes and faulting. 2002, 2nd edn. Cambridge Univ Press, Cambridge, 471 p.
8. Giger S.B., Tenthorey E., Cox S.F., and Fitz Gerald J.D. Permeability evolution in quartz fault gouges under hydrothermal conditions // J. Geophys. Res., 2007, 112, B07202.
9. McCaig A.M. Deep fluid circulation in fault zones // Geology, 1988, 16(10), 867.
10. Киссин И.Г. Фильтрационные эффекты – новая разновидность предвестников землетрясений // ДАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 232-236.
11. Shimelevich M.I., Osborne E.A., Gavryushov S. Rapid neuronet inversion of 2D magnetotelluric data for monitoring of geoelectrical section parameters // Annals of Geophysics, Vol.50, N.1, Febr. 2007, P. 105-109.
12. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Гаврюшов С.А. Применение нейросетевой аппроксимации для решения задач мониторинга параметров геоэлектрических разрезов // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2003. № 4. С. 70-71.
13. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А. Быстрая нейросетевая инверсия мТ данных в задачах мониторинга параметров геоэлектрических разрезов // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Третий Междунар. симп. Тез. докл., г. Бишкек, 30 октября - 6 ноября 2005 г. Бишкек: ИС РАН. 2005. С. 145-146.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 3

ГЕОДИНАМИКА ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ: НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ. ВЛИЯНИЕ ДООРОГЕНИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА РАЗВИТИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ТЕКТОНИКА ДОКЕМБРИЯ-ПАЛЕОЗОЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ В СЕВЕРНОМ И СРЕДНЕМ ТЯНЬ-ШАНЕ
Буртман В.С. 6

СТРУКТУРЫ И КИНЕМАТИКА КАЙНОЗОЙСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В
РАЙОНЕ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)
Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С. 12

ЗОНЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ РАЗНОНАПРАВЛЕННЫХ ЛИТОСФЕРНЫХ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОТОКОВ (ПАМИРСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ И
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УЗЛЫ)
Леонов М.Г., Гарецкий Р.Г. 17

АРАЛЬСКАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ МУЛЬДА КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА:
ВОЗРАСТ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА
*Миколайчук А.В., Баженов М.Л., Рассказов С.В., Меерт Дж.Г.,
Гордеев Д.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А.* 25

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПЕРЕРАБОТКА ЧЕРНОМОРСКОГО
ПОБЕРЕЖЬЯ НА УЧАСТКЕ АНАПА-НОВОРОССИЙСК
Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е. 36

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПОДНАДВИГОВЫХ ЗОН
СКИФСКОЙ ПЛИТЫ И ЗОНЫ ЕЕ СОЧЛЕНЕНИЯ
С СЕВЕРО-ЗАПАДНЫМ КАВКАЗОМ
Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е. 43

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИЯХ ПОКРОВНОЙ ТЕКТониКИ НА
СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ КАВКАЗЕ
Попков И.В., Попков В.И. 50

ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ
ИЕРАРХИЧЕСКАЯ СОПОДЧИНЕННОСТЬ
Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. 54

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ГЕОДИНАМИКИ. ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ: НЕОДНОРОДНОСТИ, ФИЗИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ГРАНИЦ

АНОМАЛИИ ЛИТОСФЕРНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО УСТРОЙСТВА КОРОВО-МАНТИЙНЫХ
СТРУКТУР КАРПАТО-БАЛКАНСКОГО РЕГИОНА
Абрамова Д.Ю., Абрамова Л.М., Варенцов И.М., Филиппов С.В. 64

ОСОБЕННОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ
ЧАСТИ СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОЙ СЕЙСМОГЕННОЙ ЗОНЫ
Гребенникова В.В., Миркин Е.Л., Багманова Н.Х. 71

СОВРЕМЕННОЕ СТРОЕНИЕ ГЕОСТРУКТУР ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ
ЛИТОСФЕРЫ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА
Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. 78

О ФАКТОРАХ, ВЛИЯЮЩИХ НА ИЗМЕНЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ
ВОДНОРАСТВОРИМОГО ГЕЛИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ УЗБЕКИСТАНА
Закиров М.М. 86

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СОБЫТИЯ НА КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ
ПЛОЩАДКАХ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА
Кузиков С.И., Саламатина Ю.М. 90

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ
ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОПРЯЖЕНИЯ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ
С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ РЕГИОНА
Мансуров А.Н. 98

СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОЧКОРСКОЙ
ВПАДИНЫ (ТЯНЬ-ШАНЬ) С УЧЕТОМ НОВЫХ ДАННЫХ МТЗ
Пржиялговский Е.С., Баталева Е.А., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Рыбин А.К. 105

МЕХАНИЗМ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ТИБЕТА И ОРОГЕНОВ
ВЫСОКОЙ АЗИИ
Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С., Маринин А.В. 113

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРИБОРТОВЫХ ЗОН МЕЖГОРНЫХ
ВПАДИН СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. 121

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ГЕЛИЯ $^3\text{He}/^4\text{He}$ В ГАЗЕ
ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. 128

МЕТОДИКА ВЫЯВЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ ПО GPS
НАБЛЮДЕНИЯМ НА ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ПЛОЩАДКЕ
Саламатина Ю.М., Кузиков С.И. 135

ПОЛОЖЕНИЕ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ <i>Скринник Л.И.</i>	139
--	-----

**КОМПЛЕКСНЫЙ МОНИТОРИНГ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ.
ВОПРОСЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЕОСФЕР, ВКЛЮЧАЯ ВЛИЯНИЕ
ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ**

ПРОЯВЛЕНИЯ ВАРИАЦИЙ ПАРАМЕТРА pH НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД В РАЙОНЕ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ <i>Каримов Ф.Х., Саломов Н.Г., Ниязов Дж.Б., Усупов Ш.Н., Худжаев Х.Ш.</i>	146
О ГЕОХИМИИ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД И ЭНДОГЕННЫХ ФЛОИДОВ КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ <i>Кендирбаева Дж.Ж.</i>	153
РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ СЕЙСМОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ <i>Кендирбаева Дж.Ж., Гребенникова В.В.</i>	159
ВЛИЯНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ВАРИАЦИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ <i>Мухаммадеева В.А., Лазарева Е.А.</i>	166
АНОМАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ АТМОСФЕРЫ В ПЕРИОДЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ <i>Свердлик Л.Г., Имашев С.А.</i>	175
ОСОБЕННОСТИ ВЛИЯНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ПРОЯВЛЕНИЯ ГИДРОГЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ <i>Юсупов Ш.С., Нурматов У.А., Шин Л.Ю., Юсупджанова У.А.</i>	182

**НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ,
ВОПРОСЫ ЕЕ БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ И САМОПОДОБИЯ
ГЕОДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ.
СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЗОН ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ**

АНАЛИЗ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ КОРЫ ПАМИРА <i>Алексеев Р.С., Ребецкий Ю.Л.</i>	190
ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ТОКА НА РЕЖИМ СКОЛЬЖЕНИЯ ИМИТАТОРА РАЗЛОМА В ЛАБОРАТОРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАХ НА ПРУЖИННО-БЛОЧНОЙ МОДЕЛИ <i>Зейгарник В.А., Новиков В.А., Окунев В.И., Ключкин В.Н.</i>	194

ОТКЛИК АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ НА ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ ДЛЯ ОБРАЗЦОВ ИСКУССТВЕННОГО ПЕСЧАНИКА <i>Зейгарник В.А., Ключкин В.Н., Окунев В.И.</i>	200
--	-----

АНАЛИЗ ФРАКТАЛЬНЫХ СВОЙСТВ СЕЙСМИЧЕСКОГО СИГНАЛА <i>Имашев С.А., Сычев В.Н.</i>	208
--	-----

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ И РЕОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗЕМЛИ <i>Литовченко И.Н.</i>	216
---	-----

РЕКОНСТРУКЦИЯ Р-Т-Т ЭВОЛЮЦИИ ПРИРАЗЛОМНЫХ ТЕКТОНИТОВ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА <i>Лиханов И.И.</i>	222
---	-----

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ КОЧКОРСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ <i>Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А.</i>	229
--	-----

О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ МЕЖДУ РЕЖИМОМ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД И РАЗВИТИЕМ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО КЫРГЫЗСТАНА <i>Муралиев А.Н., Кендирбаева Дж.Ж., Малдыбаева М.К., Абдраева Б.С.</i>	235
---	-----

ВЛИЯНИЕ НОРМАЛЬНОГО ДАВЛЕНИЯ В ИМИТАТОРЕ РАЗЛОМА НА ТРАНСФОРМАЦИЮ РЕЖИМА ЕГО СКОЛЬЖЕНИЯ <i>Новиков В.А., Кочарян Г.Г.</i>	242
--	-----

НИЖНЕМАНТИЙНАЯ КОНВЕКЦИЯ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ <i>Ребецкий Ю.Л.</i>	248
---	-----

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ <i>Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И., Сычева Н.А.</i>	255
---	-----

**ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ,
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА.
ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И СОЦИАЛЬНЫЕ ПОСЛЕДСТВИЯ
ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС В ЗЕМНОЙ КОРЕ ОЧАГОВЫХ ЗОН СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ <i>Багманова Н.Х.</i>	264
--	-----

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В КЫРГЫЗСТАНЕ: ЭТАПЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ <i>Берёзина А.В., Абдрахматов К.Е., Першина Е.В.</i>	272
--	-----

НЕКОТОРЫЙ ОПЫТ СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ТОКТОГУЛЬСКОЙ ГЭС <i>Довгань В.И., Фролова А.Г.</i>	279	ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ НА ТЕРРИТОРИИ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА <i>Баталева Е.А.</i>	353
СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДОВ БАЛЫКЧИ И ТОКМОК <i>Камчыбеков М.П., Егембердиева К.А., Камчыбеков Ы.П., Кынатова З.Р.</i>	288	МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ (ПРИЧИН) «СТРУКТУРНЫХ ПОМЕХ» В ГЕОЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОЙ АППАРАТУРЕ С ШУМОПОДОБНЫМИ ЗОНДИРУЮЩИМИ СИГНАЛАМИ <i>Бобровский В.В., Ильичев П.В.</i>	360
АНАЛИЗ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР СЕЙСМИЧНОСТИ В ЛИТОСФЕРЕ ВОСТОЧНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ <i>Котничев Ю.Ф., Соколова И.Н.</i>	293	ИЗУЧЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ЭЛЕКТРОСОПРОТИВЛЕНИЯ, ОБУСЛОВЛЕННЫХ ДЕФОРМАЦИОННЫМИ ПРОЦЕССАМИ, ПРОТЕКАЮЩИМИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ <i>Брагин В.Д., Мухамадеева В.А., Лазарева Е.А.</i>	371
ХАРАКТЕРИСТИКИ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР СЕЙСМИЧНОСТИ В ОБЛАСТЯХ САРЕЗСКОГО И НУРЕКСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩ (ТАДЖИКИСТАН): АДАПТАЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ К ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ НАГРУЗКЕ <i>Котничев Ю.Ф., Соколова И.Н.</i>	300	ЧИСЛЕННОЕ РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ ТИХОНОВА-КАНЬЯРА МЕТОДОМ МАТРИЧНОЙ ЭКСПОНЕНТЫ <i>Забинякова О.Б., Скляр С.Н.</i>	377
О ГИДРОЛОГИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ РЕКИ НАРЫН <i>Манжиков Б.Ц.</i>	308	ОПТИМИЗАЦИЯ ТЕХНИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ И ХАРАКТЕРИСТИК ГЕОЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОГО ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА С ШУМОПОДОБНЫМИ СИГНАЛАМИ <i>Ильичев П.В.</i>	384
ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ НЕКОТОРЫХ НОВЫХ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ В КЫРГЫЗСТАНЕ <i>Орунбаев С.Ж., Родкин М.В., Абдывапов Н.А.</i>	314	РАЗРАБОТКА ШИРОКОПОЛОСНОГО ИНДУКЦИОННОГО ДАТЧИКА ПЕРЕМЕННОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ДЛЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО МОНИТОРИНГА ЗЕМНОЙ КОРЫ <i>Лашин О.А., Ильичев П.В.</i>	392
УРОВЕНЬ СБРОСА НАПРЯЖЕНИЙ И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ (БИШКЕКСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН) <i>Сычева Н.А., Богомолов Л.М.</i>	321	ОСОБЕННОСТИ УСИЛЕНИЯ И ФИЛЬТРАЦИИ СИГНАЛОВ В ГЕОЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОМ ИЗМЕРИТЕЛЬНОМ КОМПЛЕКСЕ С ШУМОПОДОБНЫМИ СИГНАЛАМИ <i>Лисимов М.О., Ильичев П.В.</i>	398
ТОМОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (БИШКЕКСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН) <i>Сычев И.В., Сычева Н.А., Кулаков И.Ю.</i>	329	ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА ПРОЯВЛЕНИЙ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ "ВЗРЫВНОГО" ТИПА <i>Погребной В.Н., Малосиева М.Т.</i>	404
КАРТА ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОГЕОНОМИИ ГЕОРИСКОВ ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КЫРГЫЗСТАНЕ <i>Усупаев Ш.Э.</i>	337	РАЗВИТИЕ НЕЙРОСЕТЕВЫХ МЕТОДОВ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО КОМПЛЕКСУ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ <i>Попова И.В.</i>	408
ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ МЕТОДЫ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНОВ И В МОНИТОРИНГЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ИНВЕРСИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ		КАЙНОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ <i>Поспеева Е.В.</i>	414
АНИЗОТРОПИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ РЕГИОНОВ (НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА) <i>Баталева Е.А., Баталев В.Ю.</i>	346	ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СЕЛЕНГИНСКОГО БЛОКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ <i>Поспеева Е.В., Потанов В.В.</i>	421

**НОВЫЙ МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИНВЕРСИИ 2D
ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ В РАМКАХ СЛОИСТО-БЛОКОВОЙ
МОДЕЛИ С ПРОВОДЯЩИМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ ИЕРАРХИЧЕСКОГО
СТРОЕНИЯ**

Хачай О.А., Хачай А.Ю. 428

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕНЗОЧУВСТВИТЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО
МОНИТОРИНГА В РАЙОНЕ ГОРНОГО АЛТАЯ НА ОСНОВЕ РЕШЕНИЯ
ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ**

Шалагинов А.Е., Неведрова Н.Н. 434

**МОНИТОРИНГ РАЗЛОМНЫХ ЗОН МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ
(НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО АЛТАЯ)**

Шапаренко И.О., Неведрова Н.Н. 439

**ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ПРИ ПОДГОТОВКЕ
РАЗРЫВА ПО РАЗЛОМУ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ: ЧИСЛЕННЫЙ
ЭКСПЕРИМЕНТ**

Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Фельдман И.С., Новиков В.А. 444

Научное издание

**ПРОБЛЕМЫ
ГЕОДИНАМИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ**

**МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ
VII МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА,
посвященного 80-летию со дня рождения
выдающегося ученого, основателя и первого директора ИС РАН
Юрия Андреевича Трапезникова (18.10.1936 – 13.04.1999)
19 – 24 июня 2017 г., г. Бишкек, Киргизия**

Формат 60x80 1/8. Печать ризография.
Объем 57,25 п.л. Заказ № 82. Тираж 100 экз.
Отпечатано в типографии «ДЭМИ»
г. Бишкек, ул. Кулатова, д. 1а
Тел.: +996 (312) 59 17 97

Бишкек
2018

