

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

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ

ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ

ДЕВЯТЫЙ МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

24 - 29 июня 2024 г.
г. Бишкек



ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК В г. БИШКЕКЕ

IX Международный симпозиум

ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

IX International Symposium

PROBLEMS OF GEODYNAMICS AND GEOECOLOGY OF INTRACONTINENTAL OROGENS

ABSTRACTS

24-29 июня 2024 года
г. Бишкек

УДК 550.34
ББК 26.3
П78

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ СИМПОЗИУМА:
Сопредседатели: **Бортников Н.С.** (Россия), **Абдрахматов К.Е.** (Киргизия)
Заместители председателя: **Рыбин А.К.** (Россия, Киргизия), **Кожогулов К.Ч.** (Киргизия)
Ученый секретарь: **Забинякова О.Б.** (Россия, Киргизия)
Члены Оргкомитета: **Александров П.Н.** (Россия), **Бакиров А.Б.** (Киргизия), **Богомолов Л.М.** (Россия), **Буслов М.М.** (Россия), **Варенцов И.М.** (Россия), **Дегтярев К.Е.** (Россия), **Ельцов И.Н.** (Россия), **Зейгарник В.А.** (Россия), **Ибрагимов Р.С.** (Узбекистан), **Кочарян Г.Г.** (Россия), **Лелёвкин В.М.** (Россия, Киргизия), **Леонов М.Г.** (Россия), **Мамаджанов Ю.М.** (Таджикистан), **Марченко М.А.** (Россия), **Михайлов В.О.** (Россия), **Молдобеков Б.Д.** (Киргизия), **Морозов Ю.А.** (Россия), **Никольская О.В.** (Киргизия), **Новиков В.А.** (Россия), **Рафиков В.А.** (Узбекистан), **Ребецкий Ю.Л.** (Россия), **Ружич В.В.** (Россия), **Сарсенбаев Д.А.** (Казахстан), **Селезнев В.С.** (Россия), **Сидорова И.П.** (Узбекистан), **Соколова И.Н.** (Россия), **Щелочков Г.Г.** (Россия).

П78 Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тез. докл. IX Междунар. симпозиума, г. Бишкек, 24 – 29 июня 2024 г. - Бишкек: НС РАН, 2024. – 474 с.
ISBN 978-9967-12-978-0

В Сборнике представлены аннотации и расширенные тезисы докладов, заявленные на IX Международный симпозиум «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов», который проходил с 24 по 29 июня 2024 г. в г. Бишкеке на базе Научной станции Российской академии наук. Ученые из России, Киргизии, Казахстана, Узбекистана и Таджикистана представили материалы, охватывающие основные направления исследований в области современной геодинамики и геоэкологии, геофизического и сейсмического мониторинга, оценки опасности экзогенных процессов в сейсмически активных областях. Тезисы публикуются в авторской редакции.

Отв. редактор: Забинякова О.Б.

Утверждено к печати Ученым советом НС РАН

УДК 550.34

ББК 26.3

ISBN 978-9967-12-978-0

©ФГБУН Научная станция РАН в г. Бишкеке
© Коллектив авторов, 2024

Секция 1

Строение и эволюция земной коры и верхней мантии в свете современных представлений геодинамики. Инструментальные методы изучения литосферы внутриконтинентальных орогенов: неоднородности, физическая природа границ

О НОВОЙ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ ГЕОТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ КАЗАХСТАНА

Байбатша А.А.
baibatsha48@mail.ru
Казахский национальный исследовательский технический университет имени К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

Введение. Достижения в изучении строения земной коры последних пятидесяти лет, в частности, совершенствование мобилистских воззрений, заставили пересмотреть многие традиционные представления на объяснение динамики развития литосферы планеты в целом и отдельных ее регионов. Однако, некоторые исследователи, механически перенося геодинамику литосферных плит нашей планеты и эволюцию ее структурных элементов, на территории континента «Казахия» находят эти же структурные элементы геотектоники и объясняют их геодинамику в соответствии с глобальной плейт-тектоникой. Сообразно с этим описана геодинамика искусственно выделенных «континентов и океанов» в пределах территории «микроконтинента Казахия», что на наш взгляд не корректно и, более того, не подтверждается практикой [20].

С возникновением подвижного пояса Прототетиса в неопротерозое Пангея I раскололась на две части – Родинию на севере и Гондвану на юге. Предполагается, что в результате раскола Родинии образовались самостоятельные континенты Сибирь, палеозойский континент Казахия, Катазия и др. Уже в конце протерозоя Казахия начала существовать самостоятельно [1-4, 9, 18, 21].

К началу пермского периода завершилось смыкание Лавруссии с Сибирью – образовалась Лавразия и Лавразии с Гондваной – образовалась Пангея II. С востока, со стороны Панталассы (Палеопацифика), в тело Гондваны вдавался широкий залив сохранившейся восточной части Палеотетиса, а в этом заливе, тяготея к его северному – лавразийскому борту, располагались Таримский, Китайско-Корейский, Южно-Китайский и слившийся с последним Индосинийский континенты, а ближе к южному, гондванскому, – Центральноиранский, Центральноафганский, Тибетский.

На месте столкновения Восточной Европы, Казахии и Сибири возникла высокая горная страна, включавшая Урал, Тянь-Шань, Казахское нагорье, Жонгарию, Алтай, Саяны (зачатки Урало-Монгольского пояса) и продолжавшаяся на восток через Северную и Центральную Монголию в Забайкалье и Дунбэй, что привело в мезозое к формированию Урало-Охотского пояса. Ее окаймлял с запада Предуральский прогиб, а с юга мощный и протяженный вулканоплутонический пояс, объединивший более ранние и более короткие пояса и простиравшийся над зоной субдукции океанской коры Палеотетиса.

Результаты и обсуждение. По современным данным Казахстан, как континент «Казахия» [1, 12] существовал самостоятельно и обособленно, начиная с неопротерозоя-эдиакара до полного формирования суперконтинента Пангея II в перми-триасе (~250 млн л.н.). Казахия развивалась без активного и непосредственного влияния соседних континентов с присущими только ему геодинамическими и геохимическими условиями.

Установленное по современным геофизическим данным [12, 14] внедрение плюма и протыкание вещества мантии и астеносферы в литосферу привело к локальному подъему и образованию зафиксированного нуклеара в форме кольцевой структуры – континента «Казахия». Диаметр нуклеара-кольцевой структуры составлял около 2,5-3,0 тыс. км. Формирование такой своеобразной геологической структуры связано с действием суперплюма в палеозое и наглядно видно на геологических картах Казахстана.

В настоящее время на нашей планете известны порядка 30-40 активных плюмов и суперплюмов [5, 8]. Плюмы диаметром в сотни км называются суперплюмами, они охватывают на поверхности территории диаметром порядка несколько тысяч километров. Некоторые из них действуют периодически и в наши дни (например, Гавайские острава,

Канарские острова, Исландия, вулкан Этна и др.), большинство из них активно действовавли в геологическом прошлом, начиная с архея и протерозоя (например, Южно-Африканский суперплюм и др.), и в последующие периоды палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Они известны в пределах всех континентов и с ними связаны формирование крупных месторождений полезных ископаемых [9]. Действие их проявляется в виде активных тектонических движений и масштабного извержения вулканов.

Суперплюм, активно действовавший в течение палеозоя, охватывал бóльшую часть территории Казахстана, а также территории Кыргызстана и Узбекистана. На поверхности действие плюма проявляется в виде кольцевых структур, ограниченных активными геосутурными зонами. Из-за таких особенностей геотектоники указанных территорий, т. е. отсутствие линейных геосинклиналей, которые были изображены на тектонических схемах Казахстана в 30-40-ые годы XX века, послужило причиной отказа от геосинклинальной парадигмы в настоящее время.

Наметились первые признаки кольцевых геологических структур Казахстана в 50-ые годы XX века. Однако они согласно представлениям того времени были квалифицированы как дугообразные структуры, четко выявляемые на тектонических схемах [13].

Во всех палеогеографических реконструкциях палеозоя Казахия показана как обособленный и цельный микроконтинент-остров (Scotese, 1977; Golonka et al., 2006; и др.). Так, о существовании океанов в пределах такого ограниченного размера микроконтинента-нуклеара (рисунок 1) и представить невозможно [1, 6, 12, 16].

Внутренние пульсации планеты вызывали вертикальные движения нуклеара. По мере поэтапного внедрения мантийного суперплюма в литосферу и достижения земной коры в структуре континента Казахия образовались концентрические кольцевые структуры, ограниченные соответственно кольцевой формы геосутур. Фундаментом кольцевой структуры служили вещества астеносферы и нижней мантии, вдавленные в виде относительно жесткого остова в литосферу. Зафиксированный таким образом континент Казахия развивался под непосредственным влиянием плюма в фундаменте. Довольно жесткая литосфера под напором активного плюма подвергалась хрупкому разрушению местами с образованием беспорядочных разломов, трещин, мозаичных структур и блоков (Шуский, Кокшетауский и др.). Континент совершал в основном горизонтальные вращательные и вертикальные колебательные движения. При вращении континента вокруг своей оси происходили сильные трения и давления между кольцами. Геосутуры, уходящие в мантию, в зависимости от направления углов наклона глубинных разломов представляли собой зону сжатия (компрессии) или растяжения (декомпрессии) шириной от десятков до 100 км. По этим ослабленным зонам в литосферу активно проникали расплавленные вещества мантии, которые порою достигали дневную поверхность.



Рисунок 1 – Положение континента Казахия в раннем силуре (Golonka et al., 2006) [6]

Вертикальные колебательные движения охватывали как отдельные кольца, так и геосутурные зоны между кольцевыми структурами. При неравномерном колебательном движении, когда один край континента или отдельной кольцевой структуры опускался, а другой – поднимался, на таких участках соответственно образовались условия моря или суши. Моря в виде заливов и узких проливов зачастую проникали в значительные части геосутурных зон кольцевых структур. Общая напряженная термодинамическая обстановка привела к формированию довольно густой сети разрывных нарушений в консолидированных жестких кольцевых структурах.

Континент Казахия до формирования Пангеи II (до триаса), т. е. в течение самостоятельного и обособленного существования, развивался сугубо автономно. В строении континента формировались внутренние и межконтинентальные (на границе с соседними континентами) преимущественно зоны коллизии, поддвигов и надвигов. Этому способствовали различие в углах падения геосутур и разнонаправленные вертикальные перемещения кольцевых структур, геосутурных зон и отдельных тектонических блоков.

Предложенная новая модель геодинамического развития территории Казахстана может служить теоретической базой для обоснованного выделения металлогенических зон, активных тектоно-магматических структур и прогноза месторождений полезных ископаемых. Согласно с этой моделью, каналами для внедрения вещества мантии с рудными растворами хромитовой, медно-никелевой с платиноидной минерализацией, служили глубинные разломы в геосутурных зонах, зонах дробления литосферы. Под воздействием активного плюма и его ответвлений в земной коре формировались гранитоиды, перспективные на полиметаллические и редкометалльные оруденения, которые являются результатом дифференциации и трансформации вещества мантии при эволюции в земной коре (рисунок 2).

До настоящего времени относительно тектонического строения Казахстана существует следующее представление, что «…территория Казахстана охватывает западную часть Урало-Монгольского складчатого пояса, располагаясь на переходе от субширотных Монголо-Тянь-Шаньских структур в субмеридиональные Урало-Западно-Сибирские. Урало-Монгольский пояс заложился при деструкции эпирифейской платформы в эдиакаре (~630-540 млн лет)» [15, 19, 20].

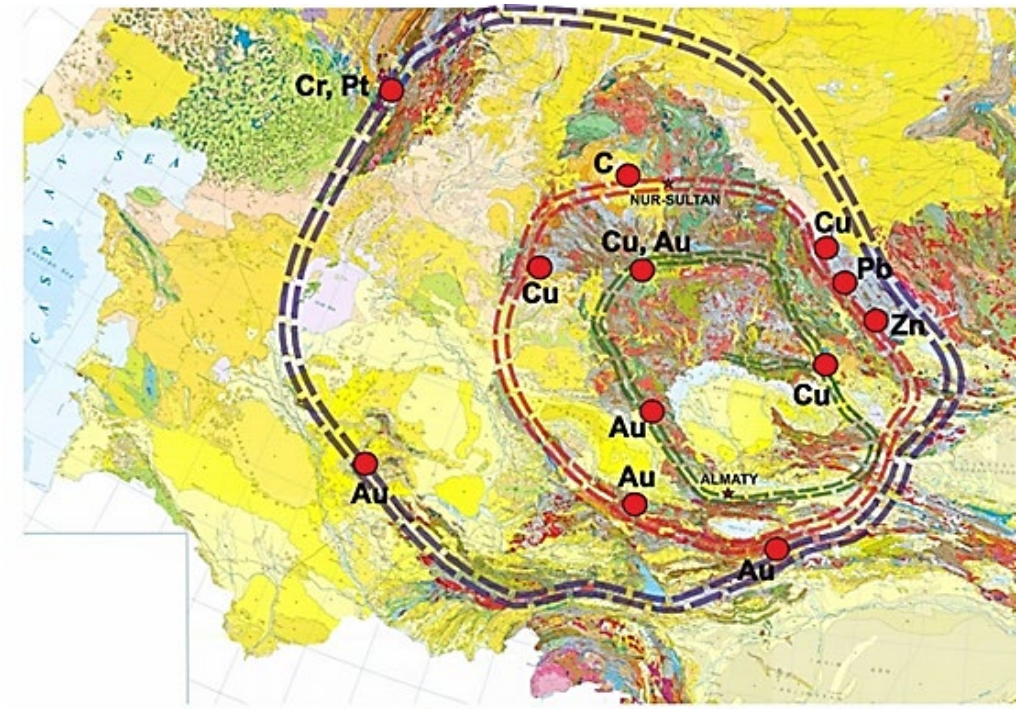


Рисунок 2 – Расположение металлогенических поясов с крупнейшими месторождениями полезных ископаемых в геосутурных зонах кольцевых структур

Анализ новых данных о палеогеологии нашей планеты и Казахстана показывает, что в указанное время еще ни Урала, ни Монголии и, тем более, Урало-Монгольского пояса не было. Казахстан существовал без прямых видимых связей с названными выше структурами и континентами (см. рисунок 1).

На наиболее напряженных участках континента – подвижных геосутур образовались глубинные магматические очаги. По этим каналам в верхние слои земной коры поступали мантийные вещества. Под воздействием напряженной термодинамической обстановки в пределах активных и активизированных геологических блоков выплавлялись палингенетические коровые и близповерхностные магмы (гранитоиды I типа), с которыми связаны медно-порфировые, редкометалльные и золоторудные месторождения. На участках растяжения соответственно образовались вулканические аппараты и извергались лавы. Подвижки геосутур и ограниченных ими блоков континента имели как вертикальную (колебательную), так и горизонтальную (вращательную) направленность.

Такие структуры заложены еще в ранней стадии развития территории Казахстана, а приобрели современный облик в виде Урало-Монгольского пояса в мезозое-кайнозое. В кайнозое заложены линеаменты северо-западного простирания, местами диагонально рассекающие кольцевые зоны.

Заключение. Геологические исследования последних лет и анализ геологического строения Казахстана подтверждают адекватность нового теоретического подхода для объяснения его геотектоники и геодинамики на основе положений плюм-тектонической концепции, которая проверена на практике на многочисленных примерах [7-10, 12].

Положения плюм-тектонической концепции в настоящее время могут служить теоретической основой для объяснения природы кольцевых структур, ограниченных геосутурами в виде зон глубинных разломов, геодинамики палеозоидов Казахстана и дальнейшего развития его территории в мезозое и кайнозое, что имеет важное практическое значение.

Литература

1. Baibatsha A. Geotectonics and geodynamics of paleozoic structures from the perspective of plume tectonics: a case of Kazakhstan. International Journal of GEOMATE, July, 2020, Vol.19, Issue 71, pp. 194-202. ISSN: 2186-2982 (P), 2186-2990 (O), Japan, DOI: https://doi.org/10.21660/2020.71.31100. Geotechnique, Construction Materials and Environment.
2. Baibatsha A. Relationship of Paleozoides and Mineral Deposits of Kazakhstan with the Paleozoic Superplume. 17 th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM, 29 June-5 July 2017, Albena, Bulgaria. Vol. 17, Issue 11, pp. 479-486.
3. Baibatsha A.B. Plumetectonics nature forming geological structures of Kazakhstan with large deposits and basins//Plate Tectonics at 50. William Smith Meetings 2017. London, 2017. P. 104.
4. Baibatsha A.B. The role of the Paleozoic superplume in the formation of the geological structures of Kazakhstan with large metal deposits// Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits. Proceedings of XXXIV International Conference. Miass, 4-9 August 2017. ISBN 978-5-905049-21-7. P. 28-30.
5. David A. Yuen, Shigerenori Maruyama, Shun-Ichiro Karato, Brian F. Windley. Superplumes: Beyond Plate Tectonics. 2007. XIV, ISBN: 978-1-4020-5749-6. 569 p.
6. Golonka J., Krobicki M., Pajak N., Zuchiewicz W. Global plate tectonics and paleogeography of southeast Asia. Krakow. 2006. 128 p.
7. Ernst R.E., Bilali H.E., Buchan K.L., and Jowitt S.M. Plume-generated 90° stress change linked to transition from radiating to circumferential dolerite dike swarms of the Siberian traps large igneous province and to emplacement of the Norilsk-Talnakh ore deposits. Bulletin of the society of economic geologists. Economic Geology, 2024. Vol. 119, March-April, No. 2. ISSN 0361-0128; doi:10.5382/econgeo.5065.

8. Joachim R.R., Ritter, Ulrich R. Christensen. Mantle Plums. 2007. VIII, ISBN: 978-3-540-68045-1. 502 p.
9. Pirajno. F. Ore Deposits and Mantle Plumes. 2000. ISBN: 978-0-412-81140-1. 576 p.
10. Zhirov D. Controlling sntructures of the Paleozoic Plume in the Kola alkaline large igneous Province//16th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM2016, 30 June - 6 July, 2016, Albena, Bulgaria. 2016. ISBN 978-619-7105-55-1. PP. 133-140.
11. Байбатша А.Б., Плюм-тектоническая природа геологических структур и геодинамики территории Казахстана // ГеоБайкал 2016. Иркутск, Россия, 22-26 авг. 2016 г.
12. Байбатша А.Б. Инновационные технологии прогноза полезных ископаемых. Монография. Алматы. 2018. 524 с.
13. Борукаев Р.А. Формации и фазы тектогенеза в позднем докембрии и нижнем палеозое Центрального Казахстана // Основные идеи М.А. Усова в геологии. Алма-Ата: АН КазССР. 1960. С. 359–380.
14. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Т. 1. Глубинное строение и геодинамика. Алматы. 2002. 234 с.
15. Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С., Любецкий В.Н. Эволюция Земли и процессы формирования месторождений полезных ископаемых // Геология Казахстана. Алматы: Каз ГЕО. 2004. С. 7-18.
16. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН. 2001. 409 с.
17. Кошкин В.Я. Палеозоиды западной части Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и охрана недр. 2008. № 3 (28). С. 2-10.
18. Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М. Тектоническое строение Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и в раннем-среднем палеозое. // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5-28.
19. Сейтмуратова Э.Ю. Поздний палеозой Жонгаро-Балхашской складчатой области (Казахстан). Алматы: ТОО «Эверо». 2011. 279 с.
20. Тектоническая карта Казахстана. Объяснительная записка / В.Я. Кошкин и др. Алматы. 2007. 130 с.
21. Хераскова Т.Н, Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.

ОБРАЗОВАНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

Бакиров А.Б.
apasbek@mail.ru
Институт геологии им. М. М. Адышева НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

4568 млн лет т.н. внутри громадной безформенной и бесструктурной газопылевой туманности, находящейся в термодинамически равновесном состоянии с максимальным значением энтропии, произошла вспышка вращающейся звезды. Под действием центробежная силы, возникшей поперёк к оси вращения, образовался протопланетный диск со структурой: в центре *сверхнагретая звезда*, окружённая *горячей внутрненней областью*, далее *холодная периферия*. Образовалась открытая система далёкая от состояния термодинамического равновесия. Доминирующую роль в ней играла информация. *Горячая внутренняя область*, как диссипативная струтура, обладала а) волновым строением: чередованием зон сгущения и разрежения, и б) условиями, при которых гаозопылевое вещество образовали мельчайшие призмочки типа сот Бенара миллиметровой размерности, переходящие в хондры, в хондриты и их хрупкие фракталы-планетезимали. При аккреции последние крошились и, превратившись в пыль, освободили рассеянные в них сильно магнитные частицы никелистого железа и магнетитов. Магнитные частицы, моментально объединившись, образовали отдельные комки и далее ядра планет. Тепло, выделившееся от соударения магнитных комков в поздней стадии становления ядра, привело его в жидкое состояние. А силикатная пыль, оседая, образовали мантии планет. Тепло метеоритной бомбардировки вызвали в мантии магматические океаны глубиной 400-700 км, в которых продолжалась дальнейшая сегрегация сидерофильных и литофильных элементов.

Под действием тепловой энергии, выделившей из ядра, в мантии появились диссипативные стрктуры в виде плюмов, вытянутых по вертикали, по центру которых поднимались горячие потоки вещества и энергии. Плюмотектоника была единственной в гадейском эоне, в архее добавилась к ней тектоника плит, образуя глобальную тектонику. Тектоника плит сопровождалась субдукцией, вызвавшая переработку вещества мантии и коры.

Информация и энтропия системы Земля связаны соответственно *гравитациией и тепловой энергией,* под действием которых в недрах планеты сформировались два типа струтур: *концентрические* и *радиальные*. На Земле действует закон роста информации. Он отчётливо проявлен в биосфере последовательной сменой менее информоёмких организмов более информоёмкими, что привело к появлению *Homo sapiens,* рождению **разума**. На основе последнего на Земле возникла ноосфера, эволюция которой направлена на создание самого благородного человека и самых благоприятных условий для жизни.

КОЛЛИЗИОННЫЙ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ПРОГИБ НА СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЕ ТАРИМСКОГО КОНТИНЕНТА

Бискэ Г.С.
gbiskeh@yandex.ru
Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

1. Образование прогиба на окраине континента в ходе коллизии, с последующим заполнением его осадочным материалом, деформацией этих отложений и продвижением прогиба вглубь континента типично для линейных орогенов. Причиной погружения является продолжающаяся субдукция литосферной плиты, которая включает континентальную окраину, а также нагрузка со стороны надвигающегося орогена и продуктов его разрушения в прогибе. Надо полагать, что подобным же образом возник передовой прогиб, фрагменты которого сохранились на северо-западной окраине Таримского континентального массива в хребтах Ферганском, Кокшаальском и Харкешань. Предкокшаальский прогиб образован в результате закрытия Туркестанского океана и надвигания на Тарим коллизионного Южно-Тяньшаньского сооружения в конце карбона и начале перми, около 310 – 290 млн. л.

2. Особенностью Предкокшаальского прогиба (рисунок 1) является относительно хорошая сохранность его внутренней зоны, отложения которой (турбидиты московского – касимовского возраста) загружены поверх дистальной части прежнего склона Таримского континента, а затем лишь частично перекрыты с северо-запада тектоническими покровами. Во внешней зоне прогиба, которую можно различать южнее, в области мощных девонских отложений более проксимальной части бывшего континентального склона, те же события и структуры развивались позже, в гжельское и затем ассельское время. Собственно шельфу отвечает лишь южная краевая зона Предкокшаальского прогиба. Эта часть окраины Тарима вовлечена в состав передового прогиба и покрыта флишевыми отложениями в гжельском веке, но в начале перми ее погружение оказалось компенсировано и флиш сменяют мелководные ассельские известняки.

В классических схемах строения коллизионных орогенов ранние по времени заполнения, то есть внутренние, существенно турбидитовые зоны, хотя бы и наложенные на кору суб-континентального типа, в состав передовых прогибов обычно не включаются – тем более, что часто они сохраняются только в виде пластин надвигового пояса, или же полностью перекрыты и поглощены внутри орогена. Примером являются Зилаирско-Лемвинские покровы внешней части Урала [1], в которых флиш (кечьпельский и др.) неопределенно-большой мощности образован в течение среднего – верхнего карбона и низов перми, а затем и сам надвинут на пермские отложения «собственно» передового прогиба, развитого поверх шельфовых серий Восточно-Европейского континента. В Альпийском орогене к стадии появления передового прогиба можно отнести, вероятно, флиш верхнего эоцена Ультрагельветской зоны [2, 3], по времени предшествующий олигоцен-миоценовому погружению в области ныне сохранившегося Предальпийского прогиба и в дальнейшем шарьированный на этот прогиб вместе с шельфовыми карбонатными толщами Гельветской зоны.

3. После ассельских по возрасту надвигов (в Ферганском хребте) и менее значительных деформаций на востоке, развитие прогиба в южную сторону прекратилось, по-видимому, под влиянием Таримского мантийного плюма. Признаками Таримского плюма являются мощные базальты внутриплитного геохимического типа, а также частично кислые по составу излияния в разрезе нижней перми краевой зоны Предкокшаальского прогиба ([4, 5] и др.). Кислые вулканиты происходят из нижнекоровых источников в Таримском континенте. После ультраосновных проявлений с возрастом около 300 млн. лет, основной интервал извержений на северо-западе Тарима приходится на 299–285 млн лет, возможно до 278 млн. л [6]. Динамика события могла заключаться в том, что субдукция Таримского континента к северу под сооружение Южного Тянь-Шаня прервалась в самом начале перми, после даты 300 млн.

л, вследствие отрыва Таримского мантийного слэба [5], который произошел в низкоплотностном горячем материале плюма (рисунок 2). Это же глубинное событие резко усилило постколлизионный, особенно гранитный магматизм в Тянь-Шане и необычным образом расширило его ареал [7-9]. В результате сближение континентов, а, следовательно, надвиги и перемещение передового прогиба к югу в послеассельское время замедлились и вскоре прекратились, сменившись общим широким и медленным погружением Таримского блока под нагрузкой обломочного материала.

В результате, в Предкокшаальском прогибе послеассельские пермские молассы развиты слабо. Мощность всей пермской системы в обнажениях гор Кельпин 500-1100 м [10]. Наоборот, в классическом варианте коллизионных передовых прогибов (Прудуральский, Предальпийский и другие) лучше сохранились и достигают мощности многих тысяч метров именно поздние молассы, наложенные на континентальные шельфы и слабо дислоцированные, либо залегающие горизонтально.

4. В позднем кайнозое северная окраина Тарима испытала внутриконтинентальное поперечное сжатие и сокращение поверхности со скоростью, которая относительно внутреннего Тянь-Шаня сейчас составляет 6-12 мм\год [11]. Общая минимальная величина сокращения пространства оценивается здесь, на основе сбалансированных профилей, в 35-80 км [12], а по результатам сейсмического методами МОВ ОГТ и МОВЗ и по данным сейсмической томографии [13] – не менее 50-100 км. Надвиг вновь образуемых Тянь-Шаньских гор на современную северную окраину Тарима сопровождался субгоризонтальными срывами в осадочном чехле и ростом складчатых поднятий. В результате верхнепалеозойский Предтаримский прогиб на западе дополнен с юга уже кайнозойским молассовым прогибом (Кашгарская, Кучинская и другие депрессии), который образован в сходной обстановке поддвигания Тарима под Тянь-Шань. При этом на востоке Таримской платформы пермские отложения вообще отсутствуют, то есть верхнепалеозойский прогиб полностью исчез. Последнее обстоятельство может указывать на значительно большее коллизионное поглощение континентальной коры Тарима и палеозойского Тянь-Шаня, однако его механизм неясен и количественная оценка пока невозможна.

Граниты (γS-D2) и термальный метаморфизм (крап) отвечают этапу активной окраины Таримского континента, который завершился надвигами в конце раннего карбона и переходом к пассивной стадии развития.

Красным цветом показаны гранитные и щелочные интрузии, а также вулканические риодациты, зеленым - базальты и базитовые силлы, связанные с Таримским плюмом. Мелким крапом изображены морские, крупным – континентальные обломочные толщи позднепалеозойских прогибов.

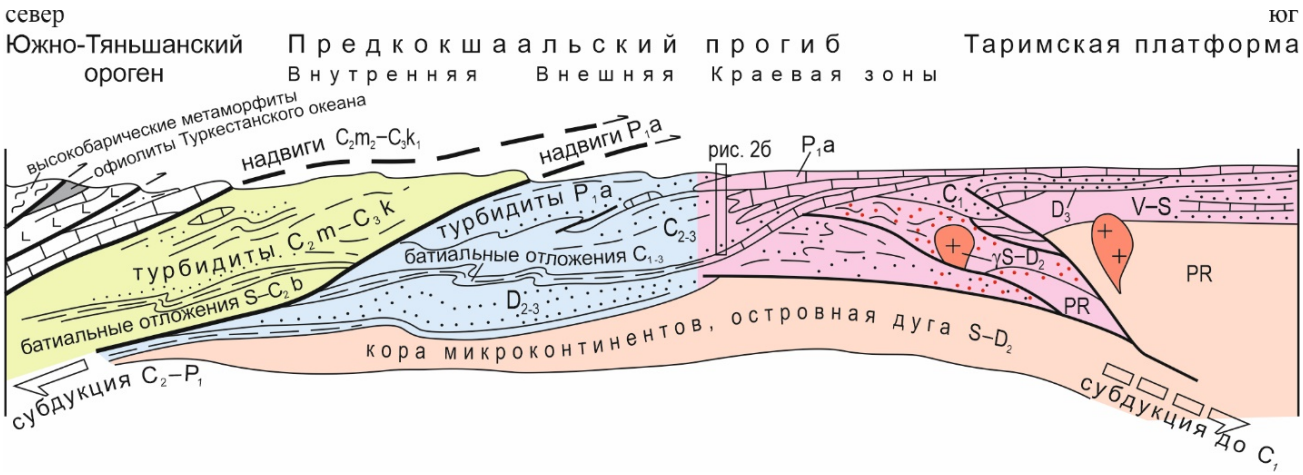


Рисунок 1 – Модельный профиль через Предкокшаальский прогиб:
реконструкция на ассельский век



Рисунок 2 – Геодинамическая модель события начала перми, прекратившего развитие Предкокшаальского прогиба

Литература

1. Иванов К.С., Пучков, В.Н. Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей // Геотектоника. 2022. № 6. С. 78–113.
2. Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп // Тектоника Альпийской области. М.: Мир. 1965. С. 9-121.
3. Stampfli, G., Marchant, R., Marquer, D., Baudin, T., Borel, G. Subduction and obduction processes in the western Alps. In: Vauchez, A., Meissner, R. (eds) Continents and their Mantle Roots // Tectonophysics, 1998. 296. P. 159-204.
4. Zhang, C.-L., Li, Z.-X., Li, X.-H., Xu, Y.-G., Zhou, G., and Ye, H.-M. A Permian large igneous province in Tarim and Central Asian orogenic belt, NW China: Results of a ca. 275 Ma mantle plume? // GSA Bulletin, 2010. 122. 11/12, P. 2020–2040.
5. Han, Y., Zhao, G., Cawood, P. A., Sun, M., Liu, Q. and Yao, J. Plume-modified collision orogeny: The Tarim – western Tianshan example in Central Asia // Geology, 2019. 47. P. 1001–1005.
6. Han, Y., Zhao, G., Sun, M., Eizenhöfer, P. R., Hou, W. Zhang, X., Liu, Q., Wang, B., Liu D., Xu B. Late Paleozoic subduction and collision processes during the amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt along the South Tianshan suture zone // Lithos, 2016. 246–247. P. 1–12.
7. He, P.-L., Huang, X.-L., Xu, Y.-G., Li, H.-Y., Wang, X. and Li, W.-X. Plume-orogenic lithosphere interaction recorded in the Haladala layered intrusion in the Southwest Tianshan Orogen, NW China // J. Geophys. Res. Solid Earth, 2016. 121. P. 1525–1545.
8. Liu, D., Guo, Z., Jolivet, M., Cheng, F., Song Y., Zhang Z. Petrology and geochemistry of Early Permian volcanic rocks in South Tian Shan, NW China: implications for the tectonic evolution and Phanerozoic continental growth // Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 2014. 103. P. 737–756.
9. Бискэ Ю.С. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Вестник СПбГУ. 2018. Науки о Земле. Т. 63. № 4. С. 416–462.
10. Chen, Z.Q., Shi, G.R. Late Paleozoic depositional history of the Tarim basin, northwest China: an integration of biostratigraphic and lithostratigraphic constraints // AAPG Bulletin, 2003. 87, 8. P. 1323-1354.
11. Зубович А.В., Бейсенбаев Р.Т., Ван С., Джан Ю., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Нусипов Е.Н., Щелочков Г.Г., Щерба Ю.Г. Современная кинематика Тарим-Тянь-Шань-Алайского района Центральной Азии // Физика Земли. 2004. № 9. С. 31-40.
12. Laborde, A., Barrier, L., Simoes, M., Li, H., Coudroy, T., Van der Woerd, J., Tapponnier, P. Cenozoic deformation of the Tarim Basin and surrounding ranges (Xinjiang, China): A regional overview. Earth-Science Reviews, 2019. 197. 102891.
13. Макаров В.И., Алексеев, Д.В. , Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Рёкер С.В., 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.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ БЕЛАРУССКО-БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА

Гирин Р.Э.
Girinrobert@gmail.com
Институт природопользования НАН РБ, г. Минск, Беларусь

На территории запада Восточно-Европейского кратона (ВЕК) установлены разнотипные блоки консолидированной земной коры, которые закономерно изменяются по мощности, по соотношению мощностей верхнего, среднего и нижнего слоёв, по форме и амплитуде границы Мохо, а также по средней скорости продольных волн в коре, плотности, массе и намагниченности нижней части коры, скорости волн в подстилающей верхней мантии [1]. Для удобства геологической интерпретации типы блоков коры были обозначены латинскими буквами A,B,C,D,E и особый тип обозначен буквой G. Промежуточные по структуре блоки обозначались двумя буквами соседних по строению блоков, например, C-D. Были построены геофизические модели всех выявленных типов блоков консолидированной коры, которые выстроились в закономерную последовательность от наиболее мощных и тяжелых блоков типа А со средней мощностью (Нм) 52 км и средней скоростью продольных волн (V_1) 6,78 км/с до блоков типа Е, где Нм = 39 км и V_1 = 6,55 км/с. На территории Беларусско-Балтийского региона (ББР), расположенного на западе ВЕК, данные геофизические модели были впоследствии уточнены благодаря международным сейсмическим профилям ГСЗ-КМПВ: EUROBRIDGE-95, EUROBRIDGE-96, EUROBRIDGE-97; POLONAISE-97 P4; CELEBRATION-2000 CEL05 и GEORIFT-2013 [1].

Перейдем далее к анализу взаимосвязи глубинного строения и сейсмичности ББР. В основу данного анализа был положен наиболее полный каталог исторических (52 события) и инструментально зафиксированных (17 событий) землетрясений ББР [2]. В этом каталоге были оставлены все параметры землетрясений, указанные в первоисточниках, за исключением корректировки энергетических характеристик. За основу была принята магнитуда MLH, как принято для неглубоких землетрясений, характерных для ББР. В итоге была построена карта сейсмической активности ББР, на которой были отражены эпицентры всех значительных землетрясений с 1602 г. по 2008 г. с магнитудой MLH от 2,5 до 4,7. Эта карта эпицентров землетрясений ББР была наложена на карту блоков консолидированной земной коры запада ВЕК из работы [1].

Анализ распределения эпицентров наиболее сильных местных исторических и инструментально зафиксированных тектонических землетрясений ББР с магнитудой 2,5-4,7 и интенсивностью от 3 до 7 баллов по шкале МСК-64 показал, что подавляющее большинство эпицентров данных землетрясений попадает в зоны границ разнотипных блоков консолидированной земной коры. Более того, максимальное количество эпицентров землетрясений оказалось сосредоточенным на границах самого мощного и тяжелого на территории ББР Инчукалнского блока коры типа А (максимальная мощность около 64 км, Нм = 59 км и V_1 = 6,80 км/с [3] с другими более тонкими блоками: Лиепайским типа Е, Латгальским типа C-D и Центрально-Литовским блоком С. Самое большое количество землетрясений и максимальная величина выделившейся сейсмической энергии произошли на западной границе Инчукалнского блока, где он контактирует с самым тонким и легким на территории ББР Лиепайским блоком коры типа Е (Нм = 39 км и V_1 = 6,55 км/с). На этой границе с 1783 г. по 1910 г. произошло 16 ощутимых землетрясений с суммарной магнитудой равной 51 при наиболее сильном землетрясении с магнитудой равной 4,0. На восточной границе Инчукалнского блока коры с Латгальским блоком типа C-D (Нм = 43 км и V_1 = 6,56 км/с.) зафиксировано 9 землетрясений с суммарной магнитудой равной 28,4. Самое сильное из них с эпицентром в поселке Кокнесе 22.02.1821 г. имело магнитуду 4,5 и интенсивность 7 баллов при глубине очага 13 км. Южная граница Инчукалнского блока со сравнительно мощным и тяжелым Центрально-Литовским блоком коры типа С (Нм = 47 км и V_1 = 6,65 км/с)

характеризуется только одним землетрясением магнитудой 4,1. Здесь важно подчеркнуть, что большинство эпицентров рассматриваемых землетрясений расположено в полосе побережья Балтийского моря. Таким образом, суммарная магнитуда сейсмических событий по периферии аномально мощного и тяжелого Инчукалнского блока земной коры составляет величину 83,5 при максимально сильном землетрясении с магнитудой 4,5.

Второй по количеству землетрясений, зафиксированных на его границах, является Тартусско-Псковский блок консолидированной коры типа G, который характерен средней мощностью земной коры порядка 47 км, максимальной – 52 км и скоростью волн в коре около 6,6 км/с. На западной границе этот блок граничит вдоль полосы побережья Балтийского моря с более тонким и легким блоком земной коры по данным [4], мощностью примерно 42-43 км. В полосе этой границы с 1602 г. по 1976 г. произошло 13 землетрясений с суммарной магнитудой 44,5. Самое сильное из них – Осмуссаарское землетрясение 25.10.1976 г. магнитудой 4,7 и интенсивностью 6-7 баллов с глубиной очага 13-15 км. На южной границе Тартусско-Псковского блока, где он граничит с более мощным и тяжелым Рижским блоком коры типа A-B (средняя мощность коры около 51 км, максимальная – 56 км) произошло 2 землетрясения с магнитудой 3,9. Северная граница Тартусско-Псковского блока, где он контактирует с более тонким и легким Новгородским блоком земной коры типа D, характеризуется 2 сейсмическими событиями с магнитудой 3,0 и 2,9. Таким образом, суммарная магнитуда землетрясений по периферии Тартусско-Псковского блока составляет 58,2 и подавляющее большинство их эпицентров расположено в полосе побережья Балтийского моря.

Вблизи побережья Балтийского моря на западной границе тяжелого и мощного Калининградского блока типа A, в центре которого прогнозируется максимальная мощность консолидированной коры порядка 55 км, располагается и эпицентр сильного Калининградского землетрясения 21.09.2004 г. Это землетрясение проявилось 3 событиями с магнитудами MLH равными соответственно 4,1; 4,3; и 3,0. Для первых двух событий короткопериодная аппаратура показала значения магнитуд (Mb) равные 4,9 и 5,1. Интенсивность сотрясений при этом составила соответственно 4-5 баллов для первого толчка, 5-6 баллов для второго и 3 балла для третьего, причем глубины очагов этих землетрясений закономерно уменьшались: с 21 км для первого толчка, 17 км для второго и до 3 км в случае третьего толчка.

Здесь важно отметить, что большое количество эпицентров землетрясений, зафиксированных на границе аномально мощного и тяжелого Инчукалнского блока земной коры с аномально тонким и легким Лиепайским блоком, по всей вероятности, связано с накоплением и разрядкой напряжений в пограничной зоне данных блоков в связи с противоположно направленными вертикальными тектоническими движениями данных блоков. Дело в том, что Инчукалнский блок в плане хорошо соответствует Среднелатвийскому району интенсивных неотектонических опусканий, тогда как территория Лиепайского блока коры хорошо совпадает с площадью Курземского района неотектонических сводовых поднятий.

Далее перейдем к рассмотрению землетрясений Беларусского региона. В соответствии с каталогом [2] на территории Беларусского региона зафиксировано 8 ощутимых землетрясений. Эпицентр 6 балльного землетрясения 8.01.1803 г. с магнитудой 3,6 и глубиной очага 5 км в районе г. Белостока располагается в зоне границы мощного и тяжелого Вильнюсского блока типа A (средние мощность и скорость волн составляют 52 км и 6,78 км/с) с более тонким и легким Мазовецким блоком коры типа C-D (Нм = 43 км; V_1 = 6,56 км/с). Эпицентры 2 землетрясений в районе г. Могилева 29.08.1893 г. магнитудой 3,5 и интенсивностью 5 баллов с глубиной очага 5-10 км и 12.11.1896 г. магнитудой 4,0 и интенсивностью 6 баллов с глубиной очага 5-10 км оказались расположенными на границе мощного и тяжелого Витебского блока коры типа A и более тонкого и легкого Бобруйского блока типа A-B. Эпицентр землетрясения в районе г. Борисова 10.12.1887 г. магнитудой 3,7 и интенсивностью 5 баллов с глубиной очага 5-10 км произошло на границе Минского блока

коры типа C-D и Латгальского блока того же типа. Однако, судя по сейсмическому разрезу CELEBRATION-2000 CEL05 [1], пересекающему Латгальский блок с юго-запада на северо-восток, мощность земной коры Минского блока в зоне их контакта больше мощности коры Латгальского блока. Наиболее сильное землетрясение Беларусского региона произошло 28.12.1908 г. в районе поселка Гудогай Островецкого района с магнитудой 4,5 и интенсивностью 7 баллов при глубине гипоцентра 9-10 км. Эпицентр данного землетрясения расположен внутри Вильнюсского блока мощной и тяжелой коры и попадает на Ошмянский разлом, ограничивающий Воложинский грабен с северо-востока.

Остальные три землетрясения попадают на территорию герцинского Припятского прогиба. Эпицентры землетрясений 10.05.1978 г. в окрестностях г. Солигорска с магнитудой 3,5 и интенсивностью 4-5 баллов при глубине очага 10 км и эпицентр землетрясения 1.12.1983г. северо-восточнее г. Солигорска с магнитудой 2,8 интенсивностью 4-5 баллов с глубиной очага 7 км расположены на границе Минского (типа C-D) и Бобруйского (типа A-B) блоков. Сейсмический разрез по профилю EUROBRIDGE-96 [1] показывает, что на границе этих блоков структура земной коры изменяется очень резко: аномально мощный и тяжелый в этой части Минский блок (47-52 км) граничит с более легким в этом месте Бобруйским блоком. Эпицентр землетрясения 17.10.1985 г. в районе г. Глусска с магнитудой 3,1 и интенсивностью 4 балла при глубине очага 7 км располагается на Северо-Припятском суперрегиональном разломе, ограничивающим Припятский прогиб с севера.

Таким образом, суммарная магнитуда значимых сейсмических событий Беларусского региона составляет 28,7. В то же время Балтийская часть ББР характеризуется суммарной магнитудой землетрясений равной 180,6 из которой к внутриблоковой сейсмичности относится только несколько землетрясений с суммарной магнитудой равной 19 или 10,5 % от всей выделившейся в этом регионе сейсмической энергии. Как видно, выделившаяся сейсмическая энергия Балтийской части ББР в 6,3 раза больше, чем энергия землетрясений Беларусской части ББР. Очевидно, что сейсмический климат территории Беларуси намного мягче сейсмического климата Балтийской части ББР, хотя эти две площади находятся рядом в составе западной части ВЕК.

Данный контраст в сейсмической активности ББР, судя по всему, обусловлен развитием молодой Восточно-Балтийской рифтовой системы. Как отмечается в работе [5] на послеледниковом этапе развития Балтийского бассейна продолжается изостатическое поднятие бортов Ботнического залива и тектоническое прогибание грабенов в его осевой части. Палеогеографические данные свидетельствуют о молодом возрасте котловин Восточной Балтики, Финского и Ботнического заливов, которые в совокупности представляют собой закладывающуюся рифтовую систему с характерным рисунком «тройного сочленения». Это подтверждается наличием глубоких впадин в рельефе дна с которыми связаны максимальные амплитуды неотектонических прогибаний. Они имеют форму узких линейно вытянутых структур грабенового типа. Гольштейн-голоценовые прогибания достигают здесь наибольших величин (150-200 м и более).

Геофизические признаки молодого рифтогенеза включают в себя локальные положительные аномалии теплового потока, зафиксированные во внутренних частях моря (район островов Готланд, Куршский, Финский заливы и др.). В Готландско-Ботнической зоне грабенов отмечается сокращение мощности земной коры, причем разница в залегании поверхности Мохо достигает 10-15 км.

В работе [6] отмечается, что Таллинско-Петербургский рифт (рифт Финского залива) характеризуется локальными аномалиями электропроводности, эпицентрами землетрясений интенсивностью 2-4 балла с глубинами гипоцентров 15-20 км, многочисленными интенсивными аномалиями радона и других газов, радиоактивными аномалиями. Предполагается, что Финская зона грабенов, протягивается далее на восток, северо-восток и включает прогибы Ладожского и Онежского озер, а также Белого моря.

Клайпедская аномалия теплового потока со значениями до 100 мВт/м^2 и связанная с ней зона частичного плавления на глубине порядка 60-90 км (превышение солидуса

мантийных пород) и на глубине 20-30 км (плавление пород амфиболитовой фации метаморфизма) для источника возрастом 7 млн. лет и менее также свидетельствует о молодом рифтогенезе этого региона [7]. В этой работе показана адвекционно-полиморфная природа глубинных процессов в тектоносфере этой части Балтики и приводятся доказательства этих процессов путем интерпретации аномалий теплового. гравитационного и сейсмического полей, а также данных по электропроводности.

Таким образом, повышенная сейсмическая активность Балтийского региона в отличие от Беларусского обусловлена главным образом значительной эндогенной энергетической подпиткой данной территории в процессе развития молодого Восточно-Балтийского рифта. Источником термоупругих напряжений при этом могут служить разуплотненные и разогретые объёмы пород в коре и верхних горизонтах мантии. В такой обстановке дорифейские блоки земной коры Балтийского региона испытывают активизацию и могут разнонаправленно смещаться по отношению друг к другу в том числе и в вертикальном направлении в соответствии со своим весом, генерируя землетрясения в зонах контактов этих блоков.

Литература

1. Гирин Р.Э. Тектоно-геодинамический анализ мощности земной коры запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Беларусская навука. 2022. 110 с.
2. Аронов А.Г., Аронова Т.И. Сейсмотектонические критерии долгосрочного прогноза Калининградских землетрясений // Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года / Под ред. Николаева А.В. СПб. 2009. С. 136-150.
3. Анкудинов С.А., Брио Х.С., Садов А.С. Глубинное строение земной коры на территории Прибалтики по данным сейсморазведочных работ ГСЗ // Белорусский сейсмологический бюллетень. Вып.1. Минск.1991. С. 111-117.
4. Павленкова Н.И. Структура литосферы Балтийского щита по данным ГСЗ // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE / Под ред. Морозова А.Ф. Вып. 2. М. 2006. С. 33–58.
5. Карабанов А.К., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е. Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Беларусская навука. 2009. 183 с.
6. Гарбар Д.И. Таллинско-Петербургский (Финский) рифт – проявление новейшего рифтогенеза в пределах Евразийского суперконтинента // Тез. докл. Тектонического совещания. М. 1996. С. 30-31.
7. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Логвинов И.М. Балтийская зона современной активизации: глубинные процессы и физические поля // Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года / Под ред. Николаева А.В. СПб. 2009. С. 136-150.

ВЕНДСКИЕ ФОРЛАНДОВЫЕ БАССЕЙНЫ ЮГА СИБИРИ КАК ИСТОЧНИК ВЕЩЕСТВА ДЛЯ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РЕГИОНА

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В.
gladkochub@mail.ru
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Формирование месторождений полезных ископаемых в большинстве случаев представляет собой сложный многоактный процесс. Полезные компоненты вначале должны оказаться в верхних горизонтах земной коры в рассеянном виде, после чего, в результате процессов ремобилизации, и, зачастую, масштабного переноса флюидными системами, сформировать продуктивные залежи, которые могут рассматриваться в качестве рудопроявлений и месторождений. Полноценное понимание сценария формирования месторождений невозможно без расшифровки геодинамических условий, в которых происходила вся последовательность перечисленных выше процессов. В связи с тем, что формирование многих видов месторождений полезных ископаемых – это процесс длительный и многоактный, то и контролируется он, как правило, не какой-то одной геодинамической обстановкой, а последовательной сменой во времени одних обстановок другими на фоне общей геологической эволюции той или иной структуры литосферы.

Наглядно продемонстрировать приведенные выше соображения можно на примере ряда объектов юга Сибири, а именно золоторудных месторождений черносланцевой формации Бодайбинской зоны Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП) и месторождений углеводородов Ангаро-Ковыктинской зоны нефтегазонакопления (ЗНГН). И в первом, и во втором случае, речь идет об условиях накопления и возрасте богатых углеродистым веществом осадочных толщ, представленных в стратоподразделениях, сформировавшихся вдоль южного фланга Сибирского кратона в позднем докембрии.

В Бодайбинской зоне рудоносной и рудовмещающей для крупнообъемного золото-платиноидно-сульфидного оруденения «сухоложского типа», в частности месторождения «Сухой Лог», являются вендские отложения хомолхинской свиты. Следует отметить, что «Сухой Лог» – одно из крупнейших месторождений золота в России (1100 тонн Au при средних содержаниях 2.45 г/т) [1]. В подошве хомолхинской свиты выделяется пачка тонкослоистых черных углеродистых сланцев с содержанием $C_{орг.}$ до 7 %. Породы интенсивно насыщены вкрапленностью сульфидов, как рассеянной в объеме пород, так и формирующей тонкие прослойки. В верхней части свиты также присутствуют углеродистые сланцы, переслаивающиеся с черными алевролитами и светлыми песчаниками. Все породы обогащены органическим веществом с содержанием $C_{орг.}$ до 2 %. Общая мощность хомолхинской свиты в стратотипическом разрезе составляет 810 м.

Определения возраста обломочных цирконов из песчаников хомолхинской свиты методом LA-ICP-MS свидетельствуют о том, что породы, вмещающие золотое оруденение, отложились после 600 млн лет за счет разрушения палеопротерозойских и неопротерозойских источников [1]. В этой же работе было показано, что самый ранний (стратиформный) пирит, содержащий Au, образовался во время осадконакопления или раннего диагенеза на интервале 575–600 млн лет. Возраст формирования собственно месторождений «сухоложского типа» в Бодайбинской зоне СБПП оценивается в диапазоне 420–450 млн лет [2–4].

Таким образом, выделив основные возрастные рубежи в сценарии формирования месторождений «сухоложского» типа, за границами рассмотрения остались следующие ключевые вопросы:

- где и в каких геодинамических условиях накапливались черносланцевые толщи с первично рассеянным золотом, выступившие источником рудного вещества?

- под влиянием каких тектонических процессов происходила ремобилизация золота и его концентрирование в границах разведанных месторождений?

Рассмотрение этих вопросов будет предложено ниже, после раздела, касающегося месторождений углеводородов Ангаро-Ковыктинской ЗНГН, площадь которой составляет 230 тыс. км², начальные геологические ресурсы углеводородов оцениваются в 6.35 млрд т условных углеводородов, а извлекаемые запасы углеводородов в 5.93 млрд т [5].

Основные ресурсы и запасы углеводородов в Ангаро-Ковыктинской ЗНГН сосредоточены в вендских терригенных породах, объединяемых в продуктивный парфеновский горизонт, который соответствует нижнемотскому нефтегазоносному комплексу тирского горизонта чорской свиты мотской серии [6–7]. Мощность парфеновского горизонта на Ковыктинском месторождении составляет 40–80 м. Седиментация отложений свиты происходила преимущественно в аллювиальных (русловых) условиях, а также в обстановках приливно-отливной равнины и мелководного шельфа, редко баров [8]. Пористость отложений парфеновского горизонта достигает 16–19% [6, 8].

Не вызывает сомнений, что типы отложений, литологически характерные для разрезов парфеновского продуктивного горизонта (преимущественно русловые песчаники), как собственно источник углеводородов не являются потенциально пригодными для накопления значимых объемов углеродистого вещества *in situ*, тем более, когда речь идет о скоплении столь колоссальных объемов углеводородов. Кроме этого, рассматриваемые отложения парфеновского горизонта Ангаро-Ковыктинской ЗНГН, вмещающие залежи углеводородов, находятся во внутренних частях Сибирской платформы.

Отмеченные обстоятельства ставят на рассмотрение следующие вопросы:

- каким образом в отложениях парфеновского продуктивного горизонта, потенциально неперспективных для генерации в них значимых объемов углеводородов по литологическому составу и условиям их седиментации, а также располагающихся, по сути, во внутренней части платформы могли оказаться локализованными колоссальные объемы углеводородов?

- где и в каких геодинамических условиях могли накопиться углеводороды, сформировавшие месторождения Ангаро-Ковыктинской ЗНГН?

- под влиянием каких процессов эти углеводороды могли оказаться во внутренних областях Сибирской платформы и напитать собой осадочные разрезы парфеновского продуктивного горизонта вендского возраста?

Как следует из приведенного выше обзора, ключевым вопросом генезиса месторождений «сухоложского» типа и Ангаро-Ковыктинской ЗНГЗ является вопрос о типе бассейна седиментации, в котором произошло накопление углеродистого вещества, которое, с одной стороны, способствовало формированию черных сланцев, вмещающих золотое оруденение «сухоложского» типа, а с другой стороны, было способно выступить источником углеводородов Ангаро-Ковыктинской ЗНГН. Второй, не менее значимый вопрос касается этапов тектонической активизации, приведших к формированию рассматриваемых месторождений. Для решения обозначенных выше вопросов авторы предлагают обратиться к комплексному анализу геодинамической эволюции южного фланга Сибирской платформы в позднем докембрии.

В геологической эволюции Сибири поздний докембрий, а именно временной интервал 650–715 млн лет, является одним из ключевых периодов, в течение которого произошло отделение Сибирского кратона от суперконтинента Родиния, открытие Палеоазиатского океана с формированием на окраине Сибирского кратона пассивной континентальной окраины [9]. В последующем, на временном рубеже около 600–610 млн лет, эта пассивная окраина была трансформирована в серию форландовых бассейнов [9–11], в пределах которых произошло накопление отложений, обогащенных углеродистым веществом, которые и явились источниками как для месторождений золота «сухоложского» типа, так и для углеводородов месторождений Ангаро-Ковыктинской ЗНГН. В Байкальском сегменте СБПП подобные толщи присутствуют в разрезах улунтуйской и качергатской свит байкальской серии, а в Бодайбинской зоне СБПП в упомянутой выше хомолхинской свите. В результате крупномасштабных позднекембрийских–ордовикских аккреционно-коллизионных событий, фиксирующих становление крупнейшего в Евразии Центрально-Азиатского складчатого пояса, отложения хомолхинской свиты подверглись метаморфизму, интенсивным

деформациям и ремобилизации золота, что в итоге привело к формированию месторождений «сухоложского» типа на временном интервале 420–450 млн лет [2–4]. Под воздействием этих же аккреционно-коллизионных процессов раннего палеозоя углеводороды были выжаты из углеродистых толщ форландового бассейна Байкальского сегмента СБПП в западном направлении в платформенные отложения парфеновского горизонта чорской свиты мотской серии, сформировав месторождения Ангаро-Ковыктинской ЗНГН. Принимая во внимание тот факт, что к отложениям пассивных окраин и форландовых бассейнов приурочено свыше 90% мировых запасов углеводородов [12], представляется вполне допустимым, что предлагаемая авторами гипотеза может объяснить природу происхождения углеводородов, их транспорта и накопления в месторождениях рассматриваемой ЗНГН. Следует отметить, что ранее гипотеза о возможности миграции углеводородов из рифейских толщ краевых прогибов Прибайкалья во внутренние области платформы допускалась в ряде работ [13–14], однако, она была существенно более обоснованно доказана авторами этой работы на основании современных данных о тектонической эволюции юга Сибирской платформы в палеозое.

Таким образом, приведенные данные позволяют проследить всю последовательность образования столь различных по своему вещественному наполнению месторождений, а именно золоторудных месторождений Бодайбинской зоны СБПП и месторождений углеводородов Ангаро-Ковыктинской ЗНГН, от стадии накопления полезных компонентов в первично осадочных толщах специфического состава, через этапы тектонической активизации до формирования рудных зон и продуктивных залежей. Проведенные исследования показали, что для обоих месторождений накопление осадочных толщ, обогащенных углеродистым веществом, имело место в вендских форландовых бассейнах, сформированных на окраине Сибирского кратона, а собственно формирование месторождений было связано с раннепалеозойскими аккреционно-коллизионными процессами, проявившимися вдоль южного фланга кратона.

Работа выполнена в рамках гранта № 23-075-67362-1-04-09-000006 Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение крупных научных проектов по приоритетным направлениям научно-технологического развития («Рудоносные магмы и флюиды: геологические и физико-химические условия генерации - ключ к прогнозированию гидротермальных месторождений редких, цветных и благородных металлов»).

Литература

1. Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. P. 2377–2391.
2. Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // Доклады академии наук. 2007. Т. 415. № 2. С. 236–241.
3. Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.
4. Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Y.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Y.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I. ^{40}Ar-^{39}Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia) // Ore Geology Reviews. 2022. V. 144. 104855.
5. Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Вальчак В.И., Губин И.А., Гордеева А.О., Кузнецова Е.Н., Конторович В.А., Моисеев С.А., Скузоватов М.Ю., Фомин А.М. Нефтегазогеологическое районирование Сибирской платформы (уточненная версия) //

Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2017. XIII Междунар. науч. конгр. (г. Новосибирск, 17-21 апреля 2017 г.): Междунар. науч. конф. "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология": Сборник материалов в 4 т. Т. 1. Новосибирск: СГУГиТ. 2017. С. 57–64.

6. Анциферов А.С., Бакин В.Е., Варламов И.П. и др. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Ред.: Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. М.: Недра. 1981. 552 с.
7. Самсонов В.В., Ларичев А.И., Чеканов В.И., Соловьев В.В. Особенности геологического строения нефтегазовых комплексов и оценка перспектив нефтегазоносности южной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 11. С. 1545–1564.
8. Пушкарева М.М., Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Литологическая характеристика парфеновского и ботуобинского продуктивных горизонтов венда Ангаро-Ленской ступени и Непско-Ботуобинской антеклизы // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323. № 1. С. 78–83.
9. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // Gondwana Research. 2019. V. 65. P. 1–16.
10. Советов Ю.К. Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 20–45.
11. Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // Precambrian Research. 2015. V. 267. P. 39–71.
12. Pang X.Q., Jia C.Z., Wang W.Y. Petroleum geology features and research developments of hydrocarbon accumulation in deep petroliferous basins // Petroleum Science. 2015. V. 12. P. 1–53.
13. Дробот Д.И., Преснова Р.Н., Конторович А.Э. Геохимия нефтей, конденсатов и природных газов рифей-вендских и кембрийских отложений Сибирской платформы. М.: Недра. 1988. 240 с.
14. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговые структуры и их роль в формировании месторождений полезных ископаемых // Вестник МАНЭБ. 2005. Т. 13. № 3. С. 42–48.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПЛАНЕТ НА ПРИМЕРЕ ЗЕМЛИ

Данилов В.И.
danvlad@bk.ru
Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Человечество всегда интересовал вопрос строения Земли, начиная от модели плоской формы, затем исследования привели к принятию формы шара. Появившиеся сейчас данные позволяют по косвенным проявлениям и данным измерений определить внутреннюю структуру (модель) планеты. Этому и посвящен данный доклад.

Объяснение несостоятельности понятий, формирующих нынешнее представление строения планеты.

Надо сказать о тех постулатах, которые сейчас некоторыми приняты, но в реальности не имеют места быть:

- «Сила Кориолиса» - этой силы реально не существует. Это условная «сила», введенная для описания поведения тела при переходе из разных систем наблюдения. В природе нет источника этой силы. Она ничего никуда не двигает и ни на что не действует.
- Спутники на свои планеты не падают и не промахиваются. Они движутся по орбитам, где центробежные силы равны центростремительным (притяжения). Никакого свободного падения с ускорением нет, а потому и возможны наблюдаемые приливные эффекты.
- Конвекции в теле планеты быть не может.

Описывая конвекцию, часто приводят в пример нагревающийся чайник, но планета не чайник, она скорее термос. А в термосе нет, и не может быть конвекции - там температура, распределившись однажды, не меняет этого распределения, если нет сторонних влияний. Конечно это без учета небольших, не существенных, потерь. Если нет обогрева планеты Солнцем, то температура на поверхности уходит в минус, а это значит, что подогрев изнутри планеты очень мал.

Рисунки восходящих и опускающихся потоков [1] не отражают действительность - восходящие потоки, не охлаждаясь, не будут опускаться. Океан не кипит, теплоту не принимает, а разница температур на поверхности планеты и под корой превышает 3000 град.С. Теплопередачи активной нет. Термос, причем очень хороший, много тысячелетий работающий.

Этими потоками объясняют генерацию Магнитного Поля планеты, этими потоками объясняют тектонические движения, появляются плюмы, джерки и многое что еще.

Принимая гипотезу конвекции как рабочую и выстраивая на этой основе теории, научные работники далеко уходят от реальности, подменяя их фантазиями. А реальность, хотя бы на примере чайника, говорит, что чайник, в итоге, закипает и никакой конвекции, даже в нем, уже нет, идет бурное перемешивание с одной температурой во всем объеме. Для справки- температура кипения железа и кремнезема всего 2800 град.С

Дополнительно надо заметить - конвекция подразумевает постоянный приток энергии. Получается, что внутри должен находиться вечный, неиссякаемый, источник тепла! Наблюдаемая на планете реальность не дает примеров такого.

- Источником поддержания высокой температуры внутри планеты сомнительно считать ядерную реакцию (радиогенная гипотеза) по следующим причинам - истекающая из вулканов лава мало радиоактивна, по сравнению, например, с излучением в реакторе атомной станции. Кроме того, концентрация радиоактивных элементов очень мала в общей массе планеты. Большинство из них имеет малый период полураспада.

Распределение массы внутри тела планеты. Рассмотрим, какой объект можно принять как прообраз планеты. Очень подходит для этого всем известный сферический аквариум. Он наполнен водой и различными по удельному весу материалами - песок, камни, игрушки пластиковые, рыбки, кормушка и т.д. Как они распределены - всем известно. Если наклонить его произойдет смещение, а если вращать, то постоянное перемещение, тяжелой

массой направленное к Земле. Аквариум находится в постоянном гравитационном поле Земли, аналогично Земля - в поле притяжения Солнца. И Земля такой же «аквариум» относительно него. И распределение будет подобным - ближе к Солнцу тяжелые массы, самые легкие - на противоположной стороне. Если теперь представить, что стенки аквариума сделаны из мягкого, на подобии резины, материала, то сможем имитировать поведение земной коры под действием сил притяжения Солнца. Если в надутый воздушный шарик добавить воды, то при вращении шарика получим наглядное представление о поведении коры Земли - «горб» и его движение.

Необходимо отметить, что планета находится в практически равнопотенциальном поле Солнца, то есть любая ее часть притягивается к нему одинаково - расстояние до него несоизмеримо больше любого расстояния на планете.

На самом деле тяжелая часть вещества внутри планеты, находясь всегда на солнечной стороне, совершает движение с Востока на Запад и по спирали Север-Юг и обратно, при смене положения планеты относительно Солнца (смене времени года, перемене угла наклона оси вращения). Смена направления спирали приходится на дни солнечного противостояния.

Поскольку основных внешних источников гравитации два – Солнце - далекое и мощное и Луна - гораздо менее массивное, но зато близкое, то и мест скопления тяжелых масс, получается два. При изменении взаимного положения Солнца, Луны и Земли эти тяжелые части планеты будут менять не только свое положение, но и массы их будут складываться или вычитаться. Графики изменения силы притяжения в определенной точке явно показывают это (рисунок 1). Приближение большой массы к точке измерения вызывает увеличение силы притяжения к Земле, тогда как притяжение к Солнцу (Луне), находящемуся в это время над точкой измерения, уменьшение. Именно поэтому и получаются такие сложные зависимости изменения сил притяжения, зависящие от времени года и плюс аналогичное влияние Луны и ее положения.

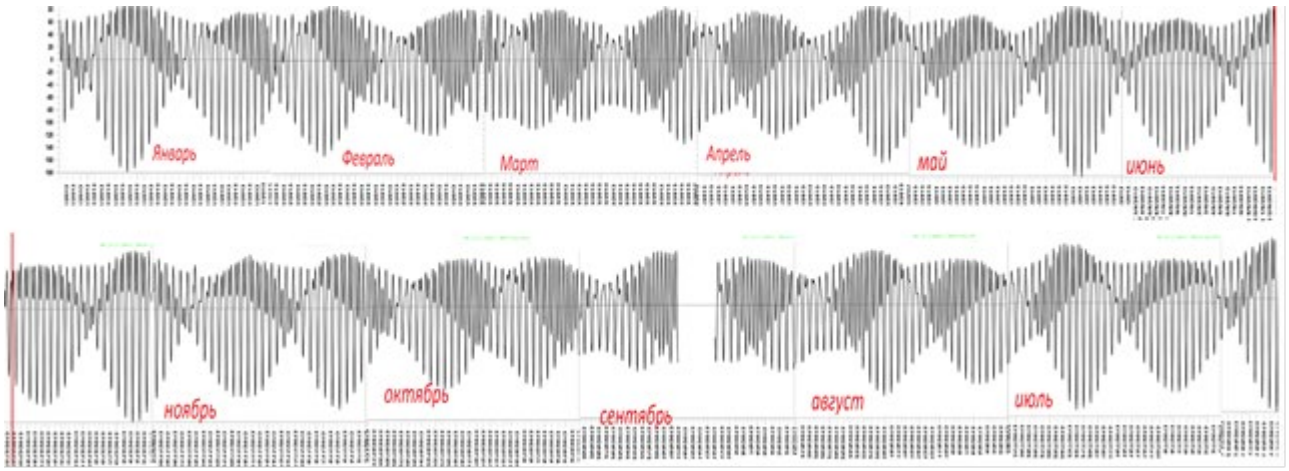


Рисунок 1 – Поведение гравитационных сил 2013 год до 22 июня и зеркальное отображение после. Район побережья Японского моря

Очень хорошо видно, почти идеальное, совпадение значений до 22 июня и зеркального отображения после. То есть после дня солнечного противостояния масса внутри планеты с такой же суточной и месячной зависимостью возвращается в Южное полушарие, где, доходя до максимальной удаленности 22 декабря, начинает движение обратно. И так без конца. Вечное движение.

Хорошим подтверждением факта движения тяжелой, положительно заряженной, внутренней массы являются графики движения зоны естественных импульсов магнитного поля Земли, приведенные в работе [3]. Положительной она становится потому, что свободные электроны, образующиеся в таких температурных условиях, «всплывают», а

оставшиеся положительные ионы и ядра оседают и группируются в движущейся тяжелой части (электрон в сотни раз легче ядра и тем более иона).

Движение положительно заряженной массы равносильно, по эффекту, электрическому току в проводнике. Ток, направленный с Востока на Запад, создает Магнитное Поле планеты, и именно такое как в реальности. Анализ МП других планет подтверждает предложенную физику [5].

Движение масс внутри планеты происходит в области недалекой от экватора, вызывая тем самым «выпучивание» тела планеты и придавая ей форму геоида. Попадающая под влияние гравитационных сил движущихся масс вода океанов, в этой зоне, приводится ими в движение, создавая основные океанические экваториальные течения. Воздушные массы так же подвержены этому влиянию. И если воде суша материков мешает зациклиться вокруг планеты, то воздушные массы, поднимаясь до высот стратосферы, и ничем не ограниченные, замыкаются в кольцо. Упираясь в сушу материков, экваториальные течения расходятся и, в практически замкнутых бассейнах океанов, создают все известные течения (рисунок 2). Подъем же воды на Западных частях океанов создает компенсирующие экваториальные противотечения.



Рисунок 2 – Условный рисунок (Гарецкий Р.Г., 2006 [6]), показывающий схожесть структур крупномасштабных течений Тихого, Атлантического и Индийского океанов

Эти же силы приводят к геотектоническим движениям, и, как на реке поток воды подо льдом создает торосы, так происходит и горообразование на материках.

Подобный механизм на Солнце, под влиянием Юпитера, заставляет его экваториальную часть делать оборот в отличное от полюсов время (дифференцированное вращение). Подобный эффект происходит и с самим Юпитером.

При остывании тела планеты происходит фиксация этой тяжелой части в одном месте. Пример такого – Луна. Она превратилась в своеобразного «Ваньку-Встаньку». И как эта игрушка всегда направлена одной стороной к источнику гравитации - Земле, при этом делая оборот вокруг себя за один облет вокруг Земли. Так ведут себя многие спутники в Солнечной Системе.

Движение тяжелой массы внутри планеты происходит на границе Земной коры, примерно на уровне границы Мохоровичеча. Поскольку путь движения этой массы за один оборот очень велик, то и скорость движения большая и предварительно превышает 1000 км\час. При таком движении несомненно возникает нагрев трущихся частей и вероятно это приводит к поддержанию высокой температуры внутри планеты. Других реальных источников нагрева не наблюдается.

Таким образом, все перечисленные внешние проявления движения массы внутри планеты и данные измерений, однозначно говорят о реальности предлагаемой модели внутреннего строения планеты.

Остается разобраться с данными выводов по результатам сейсмических измерений, на основании которых строилась ныне принятая модель. Тут можно только предположить, что при увеличении давления и температуры, при приближении к центру, вещество переходит в другое агрегатное состояние - высокотемпературная плазма, и меняет свои физические свойства [2]. Именно это и влияет на показания. Описанные выше быстроменяющиеся процессы не могут быть зафиксированы таким способом.

Подробный разбор происходящих процессов можно посмотреть тут [7].

Объяснение многих природных явлений одной реальной, наблюдаемой и измеряемой причиной, позволяет сократить количество вариантов (гипотез) возникающих вокруг рассматриваемых явлений. Одна причина может быть более тщательно изучена исходя из многогранности ее проявлений.

Литература

1. Уеда С. Новый взгляд на Землю / Пер. с англ. Б.А. Борисова. М.: Мир. 1980. 214 с.
2. Киржниц Д.А. Эстремальные состояния вещества (сверхвысокие давления и температуры) // Успехи физических наук. 1971. Т. 104. № 3. С. 489–508.
3. 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.
4. Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Кулинич Р.Г., Колпащикова Т.Н. Изучение приливных вариаций силы тяжести в зоне перехода от континента к Японскому морю // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2015. Вып. 27. № 3. С. 71-79.
5. Коротцев О.Н. Астрономия. Популярная энциклопедия. СПб.: Азбука-классика. 2003. 736 с.
6. Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.И. Приливные дискретно-волновые движения и дрейф континентов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 3-13.
7. Данилов В.И. Гелиогеофизические явления, вызванные влиянием сторонних гравитационных сил // Вестник Пермского университета. Геология. 2022. Т. 21. № 3. С. 247-263.

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТОЧКИ МОГЕН-БУРЕН В ТУВЕ

Даргын-оол Д.В.[1], Клементьев А.М.[2]
dargynool@inbox.ru
[1]Тувинский государственный университет, г. Кызыл, Россия
[2]Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

1. В 2023 г. был проведен новый цикл работ на местонахождении ископаемой фауны позвоночных Моген-Бурен в Монгун-Тайгинском кожууне республики Тува. По сборам 2018-2019 гг. установлен виллафранкский возраст этой фауны [1].

2. Местонахождение Моген-Бурен находится к востоку от пос. Кызыл-Хая, в Монгун-Тайгинском кожууне республики Тува, в долине р. Моген-Бурен, в восточном Алтае. Эта река является границей между отрогами Монгун-Тайгинского горного массива на северо-востоке и хр. Чихачева на юго-западе.

3. В геоморфологическом плане местонахождение приурочено к разрезу на седиментационном уступе высотой 2035 м. над у.м. Этот уровень интенсивно расчленен овражной эрозией, образовавшей балочный рельеф.

4. Летние работы 2023 года были направлены на изучение геологических условий залегания ископаемой фауны, сборы нового ископаемого материала, идентификацию найденных палеонтологических образцов. Отложения были вскрыты до глубины семи метров. Было установлено двухчленное строение разреза, содержащего ископаемую фауну, собраны и предварительно идентифицированы остатки крупных млекопитающих.

5. Отложения разреза на местонахождении четко разделяются на две толщи, верхнюю и нижнюю. Верхняя часть разреза (мощность 3,65 м) представляет собой дресвяно-галечниковые отложения различной степени и наклона слоистости с алевритовым заполнителем и песчаными линзами. Окраска преимущественно пёстрая, уходящая в темный спектр. По стенкам котлована виден наклон падения слоев согласно современному уклону долины и облекающее залегание алеврит-содержащих слоев. Наблюдаются мульдообразные заполнения размытых ложбин стока. Слои не горизонтальные по простиранию, поэтому мы исключаем их происхождение как аллювия реки. Предварительно их можно интерпретировать их как отложения катастрофических потоков ледниковых вод.

6. Нижняя толща представлена дресвяниками, переслаивающимися с алевро-песчаными прослойками. Вся толща скована многолетней мерзлотой, слоистость также падает согласно склону от водораздела к реке. Дресвяники розовых и охристых тонов представляют собой продукт разрушения местных гранитоидов и генетически являются склоновыми отложениями. При таянии мерзлоты на стенках изменяется цвет и проявляются следы небольших промоин, к одной из них приурочена костеносная линза. Ось линзы также простирается согласно склону. При этом вокруг костей линза заполнена белёсой (карбонатной) алевритовой породой, возможно заполнявшей небольшие склоновые промоины.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 23-14-20015 «Изучение закономерностей формирования запаса углерода в биологических системах и ландшафтах на переходном пространстве от Северной Азии к Центральной Азии»).

Литература

1. Клементьев А.М., Ондар С.О. Даргын-оол Д.В. Виллафранкская фауна Тувы // Динамика и взаимодействие геосфер Земли. Т. I. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2021. С. 182-184.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ИЯ-УДИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ (СИБИРСКИЙ КРАТОН, РОССИЯ)

Демонтерова Е.И., Иванов А.В.
dem@crust.irk.ru
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Извержения вулканов в пределах Байкальского рифта преимущественно базальтового состава относятся к многочисленным малообъемным извержениям, происходившим в кайнозое в Центральной Азии. Подавляющее большинство этих извержений произошло в пределах подвижных поясов южного обрамления Сибирского кратона. Лишь немногие из таких извержений произошли на окраине кратона, и они представляют особый интерес, поскольку состав вулканических пород может дать представление о составе кратонной литосферы. До недавнего времени участок реки Уды площадью ~2000 км2, расположенный в пределах Бирюсинского блока Сибирского кратона, представлял собой белое пятно с точки зрения точных геохимических и изотопных данных по базальтам. Изученные обнажения вулканических пород разбросаны по верхним притокам р. Уды и регионально относятся к Ия-Удинскому вулканическому полю. K-Ar датирование позволило различить лавы двух возрастов – 8 и 4 млн лет. Собранные образцы лав проанализированы на содержание основных и редких элементов, а также изотопов Sr – Nd. Аналитические данные получены в лабораториях и на оборудовании ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН.

На классификационной диаграмме TAS породы попадают в поля трахибазальтов и трахиандезито-базальтов. Согласно содержанию нормативных минералов породы можно отнести к гавайитам и оливиновым толеитам. На диаграммах микроэлементов, нормированных к примитивной мантии и к хондриту, лавы Ия-Удинского междуречья близки по составу к внутриплитным базальтам типа OIB. Для пород группы 4 млн лет характерны более высокие значения La/Yb (20 – 33) по сравнению с породами группы 8 млн лет, у которых La/Yb находятся в пределах 15 – 18. Это предполагает большее количество граната в источнике плавления и меньшую степень частичного плавления 4 млн лет назад. Породы возрастом 8 млн лет имеют значения εNd в узком диапазоне (от – 0.3 до – 0.5) при повышенных εSr (от 5 до 6). Изотопные составы Sr – Nd пород группы 4 млн лет εNd от 2.9 до – 1.2 и εSr от – 1.8 до 5.9. Корреляции между изотопными отношениями Sr и 1/Sr нет, что позволяет предположить отсутствие коровой контаминации.

Согласно полученным данным лавы двух возрастных групп имеют разный микроэлементный и изотопный состав. Образование магм 8 млн лет назад происходит при более высоких степенях частичного плавления с участием изотопно-обедненного компонента PREMA и изотопно-обогащенного компонента EM II. Через 4 млн лет плавление повторяется с преобладающим участием компонента EM II при более низких степенях частичного плавления и увеличении количества граната в источнике плавления. Мы предполагаем, что плавление 8 млн лет назад начинается в астеносферной части мантии, постепенно поднимаясь в литосферную область кратона, где при образовании магм возрастом 4 млн лет в плавление вовлекаются зоны эклогитизированой мантии, содержащие большее количество граната.

ПОГРАНИЧНЫЕ БАШКИР-МОСКОВСКИЕ ФУЗУЛИНИДОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СВЯЗЬ ИХ С ФАЦИЯМИ В ТУРКЕСТАНО-АЛАЕ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Дженчураева А.В.
djenchuraeva@gmail.com
Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Вопрос проведения границы между башкирским и московским ярусами обсуждается в в связи с деятельностью Международной рабочей группы по выбору и обоснованию GSSP нижней границы московского яруса Международной стратиграфической шкалы (МСШ). До сих пор нет его однозначного решения. Существует две точки зрения проведения этой границы в кровле или в подошве мелекесского горизонта на Русской платформе и его возрастных аналогов в других регионах. В Южном Тянь-Шане преобладала первая точка зрения, которую поддерживали М.Н. Соловьева (Соловьева, 1963), Ф.Р. Бенш (Бенш, 1969), З.С. Румянцева (Румянцева, 1973), А.В. Дженчураева (Дженчураева, 1974, 1979). Вторая точка зрения поддерживалась Л.А. Эктовой (Эктова, 1966), А.Д. Миклухо-Маклаем (Миклухо-Маклай, 1960, 1963), В.И. Николаевым (Николаев, 1981) и Е.И. Кулагиной (Кулагина, 2006).

В этой связи нами были переизучены опорные разрезы Южного Тянь-Шаня, основным из которых является разрез «Ахунтау», расположенный в Туркестанском хребте, в горах Ахунтау, на левом борту р. Карасай. В этом непрерывном разрезе в пограничном интервале выделяются две фораминиферовые зоны Verella spicata, Tikhonovichiella tikhonovichi в башкирском ярусе и Aljutovella aljutovica, Eofusulina triangula в московском.

Одновозрастные фораминиферы встречаются в различных фациальных типах пород, от которых зависит видовой и родовой состав их комплексов. Ранее они нами были изучены с точки зрения обитания их в различных батиметрических зонах. Были выявлены супра-, эпи- и инфранеритовые комплексы, приуроченные к разным глубинам их обитания и охарактеризованные разными фациальными типами пород. Поэтому характеристика пограничных зональных комплексов дается по этим батиметрическим уровням (Дженчураева,1975).

Зона Verella spicata, Tikhonovichiella tikhonovichi. В супранеритовых отложениях, представленных оолитовыми и «пятнистыми» известняками (грейнстоунами), преобладают редкие псевдоштаффеллы *Pseudostaffella antiqua* (Dutkevich), *P. grandis* (Schlykova), *P. gorskyi* (Dutkevich), *P. composita* Grozdilova et Lebedeva. Встречаются шубертеллы группы Schubertella obscura. Часты штаффелаеформисы (*S. parva* (Lee et Chen), *S. bona* (Grozdilova et Lebedeva), *S. staffellaeformis* (Kireeva). Появляются первые представители группы Depratina prisca (*D. praeprisca* Solovieva) (рис. 1).

В эпинеритовых отложениях, представленных серыми детритовыми слоистыми известняками (пакстоуны биокластовые), встречены *Verella spicata* Dalmatskaja, *Tikhonovichiella tikhonovichi* (Rauser), *Aljutovella nibelensis* (Rauser), *A. alaica* Dzhenchuraeva, *Skelnevatella cybaea* (Leontovich). Значительную часть сообщества составляют ромбические профузулинеллы – *P. pararhomboides* Rauser et Beljaev, *P. postpararhomboides* Dzhenchuraeva, *P. minima* Dzhenchuraeva, *P. primitiva* Sosnina.

Также встречаются еще и псевдоштаффеллы группы P. antiqua и P. gorskyi. Единичные *Ozawainella pararhomboidalis* Manukalova и первые *O. tingi* Lee.

Инфранеритовые отложения, состоящие из темно-серых слоистых известняков с кремнями, изобилуют озаваинеллами – *O. pararhomboidalis* Manukalova, *O. concinnae* Dzhenchuraeva, *O. tingi* Lee, появляются первые *O. paratingi* Manukalova. Здесь же найдены представители группы Tikhonovichiella tikhonovichi и ромбические профузулинеллы. Основное количество верелл собрано в отложениях этой зоны – *Verella spicata* Dalmatskaja, *Verella varsanofievae* Dalmatskaja.

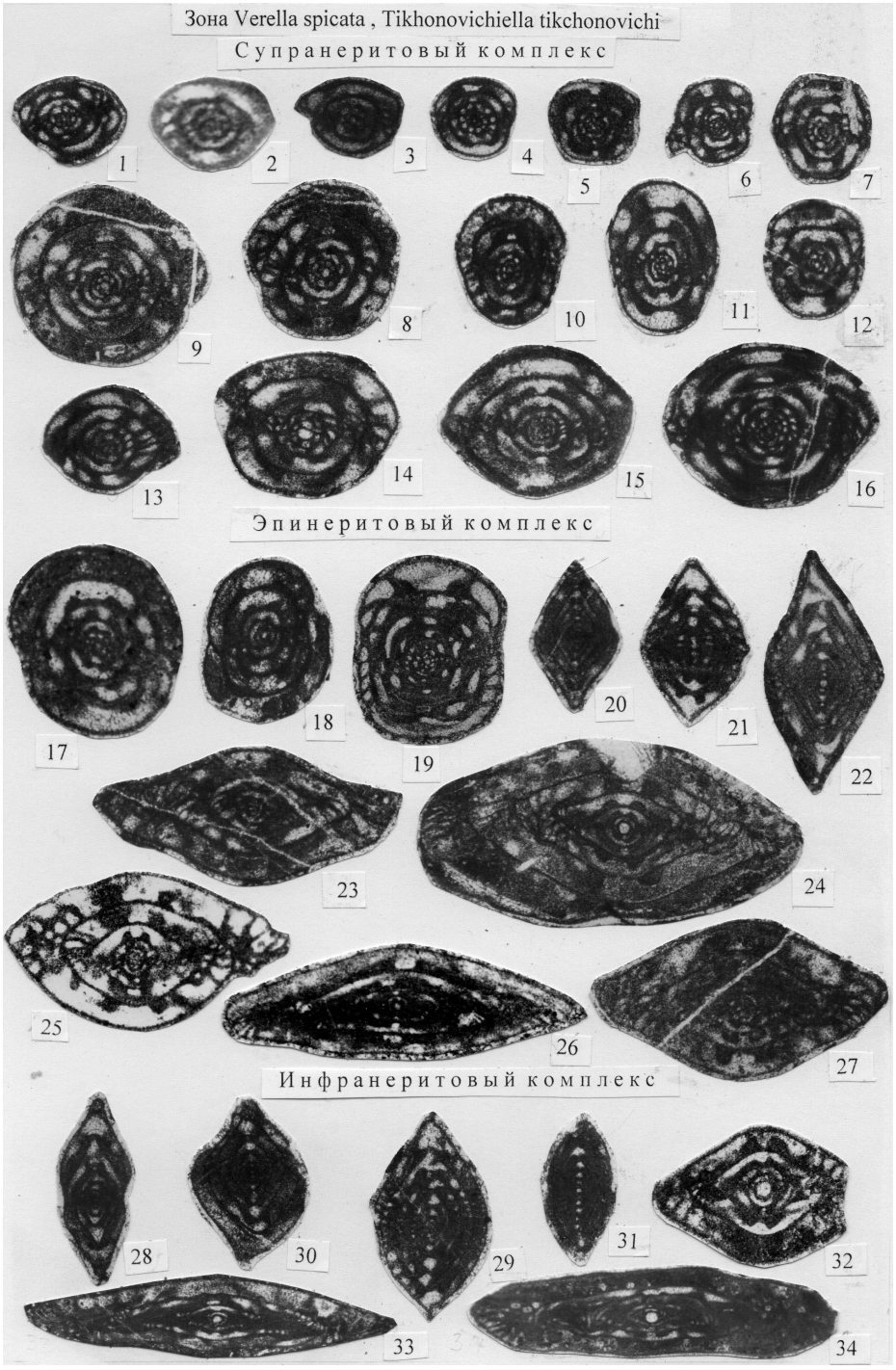


Рисунок 1 – Зона Verella spicata, Tikhonovichiella tikhonovichi

Супранеритовый комплекс: 1, 2 – *Schubertella obscura* Lee et Chen, 3 – *Schubertella obscura* Lee et Chen var. *procera* Rauser, 4 – *Pseudostaffella antiqua* (Dutkevich), 5, 6 – *Pseudostaffella praegorskyi* Rauser, 7 – *Pseudostaffella posterior* (Safonova), 8, 9 – *Pseudostaffella grandis* (Schlykova), 10, 11 – *Pseudostaffella sofronizkyi* Safonova, 12 – *Pseudostaffella composita* Grozdilova et Lebedeva, 13 – *Staffellaeformes staffellaeformis* (Kireeva), 14 – *Staffellaeformes bona* (Grozdilova et Lebedeva), 15 – *Staffellaeformes parva* (Lee et Chen), 16 – *Profusulinella kireevae* Dzhenchuraeva.

Эпинеритовый комплекс: 17 – *Pseudostaffella grandis* (Schlykova), 18 – *Pseudostaffella sofronizkyi* Safonova, 19 – *Pseudostaffella gorskyi* (Dutkevich), 20 – *Ozawainella concinnae* Dzhenchuraeva, 21 – *Ozawainella tingi* (Lee), 22 – *Ozawainella pararhomboidalis* Manukalova, 23 – *Profusulinella primitiva Sosnina,* 24 – *Profusulinella postpararhomboides* Dzhenchuraeva, 25 – *Tikhonovichiella tikhonovichi* (Rauser), 26 – *Verella spicata* Dalmatskaja, 27 – Skelnevatella cybaea (Leontovich).

Инфранеритовый комплекс: 28 – *Ozawainella pararhomboidalis* Manukalova, 29 – *Ozawainella paratingi* Manukalova, 30 – *Ozawainella* sp., 31 – *Ozawainella pseudoangulata* Putrja, 32 – *Tikhonovichiella tikhonovichi* (Rauser), 33 – *Verella spicata* Dalmatskaja, 34 – *Verella varsanofievae* Dalmatskaja.

Таким образом, наиболее благоприятными для стратиграфии являются эпинеритоые отложения, которые содержат наиболее разнообразных представителей фораминифер. Не вызывает особых затруднений и расчленение инфранеритовых отложений для которых характерен богатый видовой состав. Наиболее обеднено супранеритовое сообщество, где отсутствует даже вид-индекс *Verella spicata.*

Мощность отложений по типовому разрезу «Ахунтау» – 30 м.

Зона Aljutovella aljutovica, Eofusulina triangula. Виды-индексы этой зоны, как и в других случаях, выделяются по первому их появлению. В отложениях данной зоны число видов, впервые появляющихся, достигает 82, т.е. сообщество этой зоны обновляется на 70% по сравнению с таковыми зоны Verella spicata, Tikhonovichiella tikhonovichi.

В супранеритовых мелководных преимущественно грейнстоуновых отложениях преобладают шубертеллы групп Sch. obscura и Sch. pauciseptata. Очень много ователл (*O. ovata* (Rauser), *O. subovata* (Safonova) и представителей группы Profusulinella mutabilis. Единичные депратины – (*D. prisca* (Deprat) и др.). Впервые появляются эофузулины – *E. triangula* Rauser et Beljaev (рис. 2).

Эпинеритовый комплекс, представленный биокластовыми пакстоунами, наиболее богат в видовом разнообразии. Это многочисленные депратины – *D. prisca* (Deprat), *D. timanica* (Kireeva), профузулинеллы – *Profusulinella tchauwaica* Dzhenchuraeva, *P. terskeica* Dzhenchuraeva, складчатые вереллы – *Verella normalis* Rumjanzeva, *V. imperplana* Rumjanzeva, *Eofusulina triangula* Rauser et Beljaev. Единичные представители неоштаффелл – *N. subquadrata* (Grozdilova et Lebedeva).

В инфранеритовых отложениях, представленных детритово-фораминиферовыми известняками с биокластитовыми пакстоунами, количество встреченных видов ограничено и состав фораминифер более однообразен. Здесь встречаются преимущественно неоштаффеллы – *N. subquadrata* (Grozdilova et Lebedeva), *P. pseudoquadrata* (Manukalova), профузулинеллы группы P. rhomboides и озаваинеллы группы Ozawainella mosquensis (O. *mosquensis* Rauser).

Как и в предыдущей зоне, наиболее важными для стратиграфии являются эпинеритовые отложения. Но и в супранеритовых есть виды-спутники вида-индекса, такие как *Schubertella pauciseptata* subsp. *ferganensis* Dzhenchuraeva, *Profusulinella fittsi* (Thompson).

Мощность отложений зоны по типовому разрезу «Ахунтау» – 64 м.

Итак, характерный комплекс каждой биостратиграфической зоны состоит из представителей нескольких батиметрических сообществ фузулинид. Иными словами, состав зонального комплекса в разных частях литорали меняется. Оптимальной для жизни бентосных фораминифер была эпинеритовая зона, где было достаточно света, незначительное волновое воздействие. Поэтому ее отложения наиболее благоприятны для стратификации. В супранеритовой зоне, хорошо освещенной, господствовало сильное волноприбойное движение, обуславливавшее избирательную округлую форму раковин. В инфранеритовой зоне господствовало сильное гидростатическое давление и слабая освещенность, помогавшие сохраниться крепким остроугольным раковинам.

Отложения одной биостратиграфической зоны чаще всего состоят из чередования отложений разных батиметрических уровней, что подтверждает их одновозрастность.

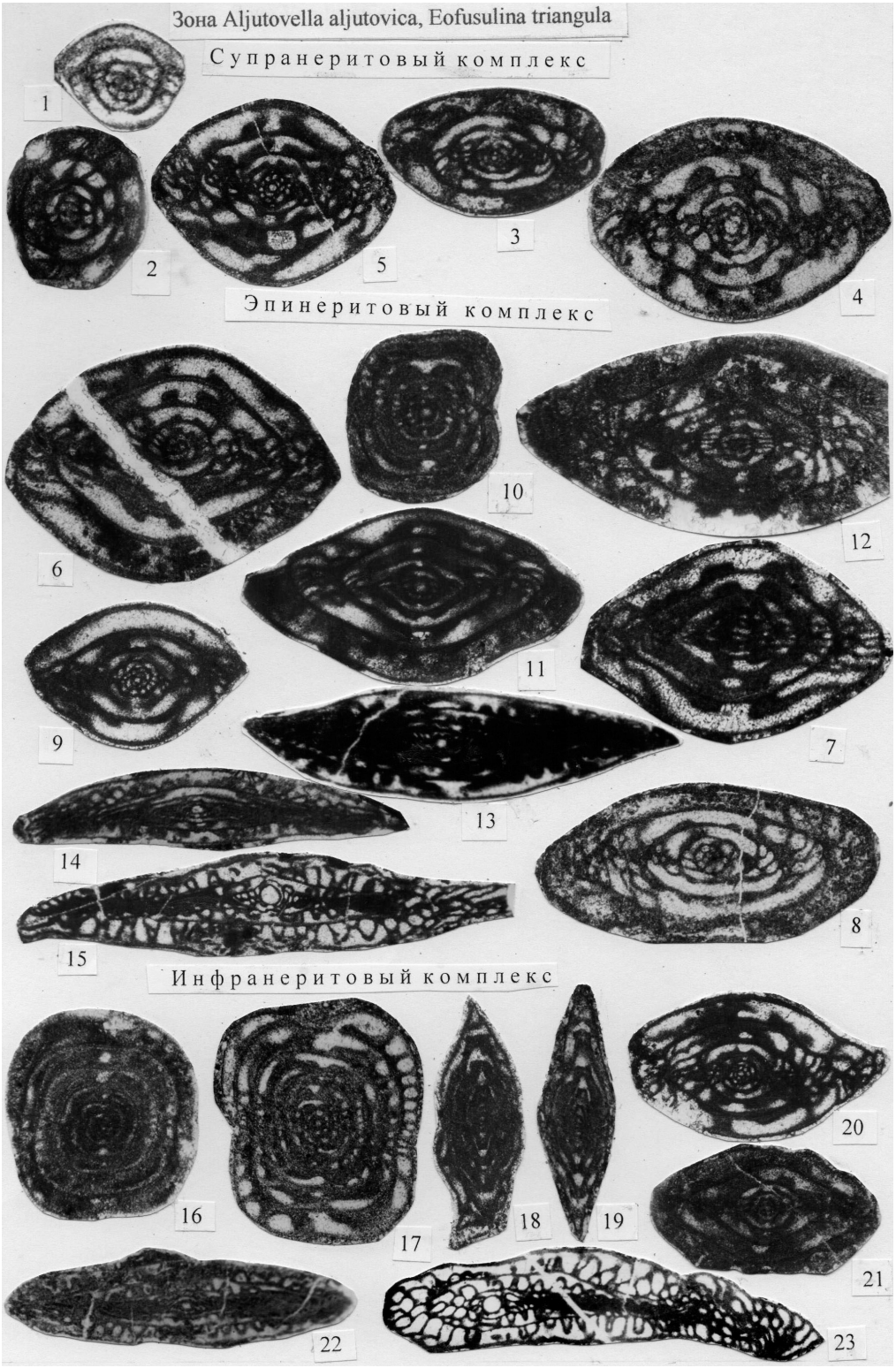


Рисунок 2 – Зона Aljutovella aljutovica, Eofusulina triangula

Супранеритовый комплекс: 1 – *Schubertella obscura* Lee et Chen, 2 –. *Schubertella pauciseptata* subsp. *ferganensis* Dzhenchuraeva, 3 – *Ovatella ovata* (Rauser), 4 – *Ovatella subovata* (Safonova), 5 – *Depratina prisca* (Deprat).

Эпинеритовый комплекс: 6 – *Depratina prisca* (Deprat), 7 – *Depratina timanica* (Kireeva), 8 – *Profusulinella carasaica* Dzhenchuraeva, 9 – *Profusulinella terskeica* Dzhenchuraeva, 10 – *Neostaffella subquadrata* (Grozdilova et Lebedeva), 11 – *Profusulinella rhomboides* Lee et Chen, 12 – *Aljutovella aljutovica* Rauser, 13 – *Verella imperplana* Rumjanzeva, 14 – *Verella normalis* Rumjanzeva, 15 – *Eofusulina triangula* Rauser et Beljaev.

Инфранеритовый комплекс: 10 – *Neostaffella subquadrata* (Grozdilova et Lebedeva), 17 – *Neostaffella umbilicata* (Putrja et Leontovich), 18 *Ozawainella mosquensis* Rauser, 19 – *Ozawainella elita* Manucalova, 20 – *Profusulinella fittsi* (Thomson), 21 – *Profusulinella turkestanica* Dzhenchuraeva, 22 – *Verella normalis* Rumjanzeva, 23 – *Eofusulina* cf – *triangula* Rauser et Beljaev.

Выводы. Внимательное переизучение фораминиферовых комплексов пограничного башкир-московского интервала позволило определить проведение этой границы в опорном разрезе «Ахунтау» (Южный Тянь-Шань). Ее нужно проводить, учитывая фациальную приуроченность фораминифер выбирая вид-маркер из эпинеритовых коплексов. Реперами проведения этого рубежа являются:

1. Исчезновение из комплекса представителей рода Verella и первое появление видов рода Eofusulina (*Eofusulina triangula* может быть видом-маркером).
2. Исчезновение башкирских тихоновичиелл и на смену им появление и развитие представителей группы Aljutovella aljutovica (*Aljutovella aljutovica* может также быть видом-маркером)
3. Появление первых депратин (Depratina prisca тоже может быть видом-маркером.)
4. Почти полное исчезновение архедисцид, а также псевдоштаффелл и первое появление представителей рода *Neostaffella* в отложениях московского яруса.
5. Смена донецелловой водорослевой ассоциации представителями рода *Beresella*
6. Границу между башкирским и московским ярусами следует понимать по Е.А. Рейтлингер (Рейтлингер, 1970) как границу между этапами III порядка, что должно отражаться в эволюции фораминифер на уровне родов и групп видов.

Литература

1. Бенш Ф.Р. Стратиграфия и фораминиферы каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. Ташкент: ФАН. 1969. 173 с.
2. Дженчураева А.В. О батиметрической зональности среднекаменноугольных фузулинид Туркестано-Алая // Вопросы микропалеонтологии. 1975. Вып. 18. С. 74–95.
3. Дженчураева А.В. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений Туркестано-Алая (зона Высоких предгорий Туркестано-Алая). Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Фрунзе. 1974. 38 с.
4. Дженчураева А.В. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений северных склонов Туркестано-Алая. Фрунзе: Илим. 1979. 184 с.
5. Кулагина Е.И. Биостратиграфия нижнего и среднего карбона Южного Урала и юго-востока Русской платформы по фораминиферам // Автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. М. 2006. 54 с.
6. Миклухо-Маклай А.Д. Стратиграфия каменноугольных отложений Средней Азии // Вестн. ЛГУ. 1960. № 6. Вып. 1. С. 20-30.
7. Миклухо-Маклай А.Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л.: Изд. ЛГУ. 1963. 329 с.
8. Николаев А.И. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений востока Тимано-Печорской провинции // Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Л. 1981. 24 с.
9. Рейтлингер Е.А. Каменноугольная система и ее основные подразделения, согласно этапности развития фораминифер // Проблемы стратиграфии карбона. М.: Наука. 1970. С. 28–41.
10. Румянцева З.С. Стратиграфия каменноугольных отложений низких предгорий Туркестанского хребта // Узб. геол. журнал. 1973. № 2. 76-81.
11. Соловьева М.Н. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии. Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 76. 134 с.
12. Эктова Л.А. Стратиграфия башкирских отложений Тянь-Шаня (по фузулинидам) // Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Л. 1966. 21 с.

ДАЙКИ КОЧБУЛАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Джуманиязов Д.И., Мусаев А.М., Каримова Ф.Б.
denisbey@list.ru, karimova.ingeo@mail.ru
Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, г. Ташкент, Узбекистан

Кочбулакское рудное поле площадью около 42 км.^{2} расположено в междуречье Гушсай-Нишбаш и приурочено к локальной кальдерообразной структуре – Кочбулакской [1] диаметром 6-8 км, вытянутой с юго-востока на северо-запад, ограниченной с северо-запада Шаугазским надвигом. В заключительную стадию формирования Кочбулакской кальдеры произошло внедрение малых по размерам субвулканических тел, распределение которых, вероятно, контролировалось малым кольцевым разломом 3-4 км, пространственно совпадающим с площадью месторождения Кочбулак [1].

Площадь рудного поля сложена вулканитами средне-позднекарбоновой дацит-андезитовой формации [2], которая представлена осадочно-пирокластическими породами (туфы и лавы дацитовых, андезито-дацитовых и дацит-андезитовых порфиритов), развитыми в виде непротяженных линзовидных и пластообразных тел резко изменчивой мощности, разобщенных крупными штокообразными и силлообразными телами и дайками того же состава. Почти половину всей площади занимают интрузивные купола дацит-трахиандезитовых порфиритов, наиболее крупный из которых Нишбашский, достигающий в поперечнике 6-7 км, что свидетельствует о наличии здесь крупного центра извержений.

В южной части рудного поля обнажаются гранодиориты среднего карбона, прорванные дайками и штоками раннепермских гранодиорит-порфиров. Все породы пересекаются пермскими дайками.

Руды месторождения Кочбулак по минеральному составу относятся к золото-полисульфидно-кварцевой формации с двумя типами минерализации по содержанию в них сульфидов: малосульфидным (до 5% сульфидов) и умеренносульфидным (до 10-40% сульфидов). Сложность вещественного состава обусловлена обилием и разнообразием рудных минералов - более 50. Обычно в рудах присутствует несколько основных сульфидов - пирит, блеклые руды, галенит, халькопирит, реже теллуриды, а остальные рудные минералы встречаются в микроскопических выделениях и не повсеместно. Из жильных минералов преимущественно развиты кварц (60-70%) и серицит (20-30%), в незначительном количестве - карбонаты (2-5%) и каолин (1-2%). Геохимической особенностью золото-полисульфидно-кварцевых жил является их высокая кадмиеносность [3].

Основные полезные компоненты в рудах -золото и серебро, попутно – теллур. Золото в рудах самородное и частично (30-40%) связанное с теллуром и серебром. Проба золота колеблется от 860 до 990. Серебро развито в виде примеси в золоте, тетраэдрите и входит в состав гессита. Отношение золота к серебру колеблется в широких пределах, в среднем составляет 5:1. Рудные минералы тяготеют к зальбандам жил, границам зон, различных по минеральному составу.

Кроме золотосеребряного оруденения, в отдельных жилах устанавливаются полиметаллические и серно-колчеданные руды. На глубинах 1000 м. и более проявлена сульфидная минерализация и не исключено, что на глубоких горизонтах золотая минерализация может смениться колчеданно-полиметаллической.

В пределах Кочбулакского рудного поля распространены дайки гузаксайского, гушсайского комплексов, а также субвулканические дайки трахириолит-порфиров кызылнуринского комплекса.

Дайки гушсайского комплекса широко распространены в Кочбулакском рудном поле и по распространенности в несколько раз превышают количество даек гузаксайского комплекса. Дайки гушсайского комплекса представлены гранитами и гранодиорит-порфирами, кварцевыми монцонит порфирами, граносиенит порфирами. Геологические взаимоотношения с дайками трахириолитов и вулканитами надакского комплекса убедительно свидетельствуют

о раннепермском возрасте даек гушсайского комплекса. Кварцевые монцонит порфиры и граносиенит порфиры развиты на левом борту р.Гушсай и правом борту р. Нишбаш и р. Лояк, Гушсайские граниты и гранодиорит порфиры отмечаются в левом борту р. Нишбаш и правому борту Тереклисая и Гушсая [3].

Достаточно часто дайки *гранит-порфира и гранодиорит-порфира* встречаются в верховьях саев Наугарзан и Четенды. Простирание этих даек северо-восточное, 200-300 м, иногда до 1,5 км, мощность их до 10-20 м. Породы окрашены в розовый, серовато-розовый и коричневый цвета. В составе породы основная связующая масса с порфировыми выделениями розового и белого полевого шпата размером до 3-4 мм, на фоне которых выделяются фенокристаллы розового полевого шпата (3х4 см) иногда с зональным строением, а также вкрапления водянопрозрачного кварца. Структура породы порфировая, текстура массивная. Закал даек темно-розового цвета шириной до 0,06 м., иногда отмечается неяснофлюидальная текстура.

В районе руч. Нишбаш, в его верхнем течении, по правому борту Янгаклисая на расстоянии 300 м. от выс.отм. 1378,1 м. наблюдается дайка гранит-порфиров, мощностью 1,6-1,8 м. Простирание дайки северо-восточное (75°), падение на юго-восток (185°), угол падения 60°. Порода кирпично-красного цвета, среднезернистая, плотная. Основная масса кристаллическая, во вкрапленниках полевой шпат, плагиоклаз, кварц и темноцветные минералы.

Под микроскопом гранит-порфир имеет отчетливую порфировую структуру, порфировые вкрапленники составляют до 40% от всей породы. Вкрапленники представлены плагиоклазом, калиевонатровым полевым шпатом, кварцем и биотитом. В некоторых шлифах присутствует редкие зерна роговой обманки. Плагиоклаз наиболее распространен среди вкрапленников и составляет 23-29% от объема всей породы. Он образует таблитчатые зерна размером 1,0-2,0 мм, редко до 3,0. Более мелкие вкрапленники плагиоклаза (0,57 мм.) прямоугольной формы. Нередко они образуют гломеропорфировые срастания. По составу они отвечают андезину. Все вкрапленники плагиоклаза сильно альбитизированы, серицитизированы, иногда замещены эпидитом, хлоритом и карбонитом. Калиевонатровый полевой шпат, образует мелкие таблитчатые зерна с ровными краями, составляет до 2,5% от всей породы. По составу соответствует микроклину -2V = 74-80^0. Вкрапленники КПШ сильно пелитизированы, некоторая часть из них образует простые двойники с неровными двойниковыми швами. Кварц, встречается в полигональных и корродированных зернах с ровным угасанием. Иногда зерна кварца окружены каймой графического строения кварца и полевого шпата. Размер зерен кварца от 0,3 до 1,5 мм. Биотит резко преобладает над амфиболом и присутствует в виде таблитчатых чешуй размером 0,5-1,0 мм. Чешуи биотита замещены хлоритом, серицитом, лейкоксеном иногда эпидотом и карбонатом.

Основная масса аллотриоморфнозернистая с деталями пойкилитовой структуры. Пойкилитовая структура выражается в нахождении кварца основной массы в виде пойкилитовых включений в КПШ и плагиоклазе.

Гранодиорит порфиры встречаются в виде относительно редких даек мощностью от 3 до 10-12 м., преимущественно в восточной части площади. Падение даек крутое 50-70^0, протяженность до нескольких километров, протяженность отдельных кулис 300-500 м. Гранодиоирит порфиры – это серые, розовато-серые или розовые порфировые породы. Порфировые выделения представлены кварцем калиевонатровым полевым шпатом. Закал даек неровный, шириной «закальной» полосы от 5 до 40 см. темно-серого до черного цвета.

Под микроскопом имеют порфировую структуру с количеством порфировых вкрапленников до 30-40% от всей породы.

Плагиоклаз резко преобладает над всеми другими минералами вкрапленников и составляет 25% от всей породы. Он встречается в зональных таблитчатых и полисинтетических двойниках, размером 1,5-3,0 мм. По составу относится к андезин-лабрадору. Плагиоклаз вкрапленников свежий, но иногда по краям развита серицитизация и пелитизация. Центральные части зональных кристаллов редко замещены эпидотом.

Калиевонатровый полевой шпат представлен редкими таблицами или овальными зернами ортоклаза. Кварц, как и КПШ, встречается среди вкрапленников редко. Кристаллы кварца сильно разъедены основной массой, иногда до скелетных форм. Угасание волнистое, иногда мозаичное. Размер фенокристов кварца 0,5-0,8 мм, редко до 3,0 мм. Крупные кристаллы кварца содержат иногда пойкилитовые включения биотита.

Многие порфировые включения кварца, плагиоклаза, КПШ в гранодиорит порфирах окружены псевдосферолитовыми каймами, шириной до 0,1 мм, состоящими из микрографических срастаний кварца и калиевонатрового полевого шпата.

Биотит образует коротко – столбчатые и неправильные зерна с неровными зазубренными краями светло бурого цвета с резким плеохроизмом. Размер зерен биотита 0,3-0,5 мм, редко до 1,5-2,0 мм.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой темно-зеленого цвета, со слабым плеохроизмом от темно-зеленого по Ng до зеленовато желтого по Np. C:Ng - 18-25, -2V = 62-70^0. Форма зерен длиннопризматическая, ромбоэдрическая, размером 0,6-2,0 мм, иногда до 5,0 мм.

Темноцветные минералы, особенно биотит интенсивно хлоритизированы, эпидотизированы содержат мелкие включения карбонат и гидроокислов железа.

Порфировые вкрапленники заключены с микропойкилитовую, сферолит-микропойкилитовую основную массу. Основная масса состоит из кварц-полевошпатового агрегата с редкими мелкими таблицами альбита. Порфировые выделения представлены кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом.

Кварцевые монцонит-порфиры розового, красного иногда зеленоватого цвета, тонкокристаллические, массивные, мощностью в несколько метров (20-40 м.), протяженностью несколько десятков и сотен метров, в основном северо-восточного простирания. Порода состоит из основной массы и порфировых выделений, в соотношении 1:3.

Под микроскопом в кварцевых монцонит-порфирах порфировые вкрапленники составляют от 30 до 45% от всей породы и сложены плагиоклазом, биотитом, калинатровым полевым шпатом, амфиболом и кварцем. Плагиоклаз присутствует в зернах двух генераций. Первая генерация плагиоклаза встречена в виде вкрапленников размеров 1,5-5,0 мм. Они образуют зерна таблитчатой формы, распределены в породе неравномерно, часто образуют гломеропорфировые срастания. Они встречены в виде полисинтетических и зональных двойников с прямой зональностью. Состав вкрапленников первой генерации соответствует андезину в зональных кристаллах краевые части имеют состав андезина, а центральные имеют немного основной состав. Плагиоклаз второй генерации – это более мелкие зерна таблитчатого облика размером 0,4-0,6 мм, по составу также относятся к андезину. Все плагиоклазы пелитизированы и частично альбитизированы. Центральные части зональных кристаллов плагиоклаза первой генерации замещаются эпидот-каолиновым агрегатом и серицитом. Калиево-натровый полевой шпат образует единичные короткопризматические и прямоугольные таблицы размером до 1,0 мм, и составляет 0,5-2,0 % от всей породы. Все зерна интенсивно пелитизированы. Кварц, встречается в редких ксеноморфных зернах со следами коррозии, размер зерен не больше 0,5-1,5 мм. Края вкрапленников кварца извилистые и зубчатые с волнистым или мозаичным угасанием. Вкрапленники биотита и амфибола в сумме составляют 10-12% от всей породы. Биотит образует таблитчатые чешуйки размером 0,5-1,5 мм. темно-коричневого цвета с резким плеохроизмом темно-коричневого до черного по Ng и до светло-желтого по Np. Амфибол немного преобладает по количеству над биотитом. Образует призматические, шестоватые и ромбовидные кристаллы, нередко с простыми двойниками. Плеохроизм отчетливый. По составу соответствует обыкновенной роговой обманке (c:Ng=18-23). Основная масса призматически-зернистая с элементами пойкилитовой и гранофировой структур. Она состоит из агрегата плагиоклаза и кварца, иногда отмечаются гранофировые срастания кварца и КПШ. Размер зерен основной массы составляет 0,03-0,05 мм.

Гузаксайский комплекс представлены дайками долеритов северовосточного простирания. Долериты широко развиты в бассейнах саев Лашкерек, Гушсай, Нишбаш. Так на левом борту нижнего течения р. Нишбаш, располагается на северо-восток (60°) на расстоянии 400 м. от высотной отметки 1329,7 м. точка детального геологического наблюдения, указывающая на взаимоотношение дайки долерита и массива андезитов. Долериты образуют дайки мощностью 0,8-1,3 м., длиной до 1000 м., азимут простирания на северо- восток, азимут падения 120-150° на юго-восток, с крутыми углами падения до 85°. Макроскопически порода темно-серого цвета, мелкозернистая, микрокристаллическая, плотная. Вкрапления представлены пироксеном, роговой обманкой, плагиоклазом и темноцветными минералами. Закал даек темно-серый до черного толщиной 2-3 см. Микроскопически долериты порфировые с пойкилоофитовой, офитовой или толеитовой основной массой. Порфировые выделения сложены плагиоклазом и оливином и составляют до 10-15% от объема всей породы. Плагиоклаз – это широко таблитчатые кристаллы с зональными, реже полисинтетическими двойниками, по составу относится к андезин-лабрадору. Поверхность зерен мутная слегка буроватая за счет интенсивной политизации и серицитизации. Двойниковые швы ровные, однако, края зерен сильно корродированы основной массой. В них также отмечены пойкилитовые включения плагиоклаза третьей генерации. Оливин среди вкрапленников наиболее распространенный минерал, составляет до 75% от всех порфировых выделений. Он образует идиоморфные бесцветные ромбовидные, округлые зерна, слегка разъеденные с краев, размером до 1,5 мм. Все зерна оливина нацело замещены смесью серпентина, хлорита и иддингсита, по краям зерен иногда видны тонкие опацитовые каймы рудного минерала. Основная масса сложена плагиоклазом, рудным и апатитом. Плагиоклаз основной массы встречен в зернах двух генераций, они образуют удлиненные тонкие таблицы полисинтетических двойников с сильно разъеденными краями, размером 0,1-0,5 мм. По составу они относятся к андезину. Кроме плагиоклаза в основной массе первичных породобразующих минералов не встречено. Вторичные изменения представлены пелитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией основной массы. В некоторых долеритах в основной массе появляется тонкая сыпь ирита и магнетита.

Дайки и дайкообразные тела в Чадакском, Реваштинком, Гавасайском и Кочбулакском рудных полях пользуются широким распространением. Наиболее насыщен дайками район Чадакского рудного поля, в нем о данным В.Е.Завьялова на 1 кв. км. площади приходится 10 тел даек. По возрасту, составу и геологическому положению дайковые комплексы могут быть объединены в следующие дайковые комплексы: куюндинский, гушсайский, кызылнуринский, гузаксайский, урюклинский, чадакский. При этом принципиальное значение имеет тот факт, что самостоятельность каждого комплекса доказывается реальными геологическими взаимоотношениями пород с субстратом, между собой и данными абсолютного возраста. Это позволяет считать геологические критерии выделения даек весьма надежными и использовать их при картировании.

Исследование состава, последовательности формирования дайковых пород позволило выделить среди них однородные, контрастные, и последовательно дифференцированные разности, свидетельствующие о сложных путях эволюции в процессе становления.

Литература

1. Тимофеева Т.С., Мансуров М.М., Голощуков П.М. и др. О палладистом золоте Кочбулака // Узб. геол. журн. 1978. № 5. С. 40-42.
2. Арапов В.А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан. 1983. 205 с.
3. Мусаев А.М., Джуманиязов Д.И. Петрографические перспективы рудоносности Юго-Восточной части Кочбулакского рудного поля (Восточный Узбекистан) // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент. 2022. № 2. С. 11-17.

ФРАКТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Доненко И.Л.[1], Доненко С.Л.[2], Шамсутдинов М.Б.[2]
work@idonenko.ru
[1]Центр международного сотрудничества Министерства просвещения РФ, г. Москва, Россия
[2]Кыргызско-Российский Славянский университет им. Б.Н. Ельцина, г. Бишкек, Кыргызстан

В представленной работе описывается разработка и применение комплексного подхода к моделированию структуры земной коры с использованием принципов фрактальной геометрии. Этот метод основывается на понимании, что структуры земной коры часто демонстрируют фрактальные характеристики, такие как самоподобие и масштабную инвариантность [1], которые можно эффективно моделировать для получения более точных геологических предсказаний. Важной частью исследования является решение краевых задач [2], связанных с нелинейными свойствами материалов земной коры, что позволяет детализировать взаимодействие различных слоев под влиянием тектонических сил.

Для воспроизведения криволинейных структур коры и точного моделирования слоев были использованы методы численного моделирования, основанные на фрактальных алгоритмах, которые адаптированы для учета геологических особенностей и сложности структур. Компьютерное моделирование включало разработку трехмерных моделей, где каждый слой коры был подвергнут анализу на предмет фрактальной динамики и структурной непрерывности.

Результаты моделирования предоставили новые данные о структурной устойчивости и потенциальных точках разломов, что способствует лучшему пониманию процессов, происходящих в земной коре, и может быть использовано для улучшения планов землепользования и повышения эффективности прогнозирования геологических рисков, включая землетрясения и другие связанные с ними природные явления. Этот подход не только расширяет границы традиционной геологии, но и предоставляет инструменты для более эффективного решения проблем геологической безопасности.

Литература

1. Доненко И.Л., Шостка В.И. Виртуальное моделирование и исследование оптических фрактальных отображений // Виртуальное моделирование, прототипирование и промышленный дизайн. Материалы IV Междунар. науч.-практ. конф., г. Тамбов, 15–17 ноября 2017 г. Вып. 4. Т. I. Тамбов: Тамбовский государственный технический университет. 2017. С. 553-556.
2. Филатов В.В., Светозерский О.Ю. Использование фрактальных особенностей среды при комплексировании геолого-геофизических данных // Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Материалы 3 междунар. конгр. «ГЕО-Сибирь-2007». СГГА. Т. 5. Новосибирск. 2007. С. 198-203.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА В ОБРАМЛЕНИИ АРХЕЙСКОГО АНАБАРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА – ИНДИКАТОРЫ СТАНОВЛЕНИЯ СТРУКТУРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П.
tatiana_donskaya@mail.ru
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Сибирский кратон, формирование которого имело место на временном интервале 2.1–1.8 млрд лет, представляет собой структуру, состоящую из архейских и раннепротерозойских супертеррейнов, разделенных раннепротерозойскими орогенными поясами и шовными зонами [1–8]. В настоящее время существует несколько отличных друг от друга точек зрения на особенности формирования структуры Сибирского кратона, в том числе и на вопросы выделения и интерпретации раннепротерозойских орогенных поясов.

Архейский Анабарский супертеррейн (тектоническая провинция) является одной из ключевых структур Сибирского кратона. Этот супертеррейн, который включает в себя несколько более мелких террейнов, был выделен О.М. Розеном [1–2], а в дальнейшем, в виде отдельной структуры он реконструировался и на других тектонических схемах Сибирского кратона [3–5]. В.А. Глебовицкий с соавторами [6] на своей схеме тектонического строения кратона Анабарский супертеррейн не выделяли, но частично в его контурах реконструировали архейскую Центральную тектоническую область. Н.С. Прияткина с соавторами [7] выделили объединенный крупный архейский Алдано-Анабарский супертеррейн. Несмотря на различия в тектонических схемах, все перечисленные выше авторы едины в точке зрения, что в центральной части Сибирского кратона располагается крупный архейский блок континентальной коры, который окружен раннепротерозойскими орогенными поясами и шовными зонами. До момента становления структуры Сибирского кратона Анабарский супертеррейн и другие архейские супертеррейны развивались независимо друг от друга и объединились в единую структуру только в период 2.1–1.8 млрд лет. Расшифровать особенности формирования кратона возможно только при детальном изучении эволюции раннепротерозойских орогенных поясов и шовных зон, являющихся сшивающими структурами между крупными архейскими блоками. Данная работа посвящена рассмотрению эволюции орогенных поясов, окружающих Анабарский супертеррейн, с целью реконструировать ранние этапы становления структуры Сибирского кратона.

Анабарский супертеррейн с северо-восточной стороны граничит с Хапчанским орогенным поясом [1–8], а с юго-восточной стороны на большинстве схем его ограничивает Акитканский орогенный пояс [1–5]. Границей Анабарского супертеррейна с западной стороны являются на одних тектонических схемах Саяно-Таймырская, или Байкало-Таймырская, шовная зона [1–5], а на других орогенные пояса: Восточно-Тунгусский [6], Маганский [7], Таймыро-Байкальский [9] или Транссибирский [10].

Хапчанский орогенный пояс сложен преимущественно раннепротерозойскими метаосадочными породами хапчанской серии, степень метаморфизма которых достигает гранулитовой фации [2, 11]. Породы Хапчанского орогенного пояса отделены от Анабарского супертеррейна узкой Билляхской коллизионной зоной. Возраст формирования Хапчанского пояса и Билляхской зоны оценивается по времени гранулитового метаморфизма и возрасту синтектонических гранитов и составляет 1.98–1.97 млрд лет [11–13]. Постколлизионные магматические породы в пределах Билляхской зоны были внедрены около 1.97 млрд лет [11]. Формирование Хапчанского пояса связывается с присоединением к Анабарскому супертеррейну раннепротерозойского Оленекского супертеррейна [1–5].

Протяженность, конфигурация и структура Акитканского орогенного пояса являются предметом дискуссий. Породы этого пояса хорошо изучены в его южной части, где они выходят на поверхность в пределах Байкальского выступа фундамента [1–5]. Что касается северной части Акитканского пояса, полностью перекрытой породами осадочного чехла, то

на некоторых тектонических схемах этот пояс в юго-восточном обрамлении Анабарского супертеррейна не выделяется вообще [6], а архейские Анабарский и частично Алданский супертерейны объединяются даже в единый архейский Алдано-Анабарский супертеррейн [7]. Акитканский орогенный пояс в его южной, хорошо изученной, части можно рассматривать как композитный коллаж, сложенный породами раннепротерозойского и существенно реже архейского возраста, разного состава и геодинамической природы [5]. Важной составляющей Акитканского орогенного пояса является присутствие в нем магматических пород с возрастом около 2.02 млрд лет с надсубдукционными геохимическими характеристиками и положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$, сформированными за счет плавления ювенильной раннепротерозойской коры [14–16]. Присутствие этих пород позволило предположить, что на временном рубеже около 2.02 млрд лет имело место развитие геодинамической системы активной континентальной окраины архейского Анабарского супертеррейна с его юго-восточной (в современных координатах) стороны с сопряженными островными дугами [16]. Присоединение фрагментов этих раннепротерозойских островных дуг совместно с небольшими фрагментами архейских ТТГ гранитоидов, а также раннепротерозойских осадочных пород разной геодинамической природы к Анабарскому супертеррейну и формирование собственно Акитканского орогенного пояса имело место на временном интервале 2.00–1.95 млрд лет, что фиксируется возрастом основных метаморфических событий в пределах этого пояса [5, 16–17]. Дальнейшая эволюция Акитканского пояса связана с развитием в его пределах осадочных бассейнов в обстановке растяжения на временном интервале 1.95–1.91.млрд лет [18] и с внедрением пород Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса на интервале 1.88–1.84 млрд лет [19].

Еще более неоднозначным, чем конфигурация Акитканского орогенного пояса, является ширина и протяженность орогенного пояса или шовной зоны с западной стороны Анабарского супертеррейна. Здесь выделялась или очень узкая раннепротерозойская шовная зона, разделяющая архейские Анабарский и Тунгусский супертеррейны [1–5], или очень широкий орогенный пояс в размерах Маганского террейна Анабарского супертеррейна [7, 9]. Такая неоднозначность в выделении этой зоны сочленения двух супертеррейнов связана с тем, что на всем ее протяжении она полностью перекрыта породами осадочного чехла. В последние годы появились данные по изучению пород докембрийского фундамента Сибирского кратона из керна глубоких скважин [9, 10, 20–22], что позволяет сделать первые выводы о конфигурации орогенного пояса с западной стороны Анабарского супертеррейна. Основные исследования были сосредоточены в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы, которая представляет собой структуру фундамента в центральной части Сибирского кратона, где фиксируется зона сочленения Анабарского и Тунгусского супертеррейнов. Проведенные исследования показали, что в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы выделяется область преимущественного распространения раннепротерозойской ювенильной коры, которая фиксируется гранитоидами с возрастом 2.00–1.96 млрд лет со слабо отрицательными или положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ [10, 21, 22]. Несмотря на близкий возраст и приблизительно сходный изотопный состав Nd, эти гранитоиды характеризуются различными геохимическими характеристиками и, соответственно, разными условиями кристаллизации, что позволяет допускать их формирование в условиях утолщенной коры аккреционного орогена [10]. Таким образом, наиболее вероятным представляется образование гранитоидов центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы в пределах аккреционного орогенного сооружения, объединяющего в себя раннепротерозойские образования, при подчиненном количестве фрагментов архейских блоков. Совокупность имеющихся данных позволяет сделать вывод, что ширина этого орогенного пояса, который предлагается называть Транссибирским, в западной части Анабарского супертеррейна шире, чем узкая шовная зона, представленная на схемах строения кратона О.М. Розена [1–2] и Т.В. Донской [5], но уже, чем широкий раннепротерозойский Маганский орогенный пояс, выделенный Н.С. Прияткиной и др. [7] и А.В. Самсоновым и др. [9]. Также как Акитканский

пояс, Транссибирский пояс, вероятно, имел длительную историю эволюции, которая завершилась внедрением постколлизионных гранитоидов с возрастом 1.88 млрд лет [21].

Обобщая вышеизложенные данные можно заключить, что формирование орогенных поясов вокруг архейского Анабарского супертеррейна, завершившееся становлением Сибирского кратона, началось с субдукции под южную (в современных координатах) часть Анабарского супертеррейна на временном рубеже около 2.02 млрд лет, что вызвало развитие активной континентальной окраины с сопряженными островными дугами. Формирование аккреционных Акитканского и Транссибирского орогенов с юго-восточной и западной частей Анабарского супертеррейна могло начаться в условиях утолщения коры над погружающейся зоной субдукции, а затем продолжиться в условиях смены субдукционного режима на коллизионный режим. Особенностью этих орогенных поясов является присутствие в них пород, сформированных в результате плавления раннепротерозойской ювенильной коры. Эволюция Акитканского и Транссибирского орогенных поясов была достаточно длительной (2.02–1.85 млрд лет) и завершилась внедрением постколлизионных гранитоидов с возрастом 1.88–1.85 млрд лет. Что касается северной части Анабарского супертеррейна, то коллизионные события, связанные с причленением к этому супертеррейну Оленекского супертеррейна, фиксирующиеся формированием Хапчанского орогенного пояса, начались приблизительно в то же время, что и становление Акитканского и Транссибирского орогенных поясов, но эволюция Хапчанского орогенного пояса имела место в течение относительно небольшого временного интервала (1.98–1.97 млрд лет) и завершилась внедрением постколлизионных магматических пород на рубеже 1.97 млрд лет. Таким образом, в любом случае, формирование раннепротерозойских орогенных поясов вокруг Анабарского супертеррейна можно рассматривать как индикатор ранней стадии становления структуры Сибирского кратона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 23-17-00196 «Транссибирский орогенный пояс палеопротерозоя как ключевая структура Сибирского кратона: обоснование выделения и этапы развития», https://rscf.ru/project/23-17-00196/).

Литература

1. Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment // Archean Crustal Evolution / Ed. Condie K.C. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
2. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
3. Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V. et al. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // Episodes. 2006. V. 29, No 3. P. 169–174.
4. Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V. et al. Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 66–76.
5. Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.
6. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
7. Priyatkina N., Ernst R.E., Khudoley A.K. A preliminary reassessment of the Siberian cratonic basement with new U-Pb-Hf detrital zircon data // Precambrian Research. 2020. V. 340. 105645.
8. Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gondwana Research. 2007. V. 12. P. 279–288.
9. Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Постников А.В. и др. Палеопротерозойский Таймыро-Байкальский ороген в южной части Сибирского кратона: границы, состав и история формирования по изучению керна скважин // Тектоника и геодинамика земной коры и

мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2023. С. 168–171.
10. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Сукнёва М.О. и др. Палеопротерозойские гранитоиды Непско-Ботуобинской антеклизы – индикаторы становления Транссибирского орогенного пояса // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2024. С. 149–153.
11. Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 315–330.
12. Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / Отв. ред. М.С. Марков. М.: Наука. 1988. С. 122–133.
13. Молчанов А.В., Князев В.Ю., Худолей А.К. Тектоно-флюидные зоны Анабарского щита и их рудоносность // Региональная геология и металлогения. 2011. № 47. С. 96–106.
14. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 139–164.
15. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Палеопротерозойские гранитоиды чуйского и кутимского комплексов (юг Сибирского кратона): возраст, петрогенезис и геодинамическая природа // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 371–389.
16. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 587–606.
17. Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Шумилова Т.Г. и др. Эпигенетическая графитизация в фундаменте Сибирского кратона – свидетельство миграции обогащенных углеводородами флюидов в палеопротерозое // Доклады академии наук. 2019. Т. 486. № 2. С. 217–222.
18. Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П. и др. Раннепротерозойские отложения иликтинской свиты как индикаторы эволюции Акитканского орогена (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2024, в печати.
19. Donskaya T.V., Gladkochub D.P. Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precambrian Research. 2021. V. 367. 106447.
20. Ларичев А.И., Видик С.В., Сергеев С.А., Осадчий И.В. Петрографическая характеристика и возраст пород Алдано-Анабарского блока фундамента Сибирской платформы по данным изучения керна глубоких скважин // Региональная геология и металлогения. 2022. № 92. С. 28–40.
21. Туркина О.М., Плюснин А.В., Донская Т.В. и др. Гранитоиды фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы: ограничения на распространение архейской и палеопротерозойской коры в зоне сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна (юг Сибирского кратона) // Петрология. 2024, в печати.
22. Попов Н.В., Сафонова И.Ю., Постников А.А. и др. Палеопротерозойские гранитоиды из фундамента центральной части Сибирской платформы (скважина Могдинская-6): U-Pb возраст и состав // Доклады Академии наук. 2015. Т. 461. № 5. С. 558–562.

ОБЩАЯ КАРТИНА РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ЗОН И ПЛАТФОРМ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ПОЗИЦИИ РАСШИРЯЮЩЕЙСЯ И ПУЛЬСИРУЮЩЕЙ ЗЕМЛИ

Идырышев Р.Б.
rahmetolla13@mail.ru
Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

В ряде опубликованных статьях нами было раскрыто сущность геологических процессов; дано определение к таким понятиям, как цикл, цикличность, длительность геологического цикла; обосновано пятистадийный ритм развития геологических процессов в течение цикла; определено циклы различных порядков и основные этапы развития геологической жизни Земли [1-5].

Геологические процессы или геологическая форма движения материи существует в результате взаимодействия (противоречия) гравитации и внутренней энергии Земли при преобладании последней. Именно преобладание внутренней энергии Земли над гравитацией является ***движущей силой*** геологической формы движения материи, когда ***источником*** формы любого движения в материальных телах является противоречие между гравитацией и энергией. Источником же энергии в материальных телах является ***термоядерные процессы***: в звездах образуются водород, гелий и другие химические элементы; в астероидах образовались 4,62 млрд лет тому назад минералы, так называемые метеориты, а на планетах - уже полноценные геологические тела – минералы, горные породы, геологические формации, лито-, гидро- и атмосфера. Преобладание эндогенной энергии и дает направленное развитие Земли, т.е. образование геологических тел (минералов, горных пород, геологических формаций, геосфер) происходит за счет саморазвития собственного вещества (не за счет метеоритов или других космических тел, падающих на Землю), т.е. его разуплотнения, или Земля растет (расширяется). А сами геологические процессы благодаря пространственному перемещению Земли в нашей Галактике происходят ***циклически и пульсациями***, т.к. при пространственном движении Земли по галактической орбите, то она приближается, то удаляется относительно центра нашей Галактики. В зависимости от расстояния изменяется и значение гравитации. Как показывает расчет Г.П. Тамразяна [6], гравитационный потенциал вдоль галактической орбиты Земли все время изменялся, достигая наибольших величин в перигалактии (Ф=4,59 10^{14} $см^2$ /$сек^2$) и наименьших в апогалактии (Ф=3,62 $10^{14}см^2$ / $сек^2$).

В связи с изменением величины гравитации изменяется проявление внутренней активности Земли и геологические процессы происходят пульсациями, как растяжение и сжатие тектонических движений, эффузивный и интрузивный магматизм, натриевый и калиевый метаморфизм, морское и континентальное осадконакопление, фемическая и сиалическая металлогения и т.д. Максимальному значению гравитационного поля соответствует максимальное значение растяжения тектонических движений, появление ультрабазитов в подвижных зонах и кимберлитовых трубок взрыва на платформах, натриевый метаморфизм, морское осадконакопление, фемическая металлогения. Минимальному значению гравитационного поля соответствует максимальное значение сжатия тектонического движения, образование кислых калиевых гранитов, калиевый метаморфизм, континентальное осадконакопление, сиалическая металлогения.

Периодичность пульсации геологических процессов равна вычисленным выше геологическим циклам различного порядка. Основной единицей измерения геологических процессов является геологический цикл продолжительностью ***176 млн лет***, равный одному обороту Земли в составе Солнечной системы относительно центра нашей Галактики или одному галактическому году. Стадия цикла равна 35,2 млн лет, фаза 17,6 млн лет, а более крупные циклы-декацикл равен 880 млн лет, килоцикл-4,4 млрд лет.

Нами история развития Земли разделена на 2 гектоцикла:

А) Период 5,5 -1,1млрд. лет. Начальный гектоцикл. В 5,5 млрд лет тому назад начался геологический этап развития Земли. В течение этого гектоцикла формировались древние платформы Земли.

Б) Период 1,1 млрд лет - н. в. Ранний гектоцикл развития Земли, который продолжается.

В начальном гектоцикле развития Земли эволюцию древних платформ можно разделить на следующие 5 декациклов:

1) 5,5-4,62 млрд лет. Начальный декацикл или звездный этап развития Земли. В данном декацикле формировались ядро, мантия, астено-, гидро- и атмосфера Земли.

2) 4,62-3,74 млрд лет. Ранний декацикл развития. Начало заложения древних платформ как протогеосинклинали или подвижные пояса и образование в них первичной океанической коры.

3) 3,7-2,86 млрд лет. Средний декацикл. В первую половину (3,74-3,30) этого декацикла образовались основные и средние так называемые зеленокаменные пояса, а во вторую половину (3,30-2,86) более кислые калиевые вулканиты и интрузивные тела гранито-гнейсов.

4) 2,68-1,98 млрд лет. Поздний декацикл. Протогеосинклинали в конце этого декацикла перешли в протоскладчатые области, а после чего они развивались как протоплатформенные области земной коры.

5) 1,98-1,1 млрд лет. Конечный декацикл, завершающий - образование древних платформ (протоплатформ). В первой половине (1,98-1,54) этого декацикла возникли синеклизы с накоплением первой красноцветной обломочной и трапповой формаций с ультрабазитами. Излияние и внедрение толеитовой базальтовой и ультрабазитовой магмы происходило при раскалывании уже консолидированной коры, т.к. в этот конечный декацикл тектонические движения после достижения максимума сжимающих усилий в позднем декацикле переходят снова на растягивающие усилия. Во второй половине (1,54-1,1 млрд лет) этого декацикла в условиях сжатия образовались габброиды, щелочные гранитоиды и в том числе граниты-рапакиви, сиениты и нефелиновые сиениты.

Ранний гектоцикл (1,1 млрд лет - н. в.) развития Земли еще не завершен. Этот гектоцикл состоит из 2 декациклов:

I. 1,1-0,22 млрд лет. Начальный декацикл развития Земли в раннем гектоцикле. В течение этого декацикла формировались позднедокембрийско - фанерозойские межконтинентальные геосинклинальные подвижные пояса: Тихоокеанский (иногда подразделяемыми на Западно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский, называемый также Кордильерским), Северо-Атлантический, Урало-Охотский (или Урало-Монгольский), Средиземноморский, Арктический, Тихоокеанский и Средиземноморский пояса частично продолжают свое развитие и в современную эпоху. Этот декацикл в свою очередь делится на следующие 5 циклов: 1103-927 млн лет-начальный цикл или раннебайкальский; 927-751 млн лет-ранний цикл или среднебайкальский; 751-575 млн лет-средний цикл или позднебайкальский; 575-399 млн лет- поздний цикл или каледонский; 399-223 млн лет-конечный цикл или герцинский.

II. 0,22 - + 0,66 млрд лет. Это третий качественный новый этап развития земной коры. Этот декацикл также разделяется на 5 циклов: 223-47 млн лет начальный или киммерийский и 47 млн. лет - + 129 млн лет ранний или альпийский циклы развития Земли, который продолжается.

Литература

1. Идырышев Р.Б. Сущность геологических процессов с позиции материалистической диалектики // Изв. АН Каз ССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 87-90.
2. Идырышев Р.Б. Расширяющаяся и пульсирующая Земля // Изв. АН Каз ССР. Сер. геол. 1992. № 2. С. 9-14.
3. Идырышев Р.Б. Сущность развития материи и Земли // Геология и охрана недр. 2022. № 2 (83). С. 76-80.
4. Идырышев Р.Б. Цикл, цикличность и основные этапы развития Земли // Геология и охрана недр. 2022. № 4 (85). С. 98-102.
5. Идырышев Р.Б. О концепции расширяющейся и пульсирующей Земли // Геология и охрана недр. 2023. № 4 (89). С. 86-89.
6. Паренаго П.П. О гравитационном потенциале Галактики // Астрономический журнал. 1952. Т. 29. № 3. С. 245-287.

ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ АРЕАЛЬНО-ЛИНЕЙНОГО КОРОБЛЕНИЯ

Леонов М.Г.
mgleonov@yandex.ru
Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

В пределах континентальных массивов известны провинции, представляющие собой сообщества чередующихся отрицательных (впадины) и положительных (поднятия) морфоструктур. Эти провинции известны как зоны ареального рифтинга, тафрогены, зоны линейного коробления. Их рассматривают обычно в общем контексте проявления процесса рифтогенеза, хотя авторы и подчеркивают их своеобразие (работы А.С. Балуева, Е.Е. Милановского, А.М. Никишина, Ю.Г. Леонова). При этом, если природа «линейных» рифтовых систем трактуется достаточно определенно как «пассивный» или «активный» раскол и раздвижение земной коры, то природа структуры и механизмов образования «ареальных» рифтогенов не столь однозначна и требует дополнительного рассмотрения.

В докладе рассмотрены Гиссаро-Алайский и Центральный сегменты Тяньшаньского альпийского орогена, Провинция бассейнов и хребтов (Сев. Америка), Селенгино-Витимская зона (Западное Забайкалье), Зондский шельф Южно-Китайского моря. Для перечисленных структурно-тектонических провинций характерны: морфоструктура, выраженная в закономерном чередовании прогибов (грабенов) и разделяющих их поднятий (хребтов, горстов, валов); распространение парагенеза «впадина/поднятие» в виде широких ареалов, приуроченных к окраинным частям континентальных плит или к внутриконтинентальным орогенам; отсутствие магистральных рифтовых долин и разломов; отсутствие сквозных разрывов континентальной коры; объемное разрыхление и твердо-пластическое (реидное) течение горных масс фундамента. Провинции этого типа приурочены к участкам утоненной или структурно-ослабленной континентальной коры. Динамо-кинематическая обстановка их развития определяется 3D твердо-пластичным перераспределением горных масс при наличии объемного сдвигового поля напряжений и регулирующей роли фрактальной организации геологического пространства. Показано, что для категории структур, которые характеризуются диффузным характером расположения осадочных бассейнов и разделяющих их поднятий, процесс рифтогенеза не является «инициальным». Системы грабенов возникают на месте пликативнх изгибов земной поверхности на той стадии, когда крутизна и амплитуда изгибной деформации приводит к превышению предела прочности горных пород (подробнее – в докладе Е.С. Пржиялговского и М.Г. Леонова).

Рассмотренные объекты представляют собой особый тип коровых морфотектонических ансамблей, для которых логично использовать следующие дефиниции: морофлогическую – *«провинции бассейнов и хребтов»* (название введено для подобного объекта, расположенного на западе Северо-Американского кратона); структурно-генетическую – «*области ареально-линейного коробления"* (термин использован Г.Ф. Уфимцевым для Селенгино-Витимской зоны Западного Забайкалья).

U-Pb и Ar-Ar ВОЗРАСТ, ПЕТРОГЕНЕЗИС и Lu-Hf СИСТЕМАТИКА ПОРОД ГАРЕВСКОГО КОМПЛЕКСА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СВИДЕТЕЛЬСТВА ГРЕНВИЛЬСКИХ И ВАЛЬГАЛЬСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Лиханов И.И.
likh@igm.nsc.ru
Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза, фиксировавшего закрытие позднемезопротерозойского океана. Его заключительные деформации имели возраст 1.2-0.9 млрд лет [1]. Ключевым для палеоконтинентальных реконструкций неопротерозойского этапа эволюции Родинии также является вальгальский ороген, сформировавшийся в диапазоне гренвильского и постгренвильского циклов, включающих эпохи Ренланд (980-910 млн лет) и Нордатьян (880-720 млн лет) [2].

С другой стороны, на основании имеющихся в литературе представлений о низкой эндогенной активности в геологической эволюции Земли в интервале между 1.8 и 0.75 млрд лет, известных как скучный миллиард, в ряде работ сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже гренвильских коллизионных событий. Это привело к противоречивой трактовке вопросов геологической эволюции региона.

Очевидно, что проблемы в оценке геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния связаны с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли [3].

Для восполнения этого пробела приведены геохронологические доказательства ранненеопротерозойских событий в эволюции докембрийских комплексов Енисейского кряжа. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния [4-7].

Наименее изученной является северо-западная часть Енисейского кряжа, сложенная древнейшими в регионе породами гаревского метаморфического комплекса (ГМК). Эти метаморфизованные толщи, расположенные в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны [8], составляют инфраструктуру коллизионной системы. В строении ГМК принимают участие серые биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи, которые выше по разрезу сменяются порфиробластическими плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и гнейсами с развитием лейкогранитов, пегматитов, рапакиви- и адакитоподобных гранитов, мигматитов, амфиболитов и метатерригенно-карбонатных пород малогаревской толщи [3].

В развитии этого комплекса были выделены три этапа [9]. На первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте dT/dH=25-35°С/км [10]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (~800 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа с низким $dT/dH \leq 12$°С/км [11]. Заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодального пояса, представленного анорогенными гранитоидами и внутриплитными базитами рифтогенной природы с возрастами внедрения 797–792 млн лет, фиксирующими начало распада Родинии [12,13].

В рамках исследования были получены новые геологические, геохимические и изотопно-геохронологические данные по петрогенезису, геотектоническим обстановкам

формирования, термодинамическим условиям, возрастам метаморфизма и протолита для контрастных по составу пород ГМК – порфиробластических гранитогнейсов, микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов, рапакиви- и адакитоподобных гранитов, мигматитов, плагиогранитогнейсов и ортоклазовых лейкогранитогнейсов. Обсуждены возможные модели и геодинамические обстановки их формирования [3,14].

В результате были установлены два новых импульса неопротерозойской эндогенной и тектонической активности на западной окраине Сибирского кратона (930-900 и 880-845 млн лет) (рис. 1), коррелирующие с гренвильскими и постгренвильскими ранними коллизионно-аккреционными процессами вальгальской складчатости, с которыми связано становление суперконтинента Родиния [3].

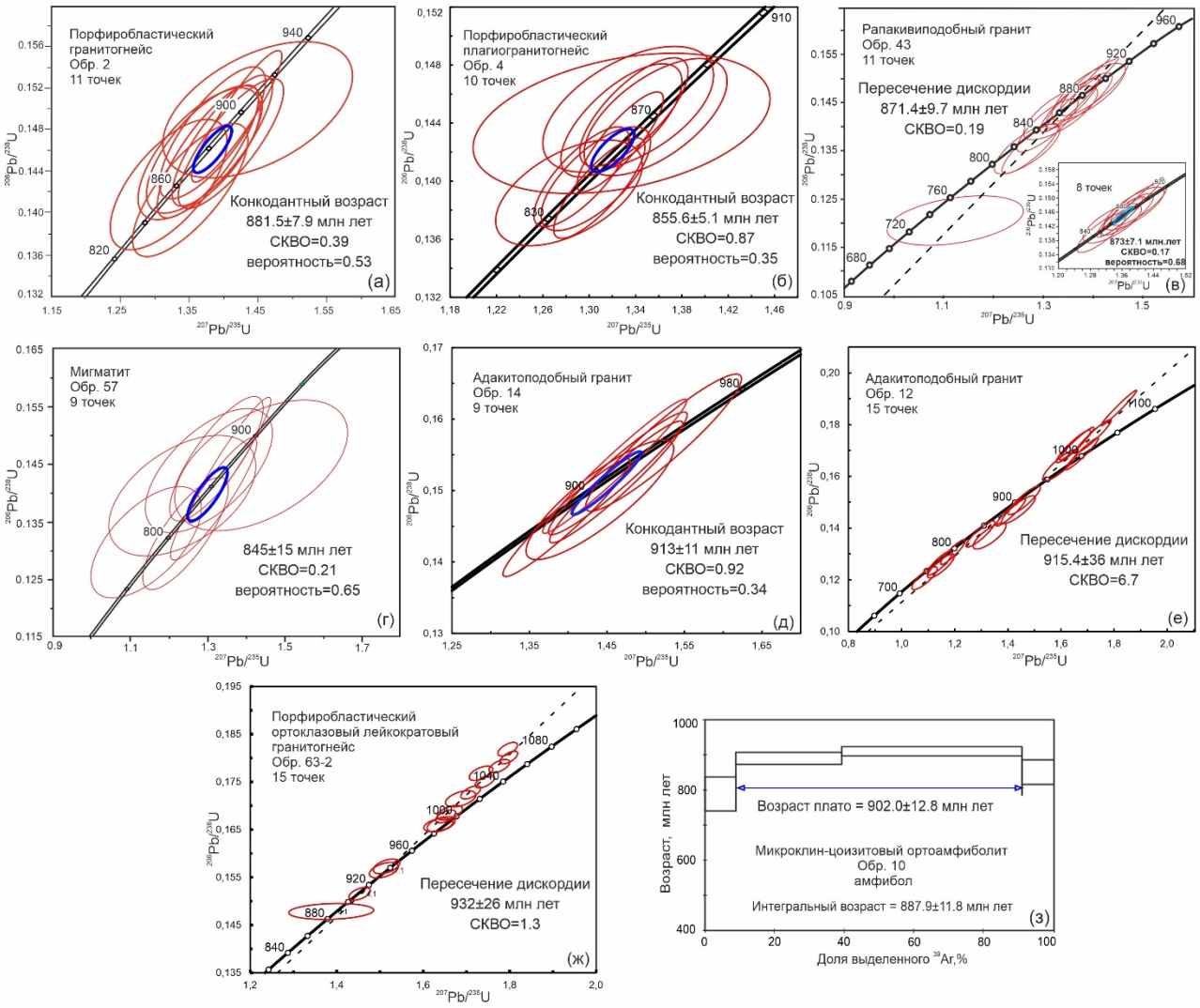


Рисунок 1 – U–Pb диаграммы с конкордией и дискордией для цирконов из гранитоидов (а–ж) и результаты $^{39}Ar/^{40}Ar$ определения для роговой обманки из ортоамфиболитов ГМК (з)

Существенная дополнительная информация об эволюции корообразующих событий в пределах этого региона и источниках расплава для пород ГМК была получена при Lu-Hf изотопных исследованиях. В отличие от U-Pb изотопной системы, которая в зернах циркона имеет весьма близкий возраст, Lu-Hf изотопная система в тех же зернах демонстрирует более широкие вариации изотопного состава гафния при расчете на возраст $\varepsilon_{Hf}(T)$ от +0.1 до -10. Модельные возрасты $T_{Hf}(DM)^c$, рассчитанные по двухстадийной модели, варьируют от 1719 до 2421 млн лет. Среди них преобладают модельные возрасты, предполагающие довольно

длительную коровую предысторию их протолитов. Наиболее радиогенным составом Hf отличаются цирконы адакитоподобных гранитов – $\varepsilon_{Hf}(T)$ от +0.9 до -0.5, что может указывать на происхождение пород из мантийного источника, обедненного несовместимыми редкими элементами. Им соответствуют палеопротерозойские модельные возрасты $T_{Hf}(DM)^c$ = 1838–1916 млн лет. Часть ядер цирконов отличается менее радиогенным составом Hf от -2.2 до -10, что может указывать на их формирование из коровых пород. В них установлены более древние модельные возрасты $T_{Hf}(DM)^c$ = 1965–2357 млн лет. Подобная специфика характерна для гранитогнейсов и порфиробластических плагиогранитогнейсов, в которых преобладают палеопротерозойские модельные возрасты $T_{Hf}(DM)^c$ = 1965–2421 млн лет, что также может свидетельствовать об их преимущественном образовании из более древних коровых пород [3].

Синхронность магматической и деформационно-метаморфической активности, а также схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Родинии, подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в диапазоне времени (0.93-0.85 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов [15] (рис. 2).



Рисунок 2 – Расположение подвижных поясов гренвильской складчатости (голубым цветом, по [16]) и конфигурация ядра Родинии в период ее стабилизации [15]. Символы для малых кратонов: С– Свальбард, Кал – Калахари, СФ-Кон – Сан-Франциско-Конго, Рио – Рио де ла Плато, З.Афр – Западная Африка, Р – Рокол

Новые доказательства гренвильских коллизионных событий в комплексе с другими возрастными эквивалентами в пределах западной окраины Сибирского кратона и палеоконтинентальными реконструкциями позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например, предположения об отсутствии на Енисейском кряже гренвильских коллизионных событий.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20018 «Метаморфические комплексы Енисейского кряжа: история геологического развития, природа протолитов, сырьевой потенциал», https://rscf.ru/project/21-77-20018/).

Литература

1. Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. С. 29-45.
2. Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // Geology. 2010. V. 38. P. 99-102.
3. Лиханов И.И. Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология. 2023. Т. 31. № 1. С. 49-80.
4. Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55. № 1. С. 41-65.
5. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. 2008. Т. 46. № 1. С. 20-41.
6. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1335-1356.
7. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия. 2015. Т. 53. № 8. С. 675-694.
8. Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304-307. P. 468–488.
9. Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4-22.
10. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. № 8. P. 743-762.
11. Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geological Society of London Special Publications. 2019. V. 478. P. 89-115.
12. Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315-331.
13. Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128-145.
14. Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland). 2022. V. 12. No. 11. Art. No. 402.
15. Johansson Å. From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model—A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond // Precambrian Research. 2014. V. 244. P. 226–235.
16. Rino S., Kon Y., Sato W. et al. The Grenvillian and Pan-African orogens: world’s largest orogenies through geological time, and their implications on the origin of superplume // Gondwana Res. 2008. V. 14. P. 51–72.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

Мартышко П.С., Федорова Н.В., Рублев А.Л.
a.roublev@list.ru
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Для территории Среднего Урала 800х500 км в пределах географических координат от 56º до 60º северной широты и от 54º до 66º восточной долготы выполнено исследование глубинного строения земной коры. Оно основано на трехмерном моделировании источников магнитных аномалий в трех слоях земной коры. Район исследования охватывает складчатую область Урала и прилегающие структуры Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты. Выполненное моделирование источников магнитных аномалий в трех слоях земной коры позволяет уточнить положение намагниченных массивов, в основном состоящих из базит-ультрабазитовых пород, некоторые из которых имеют крутые углы падения и приурочены к глубинным разломам; проследить их связь с базит-ультрабазитовыми поясами в гранитном слое и корневыми блоками в нижнем базальтовом слое земной коры. При сопоставлении источников в верхнем и нижнем слоях коры можно заметить, что на платформе многие пояса имеют глубинные корни и расположены над выступами базальтового слоя. На Урале большинство массивов не имеет глубинных корней. В верхнем слое земной коры в пределах Восточно-Европейской платформы и Предуральского краевого прогиба ряд источников простираются в широтном направлении и погружаются на востоке до 12-14 км под Уральские структуры. Их расположение под уралидами в Западно-Уральской и Центрально-Уральской зонах позволяет надежно определить глубину до фундамента древней платформы. Построенные поверхности источников региональных аномалий в пределах Восточно-Европейской платформы и западного склона Урала делают возможным уверенно определить расположение восточной границы докембрийской платформы в нижнем слое земной коры. Выделенные протяженные зоны погружения кровли нижнего намагниченного слоя, вероятно, маркируют границы различных террейнов, образующих палеостроводужный сектор Уральской складчатой системы. Совпадение в нижнем слое земной коры этих зон и блоков пониженных скоростей вдоль геотраверса Гранит соответствует зонам разуплотнения, интенсивной трещиноватости или даже тектонических разрывов. Наиболее широкое погружение кровли нижнего слоя происходит к западу от Тюменско-Чудиновского разлома и, возможно, является восточным глубинным разделом между Уральской складчатой системой и Западно-Сибирской плитой.

Исследования выполнены в Институте геофизики УрО РАН при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 20-17-00058 «Методы построения трехмерных моделей земной коры на основе комплексной интерпретации геофизических полей с использованием параллельных алгоритмов (на примере Уральского региона)»).

Литература

1. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: Изд-во ИГФ УрО РАН. 2016. 94 с.
2. Fedorova N.V., Rublev A.L. Numerical Modeling of the Sources of Magnetic Anomalies in the South Urals Earth's Crust // Russian Geology and Geophysics. 2019. Vol. 60. No. 11. P. 1310–1318. doI: 10.15372/RGG2019106

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ НА БАЗЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Медведь И.В.[1,3], Кулаков И.Ю.[2,3], Буслов М.М.[4], Баталева Е.А.[5]
zabelirina@yandex.ru
[1]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия
[2]Сколковский институт науки и технологий, г. Москва, Россия
[3]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия
[4]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия
[5]Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Выполнены исследования по региону Киргизского Тянь-Шаня методом сейсмической томографии (СТ) на базе двух различных схем наблюдения: локальной и региональной. Первая схема (локальная) основана на использовании времен прихода P и S сейсмических лучей от региональных землетрясений, зарегистрированных местными сейсмологическими сетями с применение нелинейного алгоритма томографической инверсии LOTOS [1]. На базе этого алгоритма с применением различных наборов данных авторами был опубликован ряд статей [2, 3, 4], основные выводы которых будут представлены в настоящей работе. Трехмерные распределения скоростей P и S волн в коре под Киргизским Тянь-Шанем были построены до глубины 60 км. Кроме того, для лучшего понимания обнаруженных неоднородностей в коре было произведено сравнение полученных скоростных моделей с результатами магнитотеллурического зондирования (МТЗ) вдоль профилей Кекемерен (74°) и Нарын (76°). На рисунке 1 представлены результаты СТ и МТЗ вдоль этих профилей, их местоположение показано на рисунке 2. Профили проходят субмеридианально и параллельно друг другу, поэтому наблюдаемая структура скоростных неоднородностей относится к одним и тем же геологическим объектам.

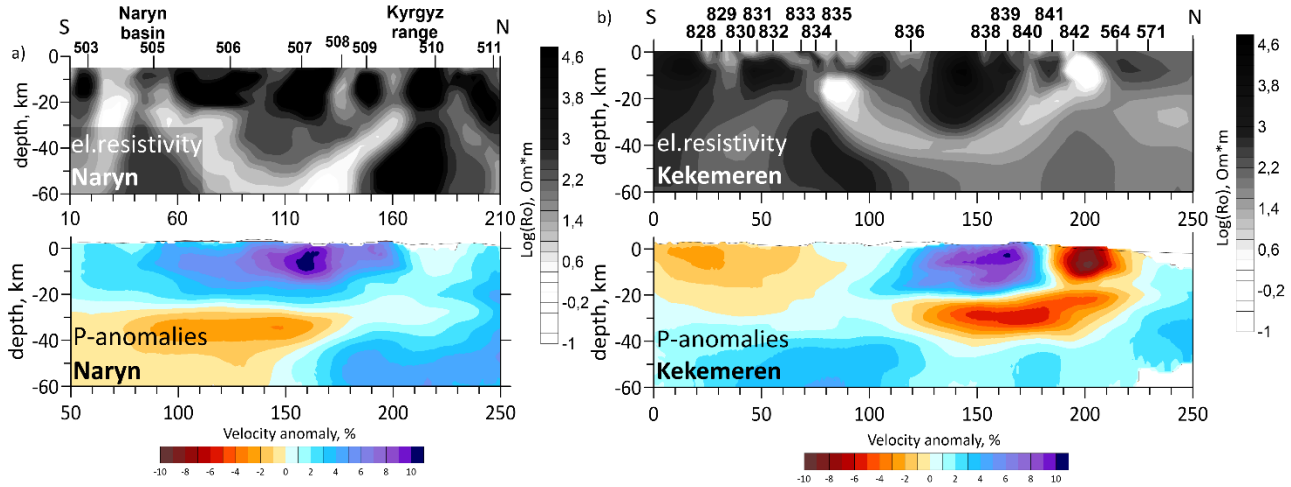


Рисунок 1 - Сравнение результатов магнитотеллурического зондирования (чернобелые модели) и локальной сейсмической томографии (цветные модели) по профилям Нарын (a) и Кекемерен (b)

В ходе анализа полученных результатов, было установлено, что в изучаемом регионе скоростные характеристики и геоэлектрические свойства коррелируют между собой: структуры с высокой электропроводностью совпадают с низкоскоростными структурами, и наоборот, области с низкой электропроводностью совпадают с высокоскоростными структурами. Согласно результатам МТЗ и СТ, глубинная структура соответствует основным геологическим объектам Тянь-Шаня и окружающих территорий. Так, на сечениях моделей выделяются высокоскоростные высокоомные аномалии, соответствующие погруженным под

Тянь-Шань частям Таримской и Казахстано-Джунгарской плит. Было выявлено, что структура коры срединного Тянь-Шаня обусловлена присутствием докембрийского Центрально-Тянь-Шаньского (Иссык-Кульского) микроконтинента, который проявляется в геофизических моделях двумя залегающими одна под другой аномалиями мощностью ~20 км каждая: нижняя низкоскоростная высокопроводящая и верхняя высокоскоростная с повышенным удельным сопротивлением. Наблюдаемые особенности геофизических полей в верхнем слое связаны с наличием поздне-ордовикских и ранне-силлурийских вулкано-плутонических интрузивных тел и присутствием разноранговых разломных структур, а в нижнем слое - с наличием флюидонасыщенных древних гранито-гнейсов. Ограничивающие докембрийский Центрально-Тянь-Шаньский (Иссык-Кульский) микроконтинент Линия Николаева и Киргизско-Кунгейская разломные зоны проявляются в виде низкоскоростных аномалий с высокой электропроводностью, имеющих тренд погружения под Центральный Тянь-Шань. Полученные особенности глубинной структуры говорят о флюидонасыщении разломных зон.

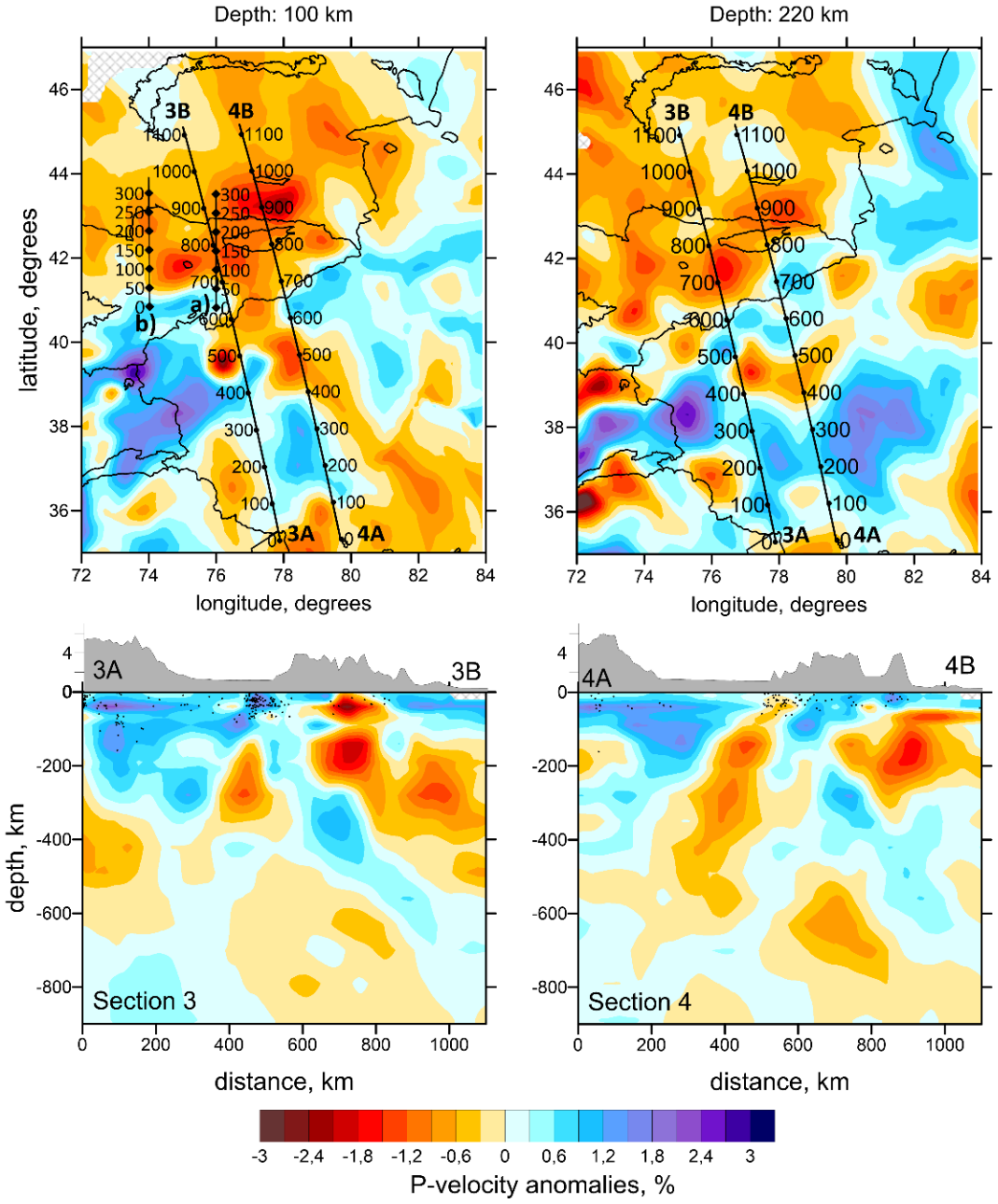


Рисунок 2 – Результаты региональной сейсмической томографии из работы [5]. В верхнем ряду горизонтальные сечения на глубинах 100 км (слева) и 220 км (справа). В нижнем ряду вертикальные сечения

Вторая схема наблюдения (региональная) использовалась для изучения структуры верхней мантии и базировалась на данных мировых сейсмологических каталогов ISC. Результаты сейсмической томографии взяты из работы [5], в которой представлено исследование верхнемантийной структуры под Азией. Здесь мы используем ее фрагмент, соответствующий Тянь-Шаню и окружающим территориям. Глобальные модели сейсмической томографии представлены на рисунке 2. Они демонстрируют наклонный тренд распределения высокоскоростных аномалий под коллизионную зону Киргизского Тянь-Шаня. Геометрия высокоскоростных аномалий носит линейный характер и имеет пологую наклонную форму до ~600 км глубины. Аномалии соответствуют погружающимся частям мантийной части литосферы плит, участвующих в коллизии. Непосредственно под Киргизией наблюдается низкоскоростная аномалия, которая напротив может свидетельствовать о частичном или полном отсутствии мантийной части литосферы. Подобная структура наблюдается в ряде работ, полученных с помощью телесейсмики [6, 7], в которой низкоскоростную аномалию называют литосферным окном. Причиной раскрытия литосферного окна, согласно выводам вышеперечисленных работ, является погружение мантийной части литосферы (процесс деламинации) Таримской и Казахстанско-Джунгарской плит. Остается открытым вопрос о том, что послужило причиной деламинации под коллизионной зоной Тянь-Шаня.

Существует гипотеза возникновения процесса деламинации за счет эклогитизации нижней коры [8, 9]: каждые 10% образовавшихся эклогитов приводят к увеличению плотности материала нижней коры примерно на 1%, что может приводить к ее нестабильности. Тяжелый материал нижней коры становится триггером для погружения мантийной части литосферы в мантию. Однако образование эклогитов возможно только при определенных P-T условиях, которые достигаются только в том случае, если нижняя слаборазогретая кора опускается на глубину ниже 50 км, а также в присутствии флюида. Это условие в Киргизской коллизионной зоне выполняется, так как согласно работам [10] глубина Мохо под срединным Тянь-Шанем максимальна и составляет 55-65 км.

Кроме образования эклогитов, процесс деламинации может быть форсирован ускорением компрессионного сжатия [11]. Чем скорость сжатия выше, тем быстрее пойдут фазовые переходы в утолщенной коре, которые ведут к ускорению процессов деламинации. В настоящее время, по данным GPS, коллизионные процессы в Киргизском Тянь-Шане идут со скоростью 1-1,5 см/год [12]. С какой скоростью происходила конвергенция 20 млн лет назад, когда Таримская плита стала погружаться под Тянь-Шань, оценить сейчас крайне сложно. Поскольку Таримская плита погрузилась под южный Тянь-Шань более чем на 200 км [2], можно считать, что с момента столкновения (~20 млн лет) Таримская плита двигалась со средней скоростью 1 см/год. Согласно математическому моделированию коллизионных процессов [13], для того, чтобы происходила деламинация, скорость конвергенции должна быть не менее 0,6-1 см/год. Таким образом, предполагаемой скорости Таримской плиты достаточно для того, чтобы происходили процессы деламинации.

Еще одним фактором, способствующим деламинации, является наличие флюида в нижней части коры [14]. Согласно результатам СТ и МТЗ, под Киргизским Тянь-Шанем наблюдается нижнекоровый низкоскоростной высокопроводящий слой, который, по-видимому, обладает высокой флюидонасыщенностью. Появление флюида в нижней коре могло произойти благодаря глубоким разломам на границах срединного Тянь-Шаня. Кроме того, согласно работе [15], P-T условия на глубине 20-30 км приводят к высвобождению химически связанной воды. Глубина Мохо более 55 км и присутствие флюида являются необходимыми условиями образования эклогитов.

Наличие плюмовых процессов в мантии может быть самостоятельной причиной для стимуляции процесса деламинации. Согласно изотопному датированию и геологическим исследованиям, на территориях Тарима и Тянь-Шаня были обнаружены поля внутриплитного магматизма возрастом в периоде от конца девона до ранней перми, которые выбиваются из концепции конвергенции литосферных плит. Согласно некоторым геологическим

исследованиям [16], распространение гранитоидных интрузий и интенсивный базальтовый магматизм, особенно проявленный на Таримском континенте, заставляет предполагать дополнительную, независимую от коллизии внутреннюю причину разогрева подлитосферной мантии – плюм, достигший подошвы литосферы в период 290–275 млн. лет. При более детальном рассмотрении моделей из работы [5], выявлены низкоскоростные структуры под Таримской плитой. На рис.2. представлены два вертикальных и два горизонтальных сечения модели глобальной сейсмической томографии. На вертикальных сечениях наблюдается аномалия низких скоростей сейсмических волн под Таримом. На профиле 4AB низкоскоростная аномалия наблюдается от глубины 600 км и доходит почти до поверхности. Есть два варианта интерпретации этой аномалии. Согласно первой версии, погруженная часть Таримской плиты отрывается на границе, где Тарим подныривает под Тянь-Шань, и низкоскоростная аномалия маркирует восходящий горячий астеносферный поток. Согласно второй версии, низкоскоростная аномалия характеризует мантийный плюм, который, поднявшись из мантии до изгиба Таримской плиты, прожег ее в самом узком уязвимом месте. Именно в этом месте на поверхности и находится базальтовое поле внутриплитного магматизма согласно работе [16]. По результатам сейсмической томографии нельзя точно утверждать какова истинная природа магматизма на платформе: плюм или горячий поток. Однако, явно существует связь магматизма на поверхности и мантийных неоднородностей. в случае ТШКЗ, во взаимодействии участвуют древние мощные (> 200 км) континентальные плиты, что может ставить под сомнение серьезное влияние плюма на деламинацию под этими регионами. Однако, как было упомянуто выше, плюм мог достигнуть подошвы литосферы Тянь-Шаня в период 290–275 млн. лет. За это прошедшее время, плюм мог проплавить погружающуюся плиту в месте изгиба. Вопрос о существовании плюма под Таримом и Тянь-Шанем остается открытым.

Таким образом, процессы деламинации в мантии под Тянь-Шанской коллизионной зоной связаны с процессом эклогитизации, скоростью конвергенции, наличием флюида в нижней коре. Влияние плюма остается под вопросом. Однако, для того чтобы понять, как именно происходил отрыв и погружение мантийной части литосферы, необходимо произвести тщательное математическое моделирование процесса с использованием всех ключевых параметров.

Работа по изучению процесса деламинации и истории эволюции изучаемых регионов была выполнена при поддержке FWZZ-2022-0017. Работа по сравнению моделей сейсмической томографии различных регионов в рамках государственного задания FSUS-2022-0019.

Литература

1. Koulakov, I., 2009. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion: Benchmarks for testing tomographic algorithms. Bull. Seismol. Soc. Am. 99, 194–214. http://dx.doi.org/10.1785/0120080013
2. Zabelina, I., Koulakov, I., Buslov, M., 2013. Deep mechanisms in the Kyrgyz Tien Shan orogen (from results of seismic tomography), Russ. Geol. Geophys. 54, 695–706. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.06.005
3. Sychev, I.V., Koulakov, I., Sycheva, N.A., Koptev, A., Medved, I., El Khrepy, S., Al-Arifi, N., 2018. Collisional processes in the crust of the northern Tien Shan inferred from velocity and attenuation tomography studies. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(2), 1752-1769. https://doi.org/10.1002/2017JB014826
4. Medved, I., Bataleva, E., Buslov, M., 2021б. Studying the Depth Structure of the Kyrgyz Tien Shan by Using the Seismic Tomography and Magnetotelluric Sounding Methods. Geosciences, 11(3), 122. https://doi.org/10.3390/geosciences11030122
5. Koulakov, I., 2011. High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltime data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 116(B4). https://doi.org/10.1029/2010JB007938

6. Lei, J., Zhao, D., 2007б. Teleseismic P-wave tomography and the upper mantle structure of the central Tien Shan orogenic belt. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 162(3-4), 165-185. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2007.04.010
7. Li, Z.W., Roecker, S., Li, Z.H., Wei, B., Wang, H., Schelochkov, G., Bragin, V., 2009. Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: Possible evidence for lithospheric delamination // Tectonophysics 477, 49–57.
8. Bird, P., Baumgardner, J., 1981. Steady propagation of delamination events. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. V. 86. № B6. P. 4891-4903. https://doi.org/10.1029/JB086iB06p04891
9. Austrheim, H., 1991. Eclogite formation and dynamics of crustal roots under continental collision zones. Terra Nova, 3(5), 492-499. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00184.x
10. Vinnik, L., Reigber, Ch., Aleshin, I., Kosarev, G., Kaban, M., Oreshin, S., Roecker, S. Receiver function tomography of the central Tien Shan // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 225. P. 131–146.
11. Houseman G.A., McKenzie D.P., Molnar P. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1981. V. 86. №. B7. P. 6115-6132.
12. Zubovich, A.V., Trapeznikov, Y.A., Bragin, V.D., Mosienko, O.I., Shchelochkov, G.G., Rybin, A.K., & Batalev, V.Y. (2001). Deformation field, earth's crust deep structure, and spatial seismicity distribution in the Tien Shan. Russian Geology and Geophysics, 42(10), 1634-1640.
13. Ueda, K., Gerya, T.V., & Burg, J.P. (2012). Delamination in collisional orogens: Thermomechanical modeling. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B8).
14. Kiselev. A., Gordienko I., Lashkevich V. 2004. Petrological aspects of gravitational instability of tectonically thickened lithosphere [in Russian]. Tikhookeanskaya geologiya. V. 23. № 2. P. 20-29.
15. Trapeznikov, Yu.A., Andreeva, E.V., Batalev, V.Yu., Berdichevsky, M.N., Vanyan, L.L., Volykhin, A.M., Golubtsova, N.S., Rybin, A.K., 1997. Magnetotelluric soundings in the Kyrgyz Tien Shan. Izvestiya. Physics of the Solid Earth 33, 1-17.
16. Qin K.Z., Su B.X., Asamoah S.P., Tang D.M., Sun H., Xiao Q.H., Liu P.P., 2011. SIMS zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopes of Ni-Cu-bearing mafic-ultramafic intrusions in Eastern Tianshan and Beishan in correlation with flood basalts in Tarim basin (NW China): constraints on a ca 280 Ma mantle plume. American Journal of Science. Vol. 311. P. 237–260. DOI: https://doi.org/10.2475/03.2011.03

ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИКОНТИТЕНТАЛЬНЫХ КОЛЛИЗИОННЫХ СТРУКТУР РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ИХ СОВРЕМЕННОГО СТРОЕНИЯ

Парфенюк О.И.
oparfenuk@mail.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Архейские образования, т.е. породы с возрастом более 2.5 млрд лет, обнажаются на относительно небольших площадях на всех континентах. Архейские провинции имеют площадь от 0.1 до 2.6 млн км^2, в большинстве случаев от 0.25 до 0.5 млн км^2, и имеют возраст от 3.8 до 2.5 млрд лет [1]. Увеличение степени метаморфизма пород и тектонические нарушения наблюдаются в раннепротерозойских мобильных поясах, которые представляют собой зоны орогенеза и метаморфизма и окружают или рассекают большинство архейских провинций [1-3].

Фундаментальные общие черты коллизионных надвиговых структур отражают эффект основного тектонического события – горизонтального сокращения в обстановке сжатия и надвигания блоков континентальной коры, сопровождаемого утолщением жесткой верхней коры и вязкими течениями в нижней коре и литосферной верхней мантии. В многочисленных исследованиях раннепротерозойских областей коллизии убедительно показано, что типичной ситуацией для докембрия является образование коллизионных поясов в обстановке высоких температур и, следовательно, реологически слабой литосферы (см. обзор в статье [4]). Тогда горизонтальное сокращение литосферы ограничивается жесткой верхней корой, что находит подтверждение в полевых исследованиях, а также в лабораторных экспериментах [5,6]. Кроме того, процесс сокращения коры сопровождался образованием поднятий с «корнями» коры, которые постепенно размывались в результате эрозии верхней коры и вязкой релаксации нижней коры и верхней мантии. Причем, скорость денудации была очень небольшой [7].

Для сравнительного анализа раннепротерозойских глубинных надвиговых структур выбраны Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП) Балтийского щита и структурная зона Капускейсинг (СЗК) Канадского щита как одновозрастные структуры (1.9 млрд лет) в качестве максимально исследованных областей внутриконтинентальной коллизии.

В рамках проекта EGT методом отраженных сейсмических волн был получен 440-км профиль POLAR, проходящий на севере Балтийского щита через несколько архейских и раннепротерозойских коровых сегментов. Он показал, что ЛГП характеризуют высокие скорости сейсмических волн в разрезе. Кроме того, для ЛГП выявлены высокие плотности выведенных на поверхность пород со средними значениями плотности 2.7 г/см^3. По современным данным Лапландский гранулитовый пояс представляет сложно построенное тело, надвинутое в юго-западном направлении на Карельскую провинцию (северную часть зеленокаменного пояса Карасйок – Киттила) под углом примерно 20° [7]. При пересечении ЛГП в направлении надвига равновесные температуры возрастают от 750 до 820 °С, а давления – от 650МПа до 700 МПа. Метаморфическая зональность вдоль области профиля POLAR подтверждает общую тенденцию увеличения степени метаморфизма в направлении надвига и максимальных P - T условиях метаморфизма в зоне ограничивающего разлома.

Для структурной зоны Капускейсинг провинции Сьюпериор Канадского щита 120-км профиль вкрест южного сегмента поднятия показывает непрерывный переход от зеленокаменных пород низкой степени метаморфизма к амфиболитовым и гранулитовым гнейсам высокой степени метаморфизма с палеодавлениями, возрастающими от 200–300 до 700–900 МПа, и резкое возвращение к условиям зеленокаменной и амфиболитовой фаций метаморфизма [8]. Это позволяет интерпретировать основное архейское ядро провинции Сьюпериор как непрерывный пояс, расколотый поднятием Капускейсинг. Кроме того, зона Капускейсинг характеризуется положительными гравитационной и магнитной аномалиями, повышением значений теплового потока (от 29 до 44 мВт/м^2), а сейсмическое изучение структуры показывает, что глубина Мохо увеличивается от региональных значений 40–43 км

до 50–53 км непосредственно под поднятием, формируя корни структуры на уровне нижней коры протяженностью около 200 км. Весь комплекс данных подтверждает идею о внутрикратонном надвиге вдоль разлома с углом заглубления $15\pm2^\circ$ ССЗ, в результате которого на поверхность были выведены породы средней и частично нижней коры с глубины ~20 км.

Рассмотренные выше объекты - это примеры древних внутриколлизионных структур, в современном строении которых есть существенное различие - отсутствие явного углубления Мохо для ЛГП и присутствие корней коры для СЗК при увеличении мощности коры в процессе раннепротерозойского надвига. Для изучения коллизионной и постколлизионной стадий эволюции применена разработанная ранее модель внутрикратонного надвига в обстановке сжатия в условиях реологически расслоенной литосферы [9,10]. Исследование коллизионных структур проводится на основе комплексной модели тепловой и динамической эволюции области надвига для реологически расслоенной литосферы и включает разбитую на блоки жесткую верхнюю кору, нижнюю кору и литосферную верхнюю мантию, которые различаются значениями эффективной вязкости. Задача решается методом конечных элементов. Горизонтальное сокращение коры сопровождается надвигом вдоль разлома блоков верхней коры вдоль наклонной зоны нарушений, появлением дополнительной нагрузки на слои, лежащие под этой зоной, и эрозией образующихся покровов. Эти процессы компенсируются вязкими течениями на глубинах нижней коры и верхней мантии [9,10]. В многочисленных исследованиях раннепротерозойских областей коллизии убедительно показано, что типичной ситуацией для докембрия является образование коллизионных поясов в обстановке высоких температур и, следовательно, реологически слабой литосферы (см. обзор в статье [4]). Кроме того, процесс сокращения коры сопровождался образованием поднятий с «корнями» коры, которые постепенно размывались в результате эрозии и вязких течений на уровне нижней коры и литосферной мантии. Причем скорость денудации была очень небольшой [4].

Для всесторонне геофизически изученной в рамках проекта LITHOPROBE внутриконтинентальной структуры Капускейсинг провинции Сьюпериор Канадского щита авторами [11] рассчитаны значения плотности теплового потока и построены карты для современного распределения теплового потока и для времени коллизионного события 1.9 млрд лет назад. Поверхностный тепловой поток для СЗК был на 20-50 мВт/м^2 выше, чем значения для провинции Сьюпериор. И СЗК была центром тепловой аномалии. Возраст этой структуры и способ ее формирования соответствуют таковым для Лапландского гранулитового пояса. Карта плотности теплового потока для территории Фенноскандинавского щита определяет современные экстраполированные значения теплового потока в ЛГП и смежных областях величиной порядка 40 мВт/м^2.

Принятые в расчетах достаточно высокие значения теплогенерации (1.5-2.5 мкВт/м^3) объясняются тем, что тепловыделение при распаде долгоживущих радиоактивных элементов 1.9 млрд лет назад было примерно в 1.6 раза выше современных значений [11]. Для территории Финляндии оценки радиоактивной теплогенерации по 6526 образцам привели к довольно неопределенному диапазону 1.33 ± 1.19 мкВт/м^3 приповерхностных значений скорости генерации тепла [12], в который попадают наши значения генерации тепла, если принять во внимание вышеприведенный факт б**о**льшего значения теплогенерации в прошлом.

Двумерное численное моделирование позволило изучить особенности строения и температурной эволюции ЛГП и СЗК. Показано, что их формирование вероятно происходило при значениях генерации тепла верхней коры в диапазоне 1.5-2.5 мкВт/м^3, что привело к относительно высокотемпературному режиму таких областей в раннем протерозое. При этом градиент температуры выше современных значений, рассчитанных для одномерных моделей, на 15-20 К/км, и тепловой поток соответственно мог достигать значений 90 мВт/м^2.

Оценки горизонтального сокращения коры приводят к величинам 50-70 км для СЗК и порядка 100 км для ЛГП. В процессе надвига образуются «корни» коры протяженностью примерно 200 км для СЗК и 240 км для ЛГП (рисунок 1). В связи с одинаковым возрастом структур (1.9 млрд лет) все остальные параметры моделей приняты одинаковыми.

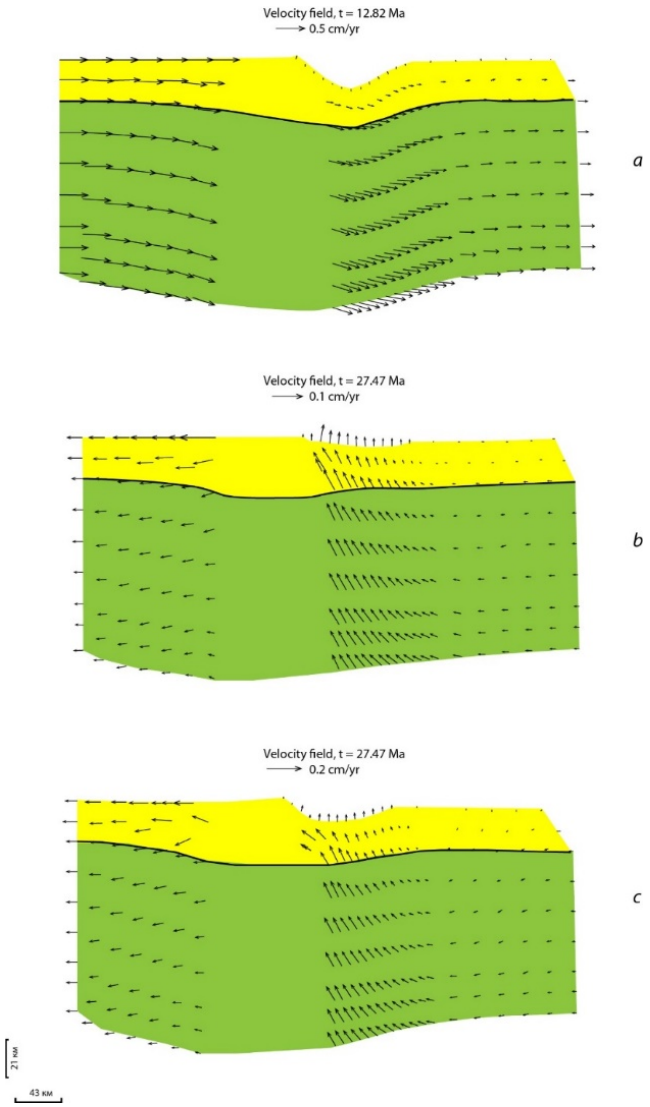


Рисунок 1 - Эволюция вязких течений в нижней коре (желтый) и литосферной верхней мантии (зеленый). Скорость надвига 0.5 см/год, денудации 0.05 см/год. Вязкость нижней коры 10^{22} Па·с, литосферной верхней мантии 10^{23} Па·с.
a – стадия надвига; b – постколлизионная стадия сокращения коры на 70 км – для СЗК;
c – постколлизионная стадия сокращения коры на100 км - для ЛГП

Возможность сохранения корней коры под надвиговыми структурами докембрия зависит от предположения о реологии нижней коры и верхней мантии. Топография с углублением границы Мохо должна релаксировать из-за вязких течений в коре и мантии и привести к изостатической компенсации и пассивному постколлизионному растяжению. Характерное время вязкой релаксации возмущенной границы раздела жидкостей с различной плотностью и вязкостью оценивается величиной [13]:

$$\tau = \frac{4\pi(\mu_1 + \mu_2)}{g\lambda(\rho_1 - \rho_2)}. \qquad (1)$$

Здесь g – ускорение свободного падения, λ – длина волны для рассматриваемой топографии, ρ и μ – плотность и вязкость соответственно. Из соотношения (1) следует, что при большом контрасте вязкостей слоев значение времени вязкой релаксации определяется величиной б**о**льшей вязкости. Т.е. корни коры могут сохраниться в ходе вязкой релаксации при условии, что вязкость мантии остается достаточно высокой независимо от значения эффективной вязкости нижней коры.

В частности, для топографии, определяемой длиной волны $\lambda = 200\,км$ (в случае структурной зоны Капускейсинг), характерное время будет больше 2 млрд лет, если вязкость

верхней мантии выше, чем $2.5 \cdot 10^{24}$ Па·с. Учет фактора конечной величины мощности коры приводит к снижению этой оценки примерно в 4 раза, т.е. к значению эффективной вязкости литосферной мантии порядка $5 \cdot 10^{23}$ Па·с. Для топографии, определяемой длиной волны $\lambda = 240\,км$ (случай ЛГП), характерное время вязкой релаксации будет меньше 600 млн лет. На рисунке 1 показаны топография границ раздела и скорости течений для постколлизионной стадии эволюции ЛГП (горизонтальное сокращение коры 100 км) и СЗК (горизонтальное сокращение коры 70 км). Величина скорости восстановления границ на постколлизионной стадии подтверждает аналитический вывод о том, что быстрее этот процесс происходит в случае б**о**льшей длины волны топографии границы Мохо.

Таким образом, различия в современном строении Лапландского Гранулитового пояса и структурной зоны Капускейсинг вероятнее всего обусловлены величиной горизонтального сокращения и надвига верхней коры около 1.9 млрд лет назад и различием тепловых режимов этих структур во время тектонического события надвига.

Работа выполнена в рамках Государственной бюджетной темы FMWU-2022-0002.

Литература

1. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир. 1983. 390 с.
2. Божко Н.А. Тектоно-термальная переработка – характерный эндогенный режим докембрия // Геотектоника. 1995. № 2. С. 61–74.
3. Fountain D.M., Salisbury M.H. Exposed cross-sections through the continental crust: implications for crustal structure, petrology and evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 56. P. 263–277.
4. Gapais D., Cagnard F., Gueydan F., Barbey P. Balle`vre M. Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models // Terra Nova. 2009. V. 21. P. 288–294. doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00873.x
5. Cagnard F., Gapais D. Barbey P. Collision tectonics involving juvenile crust: the example of the southern Svecofennides // Precambrian Res. 2007. V. 154. P. 125–141.
6. Cagnard F., Durrieu N., Gapais D., Brun J.P., Ehlers C. Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times // Terra Nova. 2006. V. 18. P. 72–78.
7. Gaal G., Berthelsen A., Gorbatschev R., Kesola R., Lehtonen M.I., Marker M., Raase P. Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield // Tectonophysics. 1989. V. 162. P. 1–25.
8. The Kapuskasing transect of lithosphere // Can. J. Earth Sci. 1994. V. 31, No. 7. 286 p.
9. Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюпериор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. № 10. С. 22–32.
10. Парфенюк О.И**.** Термомеханическая модель эволюции коллизионных орогенов раннего протерозоя (пример Лапландского гранулитового пояса**)** // Мониторинг. Наука и технологии. 2023. № 1 (55). С. 31–42. DOI**:** https://doi.org/10.25714/MNT.2023.55.003
11. Perry H.K.C., Mareschal J.-C., Jaupart C. Variations of strength and localized deformation in cratons: The 1.9 Kapuskasing uplift, Superior Province, Canada // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 249. P. 216–228.
12. Veikkolainen T., Kukkonen I.T., Tiira T. Heat flow, seismic cut-off depth and thermal modeling of the Fennoscandian Shield // Geophys. J. Int. 2017. V. 211. P**.** 1414–1427. doi:10.1093/gji/ggx373
13. Chandrasekhar S. Hydrodynamic and hydromagnetic stability. 3nd Ed. Dover reprint. New-York. 1981. 654 p.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ ПРИ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ПРИРОДНЫХ УГОЛЬНЫХ ПОЖАРАХ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Глушкова В.Е.
pgmigor@mail.ru
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

На территории Монголии широко развиты угленосные бассейны, но при этом пирогенные изменения осадочных пород, вызванные горением угля, обнаружены только на двух объектах – пирометаморфических комплексах Нилгинском и Хамарин-Хурал-Хид. Комплексы образовались в результате многократных природных современных и древних (четвертичных) угольных пожаров в раннемеловых осадочных толщах. Процессы пирометаморфических преобразований пород и последующая эрозия осадочных пород сформировали здесь своеобразные формы рельефа и характера местности – ландшафт “горельников”. Пирогенные породы сохранились в останцах частично плавленой осадочной толщи (эпицентрах угольных пожаров) и находятся в депрессиях, образованных после выгорания линз бурого угля мощностью до 30 – 40 м и последующих обрушений термически изменённых осадочных пород в синклинальных складках. При подземном горении угля локальный нагрев вышележащей карбонатно-силикатной толщи в эпицентрах пожаров достигал 1300 – 1400°C. Среди пирогенных пород преобладают обожжённые пелиты (аргиллиты, алевролиты, алевропесчаники) и клинкеры, содержащие фрагменты пелитов и стекло с включениями новообразованных минералов (группы кордиерита, муллит и др.), а также многочисленные реликтовые зёрна кварца из пелитовых пород. Протолитом для железистых паралав (тридимит-секанинаитовой и кристобалит-фаялитовой) были аргиллиты и алевропесчаники, в разной степени обогащенные железом. Железистые паралавы формировались из силикатно-железистого расплава после полного либо частичного плавления таких пород. В результате твёрдофазовых термических преобразований и инконгруэнтного плавления мергелистых известняков образовались недосыщенные по кремнезёму и обогащенные Ca расплавы, исходные для мелилит-нефелиновых паралав. Породообразующие, второстепенные и акцессорные минералы клинкеров и паралав значительно отличаются по составу и особенностям эволюции от таковых в магматических, вулканических и метаморфических породах. Фугитивность кислорода при формировании клинкеров и кристаллизации расплавов паралав изменялась значительно – от ультравосстановительных до сильно окислительных значений. Полистадийные твердофазовые минеральные трансформации мергелистых известняков происходили при повышенном парциальном давлении CO_2 (> 30 – 40 бар) без разложения кальцита. На этой стадии кристаллизовались Al-клинопироксен и мелилит (геленит). При дальнейшем повышении температуры последовательно плавились K-Na полевые шпаты (T > 1100°C), кальцит, мелилит, Al-клинопироксен и другие тугоплавкие силикатные минералы (T > 1250°C) с образованием несмесимых расплавов – карбонатного и нескольких силикатных. Такие процессы термических преобразований карбонатно-силикатных осадочных пород являются уникальными и не описывались ранее на других пирометаморфических комплексах в мире.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 23-27-00031 «Низкобарическое плавление кальцита в карбонатных осадочных толщах, процессы образования карбонатного расплава и мелилит-нефелиновых паралав в пирометаморфических комплексах Монголии»).

ВЗАИМОСВЯЗЬ ДИСЛОКАЦИЙ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА И ДОПЛИТНОГО КОМПЛЕКСА БУЗАЧИНСКОГО СЕКТОРА МАНГЫШЛАКСКО-КАРАШОРСКОЙ РАННЕКИММЕРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е.
geoskubsu@mail.ru
Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

В структуре доюрского (доплитного) комплекса запада Туранской плиты выделяются протяженные Мангышлакско – Карашорская и Туаркыр – Карааудандская раннекиммерийские складчатые системы (рисунок 1). Слагающие их отложения пермо-триаса интенсивно дислоцированы. Строение комплекса можно наблюдать непосредственно на дневной поверхности в пределах Горного Мангышлака, а также отдельных обнажениий Восточного Мангышлака и Туаркыра. На остальной части территории информацию доюрских отложениях можно получить, изучая данные бурения скважин и сейсморазведки. Предыдущими исследованиями было установлено, что с завершением раннекиммерийского этапа тектонического развития жизнь многих складчато-надвиговых дислокаций не прекратилась, в результате чего они сыграли важную роль в формировании структуры юрско-меловых и кайнозойских отложений платформенного чехла [1, 2]. Одним из таких районов является территории п-ова Бузачи (рисунок 1).

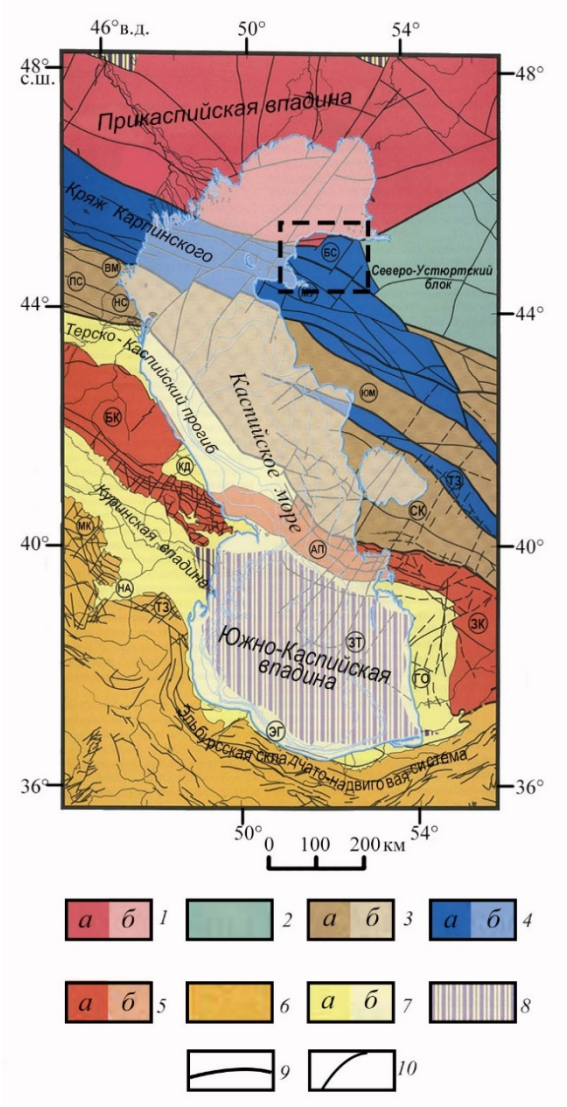


Рисунок 1 – Тектоническая карта Каспийского региона (по данным [3], с изменениями). Показан (контур штрих-линией черным) район исследований

На рисунке 1 используются следующие обозначения и сокращения:

Важнейшие структуры (буквы в кружках): БС – Бузачинский свод, МУ – Мангышлакско-Центрально-Устюртская зона, ЮМ – Южно-Мангышлакско-Устюртская система прогибов, ТЗ – Туаркырская зона, СК – Среднекаспийско-Карабогазская антеклиза, ВМ – Восточно-Манычский прогиб, ПС – Прикумская система поднятий, НС – Ногайская ступень, БК – складчатая система Большого Кавказа, КД – Кусаро-Дивичинский прогиб, АП – Апшероно-Прибалханская зона, ЗК – Западно-Копетдагская зона, МК – складчатая система Малого Кавказа, НА – Нижне-Араксинский прогиб, ТЗ – Талышская зона, ЭГ – Эльбурсско-Горганский передовой прогиб, ЗТ – Западно-Туркменский прогиб, ГО – Гограньдаг-Окаремская зона.

1–4 – фундамент платформенных областей**:** *1* – раннедокембрийский (*а* – суша, *б* – море), *2* – байкальский, *3* – герцинский (*а* – суша, *б* – море), *4* – раннекиммерийский (*а* – суша, *б* – море); *5–6* – альпийские складчато-покровные системы: *5* – Большой Кавказ и Копетдаг (*а* – суша, *б* – море), *6* – Малый Кавказ, Талыш, Эльбурс; *7* – передовые прогибы и впадины (*а* – суша, *б* – море); *8* – впадины с корой океанического типа; *9* – разрывные нарушения, соответствующие границам крупных структур; *10* – прочие важные разрывы.

Основными структурами платформенного чехла п-ова Бузачи являются одноименный свод и располагающийся южнее Южно-Бузачинский прогиб. Осложняющие их локальные поднятия сгруппированы в несколько субширотных антиклинальных линий, примыкающих с юга к надвигам (рисунок 2). Антиклинальные поднятия линейной или брахиантиклинальной формы. Северные их крылья короткие, более крутые, чем южные, оборваны высокоамплитудными надвигами с углами наклона сместителей $45\text{-}80^0$. С глубиной происходит быстрое выполаживание поверхностей разрывов с переходом в субгоризонтальное положение с образованием серии тектонических чешуй и пластин. Отложения пермо-триаса во фронтальных их частях интенсивно дислоцированы, образуя линейные складчатые системы, которым в перекрывающем платформенном чехле отвечают асимметричные антиклинали.

Особенности строения и закономерности площадного распространения складчато-надвиговых дислокаций со всей очевидностью указывают на их формирование в обстановке латерального сжатия, ориентированного в северном направлении. Время образования дислокаций связано с концом триасового периода – моментом формирования Центрально-Мангышлакской раннекиммерийской складчатой зоны [1], северная граница которой трассируется по линии Каражанбас – Жаманорпа – Кызан. Мощная алевролито-аргиллитовая толща пермо-триаса, обладающая достаточно высокой пластичностью, была расслоена на ряд тектонических пластин и сорвана по поверхности более жестких терригенно-карбонатных каменноугольно-нижнепермских пород, имеющим по данным сейсморазведки свой, отличный от вышележащих комплексов, структурный план, и шарьирована на одновозрастные образования Северо-Устюртского докембрийского массива, послужившим своеобразным блоком-упором.

Основная концентрация тангенциальных напряжений приурочена к фронтальным участкам тектонических пластин, где происходила трансформация горизонтальных смещений в вертикальные, приведшая к интенсивным деформациям отложений пермо-триаса и образованию листрических надвигов. Следствием этих процессов является и повышенная плотность пород (2,60-2,70 г/см^3), близкая плотности пород одновозрастного каратауского комплекса Горного Мангышлака 2,65-2,75 г/см^3).

С внешней стороны Каражанбас – Жаманорпинско – Кызанской структурной зоны проявление сил бокового сжатия заметно ослабевает, но и здесь можно видеть отражение латерального стресса в структуре осадочного чехла. Примером может служить Каламкасская антиклинальная зона, расположенная к северу в 40 км. Горизонтальные подвижки периодически возобновлялись и на платформенном этапе, но в меньшем масштабе, что привело к развитию в чехле платформы описанных выше дислокаций.

В результате была образована эшелонированная система складчато-надвиговых дислокаций субширотной ориентировки, гребень каждой из которых погружается в южном направлении в сторону Южно-Бузачинского прогиба. При этом фронтальная часть каждой из более южных линий является взброшенной по отношению соседней северной с вертикальной амплитудой смещения до 300 м (рисунок 3).

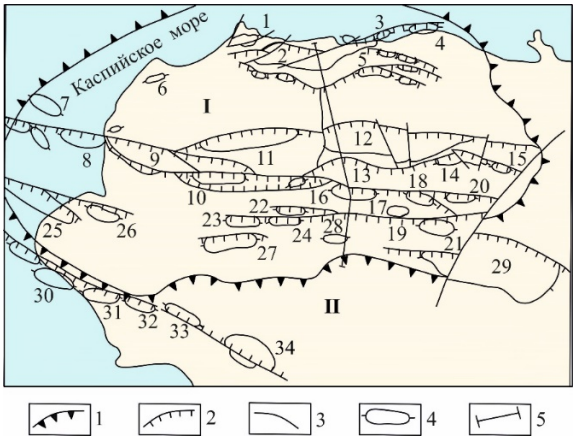


Рисунок 2 – Тектоническая схема п-ова Бузачи. 1 – границы Бузачинского свода; 2 – надвиги уверенные и предполагаемые; 3 – сдвиги; 4 – прочие разрывы; 5 – платформенные антиклинали (цифры на схеме): 1 – Арман, 2 – Каламкас, 3 – Каратурун-море, 4 – Суюкты,5 – Каратурун, 6 – Култай, 7 – Бузачи-море, 8 – Каражанбас-море, 9 – Каражанбас, 10 – Жалгизтобе, 11 – Северные Бузачи, 12 – Жаманорпа, 13 – Северная Бесоба, 14 – Акорпа, 15 – Жалзак, 16 – Жапалак, 17 – Бесоба, 18 – Киныткты, 19 – Жарылгас, 20 – Айсор, 21 – Северный Кызан, 22 – Северный Тасбас, 23 – Западный Тасбас, 24 – Тасбас, 25 – Долгинец, 26 – Северный Долгинец, 27 – Алатобе, 28 – Западный Кызан, 29 – Кызан-Акшимрау, 30 – Торлун-море, 31 – Западный Торлун, 32 – Торлун, 33 – Акмола, 34 – Кошак; 6 – линия сейсмического разреза, приведенного на рисунке 3

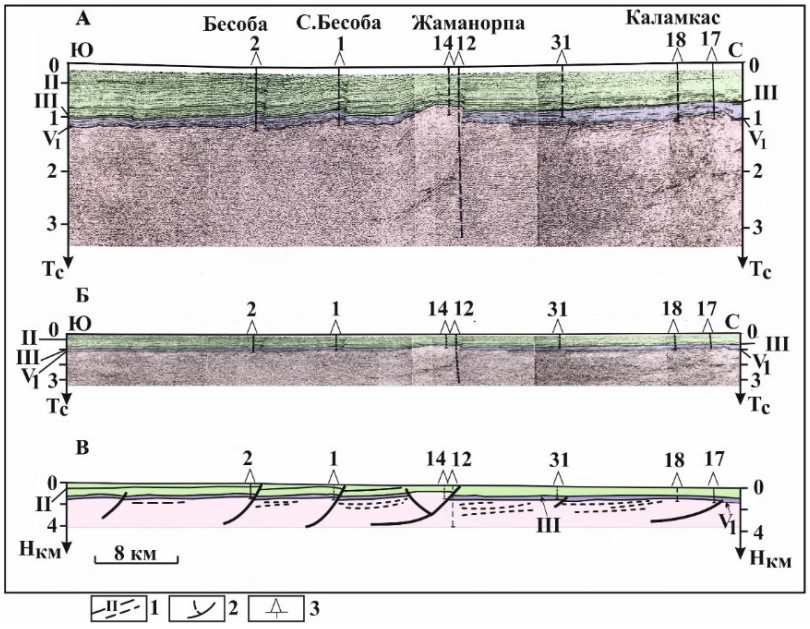


Рисунок 3 – Сейсмический временной (А, Б) и сейсмогеологический (В) разрезы, иллюстрирующие принадвиговую природу бузачинских антиклиналей. (Б, В – соотношение вертикального и горизонтального масштабов примерно 1:1). 1 – основные и второстепенные отражающие горизонты в подошве: II – сенон-турона, III – мела, V – юры; 2 – надвиги, 3 – скважины

Детальный палеотектонический анализ свидетельствует о том, что платформенные складчато-надвиговые дислокации развивались импульсивно, в обстановке периодически повторяющегося горизонтального сжатия. Наиболее заметное возобновление подвижек по надвигам на платформенном этапе отмечается в преднеокомское, преддатское и предпалеоценовое время. В эти моменты геологической истории территория выходила выше уровня моря, что сопровождалось размывом накопившихся ранее отложений. Наиболее масштабно размыв проявлялся в сводах растущих принадвиговых антиклиналей. Между периодами активизации движений отмечаются более продолжительные паузы относительного тектонического покоя с резким замедлением (вплоть до полного прекращения) подвижек по надвигам и, соответственно, роста поднятий.

Одна из наиболее значительных фаз тектонической активизации на западе Туранской плиты приходится на предсреднемиоценовое время. Отсутствие на большей части п-ова Бузачи нижнемиоценовых и перекрывающих их отложений не позволяет дать обоснованную оценку значения этих движений в формировании структур горизонтального сжатия в его пределах. Однако, учитывая их региональную природу, можно предположить проявление складкообразовательных движений и в пределах рассматриваемого региона. Отражение большинства фронтальных поднятий в современном ландшафте подтверждает их современную активность.

Аналогичные внутричехольные структуры горизонтального сжатия известны и в других районах запада Туранской плиты [2, 4, 5], что указывает на региональную природу тектонических сил, ответственных за их образование, и подчеркивает решающее значение тангенциальных напряжений в дислокационном процессе на молодой платформе.

Многие из рассмотренных структур содержит крупные скопления углеводородов, в том числе высоковязкой нефти, локализованные в юрско-меловых отложениях. И, несмотря на крайне неблагоприятные условия для их сохранности: малые глубины залегания (250-500 м), отсутствие надежных покрышек, выход разрывов на дневную поверхность), полного разрушения залежей не произошло. Это говорит о том, что надвиги являются слабыми проводниками флюидов, играя в основном роль экранов. Подтверждается это и особенностями строения Каражанбасского и Северо-Бузачинского месторождений, где многие залежи являются тектонически экранированными.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 23-27-00037 «Исследование условий формирования и закономерностей размещения скоплений УВ в триасовых отложениях Скифско-Туранской платформы»).

Литература

1. Попков В.И. Тектоника доюрского осадочного комплекса запада Туранской плиты // Геотектоника. 1986. № 4. С. I06-116.
2. Попков В.И., Попков И.В. Складчато-надвиговые дислокации в триасовых отложениях Скифско-Туранской платформы // Геология и геофизика Юга России. 2023. Т. 13. № 1. С. 34–46. DOI: 10.46698/VNC.2023.42.57.003.
3. Хаин В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А. Тектоника дна Каспийского моря // Геология регионов Каспийского и Аральского морей. Алматы: Казахстанское геологическое общество «КазГЕО». 2004. С. 58-78.
4. Попков В.И., Попков И.В. Ловушки углеводородов в триасовых отложениях Скифско-Туранской платформы в районах развития складчато-надвиговых дислокаций // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т. 18. № 3. Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/2023/25_2023.html.
5. Попков В.И., Попков И.В. Дислокации бокового сжатия в чехле Скифско-Туранской платформы // Геология, география и глобальная энергия. 2022. № 1 (84). С. 32-39.

КЛИППЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Попков И.В., Попков В.И.
geoskubsu@mail.ru
Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

Структуры бокового сжатия являются типичными для всех складчато-надвиговых поясов. Нашли они отражение и на геологических картах Северо-Западного Кавказа последних десятилетий [1-3]. Их критический анализ показал, что подобные построения и выводы требуют существенной корректировки [4-6] и привлечения более доказательной фактологической базы. В этом отношении заслуживает внимания информация о наличии ранее практически не изученных тектонических останцов, – свидетелей проявления крупных горизонтальных тектонических перемещений в регионе [7].

Тектоническими останцами (клиппами) являются горы Шебш, Крепостная, Собер-Баш, Шизе, Лисицина, Шапсуг, Шибик и, возможно, другие. Наиболее представительный материал имеется для Собер-Башского останца, который может служить тектонотипическим [7]. Гора Собер-Баш располагается на водоразделе между долинами рек Убин и Афипс на северном макросклоне Северо-Западного Кавказа. Массив трапециевидной формы, с крутыми склонами и плоской вершиной (рисунок 1) размерами 1х0,5 км и высотой до 735,8 м. В тектоническом отношении гора приурочена к одноименной крупной синклинали, входящей в состав Абино-Гунайской структурной подзоны. Собербашская синклиналь простирается в северо-западном направлении на расстоянии 13 км. Азимут простирания оси складки северо-западное, погружение шарнира на юго-восток под углом 20^{o}. Структура имеет слабо асимметричную форму с более крутым (до 40^{o}) южным и пологим (15-30^{o}) северным крыльями. Выполнена она отложениями нижнемелового возраста. Непосредственно на вершине г. Собер-Баш сохранились от размыва отложения альба, сенон-турона и маастрихта.



Рисунок 1 – Гора Собер-Баш. Вид с севера на юг

Обнажение расположено на юго-западном склоне г. Собер-Баш. Высота коренных выходов пород 60 м, длина в основании – 250 м (рисунок 2). Крутой его склон представляет собой стенку отрыва оползня, размерами 400х500 м. В обнажении на высоте 545 м обнаружена зона сложных тектонических деформаций мощностью около 5 м. Подстилающие отложения

представлены горизонтально залегающими мергелями, известняками, песчаниками. Перекрывающие слои залегают субпараллельно подстилающим, состоят из мергелей с тонкими прослоями глины и песчаника.



Рисунок 2 – Складки послойных и секущих надвигов в обнажении г. Собер-Баш [7]

Дислокации коренных пород в обнажении явно не гравигенные, а эндогенные. Об этом свидетельствует концентрический тип принадвиговых складок, в том числе с крутыми шарнирами. Многие складки внутри зоны оторваны от своего основания (горизонтального слоя). В основном же шарниры лежачих складок субгоризонтальные, что говорит об их принадвиговом генезисе. Незначительное изменение мощностей пластов отмечается только в некомпетентных глинистых глауконитовых песках. Слои известняков и мергелей почти неизменны даже в пережатых складках. В целом здесь присутствуют типичные признаки принадвиговых дислокаций, характерные для флишевых толщ Крыма и Кавказа [4, 5]. Наблюдаются локальные круто падающие шарниры, характерные для нейтральных присдвиговых складок и для зон сдвиго-надвигов. Сдвиговые смещения подтверждаются зеркалами скольжения в ограничениях пластов и отдельных кальцитовых жилах.

Ядра изоклинальных принадвиговых складок сложены некомпетентными породами. Это свидетельствует о послойном срыве по ним с формированием «смятия одного слоя». Поэтому пережатые ядра интерпретируются нами как сложенные сместители надвигов [7]. Пространство между складками заполнено обломочным материалом разной размерности. Важным подтверждением эндогенного происхождения дислокаций являются секущие зону смятия жилы крупнокристаллического телетермального кальцита.

Общая структура района обнажения представляет собой усложненную надвигами пологую моноклиналь, падающую на С-СВ. На склонах горы Собер-Баш пласты верхнего мела образуют четкий пластовый треугольник, который не прослеживается за ее пределами. Подстилающая толща нижнего мела, также моноклинально падает на С-СВ, но с несколько большими углами наклона. Она сложена преимущественно породами глинисто-алевролитового состава и формирует грядовый рельеф с более сложной структурой. Между ними присутствует послойный срыв, характерный и для других гор-останцов региона.

В известняках из зоны дислокаций содержатся ядра фораминифер (здесь и далее определения Т.Н. Пинчук, КубГУ): Globigerinelloides sp.cf., Hedbergella sp.cf., Globotruncana sp.cf., Globotruncana aff. marginata (Reuss), Globotruncana aff. rensi (Gand.). В песчаниках обнаружен такой же комплекс ядер фораминифер Globigerinelloides sp.cf., Hedbergella sp.cf., Globotruncana sp.cf. В слабо известковистом песчанике определены обломки спикул губок, игл морских ежей и ядра фораминифер: Eponides aff. moskvini (Keller), Globigerinelloides sp.cf., Hedbergella sp.cf., Globotruncana sp.cf., Bolivina sp. В выше- и нижележащих недислоцированных толщах обнаружен аналогичный набор микрофауны. По заключению Т.Н. Пинчук возраст вмещающих ее отложений соответствует кампан-маастрихту.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что на юго-западном склоне г. Собер-Баш присутствует мощная зона тектонических деформаций, соответствующая крупному послойному срыву в одновозрастных породах, расположенному в основании пологого тектонического покрова. Гора Собер-Баш интерпретируется нами как тектонический останец (клипп) [7]. Значительная толщина зоны деформаций (5 м) указывает на масштабность горизонтальных тектонических перемещений. Морфология дислокаций говорит о движении аллохтона в северо-западном направлении.

Для определения времени формирования тектонического покрова представляет интерес информация, изложенная в статье [8]. В прилегающих районах г. Собер-Баш в обнажениях долины р. Убинка в палеоцен-эоценовых глинах обнаружены олистолиты, состоящие из интенсивно трещиноватых и брекчированных слоистых известняков маастрихта, смятых в мелкие складки с зеркалами и секущими их жилами, не прослеживающихся во вмещающем матриксе. Это дает основание сделать вывод о формировании складчатых и разрывных структур внутри обломков заведомо до попадания их в олистостромовую толщу. Олистолиты маастрихта могут быть сформированы в результате разрушения перемещающегося к северо-западу аллохтона, хотя не исключено, что это кластолиты в составе эндогенного меланжа.

Крепостной тектонический останец сложен позднемеловыми-эоценовыми отложениями, образующими одноименную сильно тектонически нарушенную синклинальную складку. Покров шарьирован с севера на меловые отложения автохтонного комплекса. Помимо различной степени деформации пород аллохтона и автохтона, наличие покрова устанавливается по тектоническому сдваиванию позднемеловых разнофациальных образований: если в аллохтон сложен субфлишевой терригенно-карбонатной, участками красноцветной, с горизонтами олистостром, формацией, то в автохтоне - это преимущественно карбонатные-известняково-мергельные образования субплатформенной формации (свиты джинальская, джегутинская и прасоловская). Тектонический срыв покрова отражается в рельефе в виде отрицательных, часто заболоченных, форм рельефа и по присутствию вязких голубоватого цвета деструктивных глин, слагающих матрикс зоны меланжа [2].

Останец г. Лисицына представляет собой субширотную антиклинальную складку. Ее ядро сложено глинистыми отложениями раннемелового возраста, которые перекрываются по пологим надвигам кампан-маастрихтскими субфлишевыми терригенно-карбонатными образованиями.

Другим примером являются Шибикский и г. Шизе тектонические покровы и Шапсугская тектоническая пластина. В основании тектонических покровов Шибикского и г. Шизе в естественных обнажениях выявлена мощная (более 50 метров под покровом г. Шизе и более 100 метров под Шибикским тектоническим покровом) зона меланжа. Меланж вскрывается скважинами № 119 и № 19, где он представлен глинистым матриксом, содержащим глыбы и обломки преимущественно верхнемеловых известняков, а также обломками песчаников, мергелей палеоцен-эоценового возраста. Геологами-нефтяниками меланж интерпретировался как сопочная брекчия – продукт грязевого вулканизма. [2].

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о гораздо более сложном строении северного склона Северо-Западного Кавказа, чем это считалось ранее. Широкое

развитие здесь дислокаций бокового сжатия, шарьяжей и тектонических останцов требует серьезной ревизии предшествующих структурных построений. Получение объективной информации о тектонике региона позволит более обосновано подойти к оценке перспектив его нефтегазоносности.

Литература

1. Гавришев В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Скифская серия. Лист L-37. СПб.: ВСЕГЕИ. 2019. 215 с.
2. Корсаков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд, сер. Кавказская. Лист L–37–XXVII, Краснодар. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2004. 233 с.
3. Снежко В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Скифская серия. Лист L-37. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2017. 829 с.
4. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411. № 2. С. 223-226.
5. 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. http:www.ngtp.ru/rub/4/14_2017.
6. Попков В.И., Попков И.В., Тарасова Е.А. О необходимости применения методов балансировки при построении разрезов складчатых сооружений Северо-Западного Кавказа // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т. XII. М.: ИИЕТ РАН. 2022. С. 176-181.
7. Попков В.И., Юдин В.В., Попков И.В., Толоконникова З.А. Тектоника горы Собер-Баш (Северо-Западный Кавказ) // Геология и геофизика Юга России. 2022. Т. 12. № 1. С. 51-61.
8. Маринин А.В., Копаевич Л.Ф., Ступин С.И. Геологическое строение участка долины р. Убинка (Северо-Западный Кавказ) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2011. № 5. С. 33-41.

СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ В ЗОНАХ РЕГИОНАЛЬНОГО СДВИГОВОГО ТЕЧЕНИЯ И ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОРОВЫХ МАСС

Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г.
prz4@yandex.ru
Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Типичные складчато-надвиговые структурные парагенезы (СНСП) возникают в отложениях осадочных бассейнов при горизонтальных движениях горных масс чехла и/или основания, обычно в условиях горизонтального сжатия. Именно в такой обстановке формируются тектонические структуры в предгорных прогибах во фронтальной части складчатых сооружений Урала, Карпат, Загроса и многих других. Однако локальные обстановки далеко не всегда отражают региональные условия тектогенеза. Вне зон регионального сжатия предпосылкой возникновения СНСП являются горизонтальная и вертикальная неоднородность коры, строение осадочных бассейнов и морфоструктурные особенности, сложившиеся к моменту деформаций.

В пределах Киргизского Тянь-Шаня подобные парагенезы характерны для крутых бортов внутригорных прогибов, выполненных мезозойскими и кайнозойскими осадочными комплексами. Установлено, что СНСП, которые обычно рассматривается как конечный результат перманентного сжатия и сокращения ширины складчатой области, отражают определенную фазу развития структуры в изменяющейся региональной обстановке [1, 2, 3]. Трансгрессивное залегание миоцен-плиоценовых отложений и их большая мощность указывают на вероятное отсутствие меридионального сжатия и сокращения ширины Центрального Тянь-Шаня на этапе накопления тяньшаньского комплекса. В это время размеры кайнозойских седиментационных бассейнов (озерных равнин) были максимальны, а их ложе располагалось ниже нулевой отметки [5]. Разделяющие котловины гребневидные поднятия, напротив, были невысоки.

Формирование морфоструктуры хребтов-поднятий и межгорных прогибов предполагает перераспределение породных масс в пределах какого-либо слоя земной коры от прогибов к хребтам. Как установлено, деформации в палеозойском фундаменте происходили по типу катакластического течения, наиболее активно проявившегося в гранитоидах, составляющих значительную часть палеозойского фундамента [1]. Складки и надвиги возникали вдоль крутых бортов бассейнов на зрелой стадии развития общей морфоструктуры на рубеже неогена и квартера.

Форма и строение кайнозойских бассейнов хорошо согласуется с моделью их зарождения и развития в обстановке сдвигового течения в верхних слоях коры, направление и пространственное распространение которого менялось на разных этапах. В частности, для территории Срединного Тянь-Шаня смена в конце плиоцена левосторонней транстенсии на правостороннюю транспрессию обоснована детальными структурными исследованиями и продемонстрирована экспериментально [2]. Возможность деформаций и перераспределения масс пород внутри отдельных слоев обеспечивает горизонтальная расслоенность земной коры Тянь-Шаня, установленная различными геофизическими методами [4]. Также отмечен подъем геофизических разделов K_1, и/или K_2, а иногда и M под крупными впадинами и погружение этих границ под хребтами-поднятиями [4, 5]. Это указывает на переток масс от впадин к соседним хребтам в пределах верхней коры или коры в целом. Процесс перераспределения масс внутри фундамента подтвержден данными детальных структурных и геофизических работ на границах впадина/поднятие на нескольких ключевых участках [3]. Предполагается, что при достижении некого критического наклона изгибной поверхности палеозойского фундамента пластичные деформации нарушаются разрывами, а в отложениях внутригорных бассейнов возникают системы надвигов и связанных с ними складок. Детальное изучение подобных СНСП позволило установить их сходство одновременность

возникновения (ранний плейстоцен) в разных районах Тянь-Шаня [1, 3 и др.], а также отметить специфические черты, отличающие их от парагенезов, описанных в других регионах.

Начало формирования в осадочных комплексах внутригорных впадин складчато-надвиговых структур знаменует важный рубеж тектонического развития Тянь-Шаня. За короткое время в раннем плейстоцене кардинально изменился морфоструктурный облик Тянь-Шаня: были интенсивно деформированы и подверглись денудации породы мезозойско-кайнозойского осадочного чехла и палеозойского основания впадин, увеличилась вертикальная контрастность рельефа, в пределах впадин возникли инверсионные морфоструктуры, а размеры самих впадин уменьшились. Развитие СНСП продолжается и настоящее время. Судя по данным мониторинга GPS позиционирования и о механизмах землетрясений, тектонический режим на территории Киргизского Тянь-Шаня в целом отвечает обстановке меридионального сжатия, впрочем, не вызвавшего значительного поперечного сокращения орогенной области. Тем не менее, структурный анализ СНСП внутригорных впадин показывает расхождение ориентировок главных осей напряжений (и направлений перемещений коровых масс) установленных для плейстоценового и современного этапов, что не позволяет полностью отождествлять тектонические обстановки этих стадий.

Исследование выполнено по Теме НИР Геологического института РАН.

Литература

1. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Особенности морфоструктуры новейшего орогена Тянь-Шаня // Литосфера. 2021. Т. 21. № 6. С. 747–774.
2. 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.
3. Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К., Лаврушина Е.В. Тектоническая структура и развитие переходных зон «впадина/поднятие» Северного Тянь-Шаня // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2020. 65 (4). С. 760–781.
4. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Непеина К.С., Матюков В.Е. Объемно-пространственная сегментация литосферы Тянь-Шаня по данным геофизических исследований // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. Вып. 3. С. 508–543.
5. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука. 1977. 172 с.

Секция 2

Напряженно-деформированное состояние земной коры, вопросы ее блокового строения и самоподобия геодеформационных процессов. Сейсмотектоника зон внутриконтинентальных орогенов

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И КОПЕТДАГСКО-ПРЕДКАВКАЗСКОЙ ЗОНЫ КРАЕВЫХ ОПУСКАНИЙ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Антонов В.А.
antonov-geo@rambler.ru
ООО «Центр совершенствования методов разработки нефтяных месторождений» при АН РТ, г. Казань, Россия

Развитие южных областей Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Копетдагско-Предкавказской зоны краевых опусканий (КПЗКО) – есть производная сложных тектонических движений, обусловивших поступательно-пульсационный характер процессов осадкообразования. Формирование структурно-вещественных комплексов (СВК) в альпийский цикл тектогенеза было связано с направленным прохождением волновых импульсов от вне платформенного центра возбуждений в глубь платформ. Передача возбуждений осуществлялась через наиболее мобильные области – перикратонные синеклизы и краевые прогибы[1].

Прохождение волны колебаний, формирующей СВК носило пульсационный характер в виде последовательно сменяющих друг друга метационной, трансгрессивной, инундационной, регрессивной и эмерсивной стадий. Отражением импульса резонансных возбуждений являлась смена условий осадконакопления, определившая общий ход процессов литогенеза и экзогенного рудогенеза с образованием определенного ряда формаций [2].

Основным источником резонансных возбуждений, определившим волновое развитие земной коры и миграции центров опусканий на север в мезо-кайнозое в пределах юга ВЕП, мог служить Кавказский складчатый пояс (КСП), расположенный в зоне столкновения Иранского континента с Евроазиатской плитой, а в пределах КПЗКО – кратковременные, но интенсивные тектонические подвижки в пределах Памирско-Тяньшанского эпиплатформенного орогенного пояса (ПТЭОП) [3], которые привели к возникновению и распространению импульса резонансных возбуждений в северо-западном направлении.

Анализ условий образования, состава, мощностей и распространения мезозойско-кайнозойских формаций юга ВЕП и КПЗКО позволяет сделать вывод о волновом характере развития тектонических движений, обусловивших закономерную смену литофаций трансгрессивно-регрессивного цикла во времени и пространстве. Отмечается закономерная связь в развитии типов осадочных бассейнов с определенными частями волнового импульса. Так, для тыловой части волны характерно возникновение и развитие эвапоритовых бассейнов, а терригенное, терригенно-битуминозное и карбонатно-битуминозное осадконакопление – для фронтальной. Смещение волны прогибания отвечает основным этапам структурных перестроек, происходящих в (ПТЭОП) и в зоне столкновения Иранского континента с Евроазиатской плитой.

Литература

1. Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра. 1981. 215 с.
2. Антонов В.А. Особенности эвапоритообразования в мезозое и кайнозое в Копетдагско-Предкавказской зоне краевых опусканий //Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск: Наука. 1991. С. 124-130.
3. Месхи А.М. Памир как область крупного скучивания орогенических поясов Земли // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука. 1980. С. 210-218.

ПОЗИЦИЯ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 23.02.2023 г. НА ФОНЕ БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ПАМИРА

Аптикаева О.И.
aptikaevaoi@mail.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

В феврале 2023 г. в Таджикистане восточнее Сарезского озера, произошло землетрясение, магнитуда (Ms) которого по данным ГС РАН составила 7.1. Землетрясения такой силы на Памире случаются нечасто. Среди инструментально зарегистрированных событий: землетрясение 1911 г., названное Сарезским-I, в результате которого образовалось Сарезское озеро (рис.1, табл.) и землетрясение Сарезское-II, которое произошло 07.12.2015 г. в 14 километрах от Сарезского озера в устьевой части Ирхтского залива.

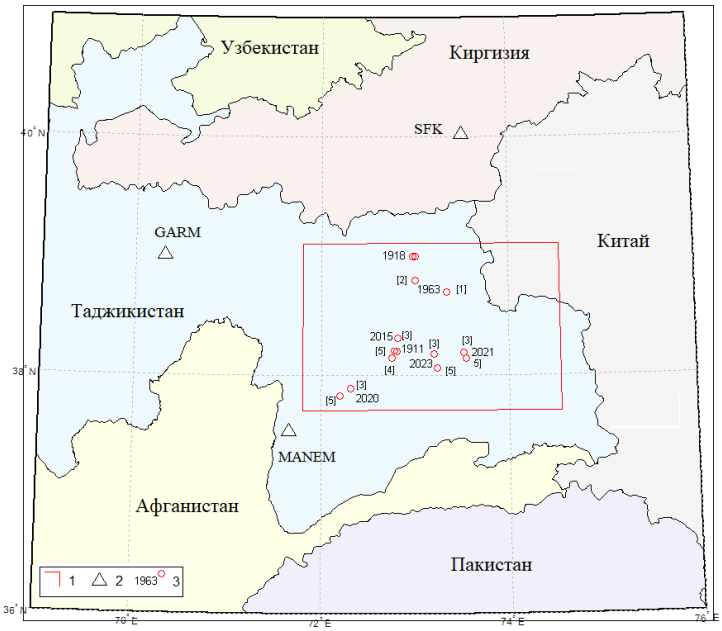


Рисунок 1 – Положение района исследований (1) относительно сейсмических станций (2); сильнейшие землетрясения из таблицы (3).

Таблица – Параметры сильнейших землетрясений района исследований

Дата	Время	Координаты		H, км	Магнитуда				Источник
		φ	λ		Ml	Ms	mb	mww	
18.02.1911	18:41:14	38.20	72.80	26	7.0				[2]
01.12.1918	02:35:04	39.00	73.00	30	6.5				[2]
01.12.1918	10:35:00	39.00	73.00	33	6.5				[2]
16.10.1963	15:42:57	38.70	73.34	17	6.5				[2]
		38.80	73.00	30-40					[3]
07.12.2015	07:50:06	38.34	72,84	33		7.5	6.8		https:// www.gsras.ru
		38.15	72.75	20		7.5	6.8		[4]
		38.21	72.78	22				7.2	https://earthquake.usgs.gov
16.06.2020	01:30:47	37.89	72.31	120			6.1		https:// www.gsras.ru
	01:30:48	37.83	72.20	127				5.6	https://earthquake.usgs.gov
12.02.2021	17:01:35	38.19	73.52	90			6.2		https:// www.gsras.ru
		38.14	73.54	98				5.9	https://earthquake.usgs.gov
23.02.2023	00:37:40	38.18	73.20	20		7.1	6.7		https:// www.gsras.ru
	00:37:38	38.06	73.23	9				6.9	https://earthquake.usgs.gov

Геологическим, геофизическим и сейсмологическим исследованиям в этом районе всегда уделялось большое внимание. Существенный прогресс в изучении глубинной структуры района наметился с появлением новых методов исследований: сейсмической томографии, метода приемных функций и других, использующих естественные волновые поля. Тем не менее, детали его глубинного строения остаются слабоизученными. В частности, недостаточно исследованы латеральные вариации структуры мантии и их связь с тектоникой и сейсмичностью. На исследование латеральных неоднородностей поля поглощения нацелен метод, основанный на изучении характера затухания колебаний в сейсмической коде. В настоящей работе представлены результаты исследований этим методом детальной структуры поля поглощения в пределах очаговой зоны землетрясения 23.02.2023 г. и смежных с ней территорий.

Метод короткопериодной коды основан на экспериментальных данных, свидетельствующих о том, что определяющее влияние на формирование сейсмического волнового поля оказывает структура поля поглощения и, что кода землетрясений, в основном, сформирована поперечными волнами, отраженными от многочисленных слабых субгоризонтальных границ в земной коре и мантии. Эффективная добротность Q_s оценивалась путем аппроксимации огибающих коды землетрясений кривой $A(t) = \frac{exp\left(-\frac{\pi t}{Q_S T}\right)}{t}$, где $A(t)$ – амплитуда коды в окрестностях времени t; Q_S – эффективная добротность; T – период колебаний. Подробно методика описана в работе [1].

Для решения поставленных задач были привлечены записи более 250 землетрясений с M>3.5, зарегистрированных в 2008-2023 гг. станциями GARM и MANEM сети TJ, а также SFK сети KR, ближайших к району исследований, эпицентральные расстояния преобладающего числа событий составили 120-300 км (рис. 1).

Для того, чтобы оценить однородность совокупности обрабатываемых данных, огибающие коды одних и тех же землетрясений, записанных разными станциями, совмещались до наилучшего совпадения. На рис. 2 (врезка «а») приведены примеры таких огибающих. Они показывают, что форма огибающих коды одного и того же события, записанного разными станциями, расположенными в разных азимутах, хорошо согласуются.

Экспериментально установлено, что при картировании добротности наилучшая сходимость значений Q_s, вычисленных по записям индивидуальных землетрясений, записанных разными станциями, соответствует случаю, когда они относятся к областям эпицентров. Вследствие чего, при детальном картировании неоднородностей поля поглощения по короткопериодной коде значения эффективной добротности Q_s, полученные по индивидуальным огибающим каждого события, приписываются их эпицентрам.

Как видно на врезке «б» к рис. 2, наклоны огибающих коды индивидуальных землетрясений на временах $t-t_0$~120-150 с заметно различаются между собой. Это означает наличие латеральных неоднородностей поля поглощения в мантии на глубинах больших 200 км.

Поле поглощения в районе исследований не отличается большой контрастностью, на большей части территории величина добротности Q~400 (рис.2, а). Имеют место также небольшие изометричные в плане блоки с Q=500-1000 и линейно вытянутые низкодобротные зоны с Q=300, на востоке встречаются небольшие зоны с Q=200.

Опыт наблюдений за пространственными вариациями поля поглощения в очаговых зонах и сейсмоактивных районах показывает, что очаговым зонам сильнейших землетрясений соответствуют области максимального (для каждого конкретного района) контраста поглощения в коре и верхах мантии [1]. Возможность генерации в таких районах сильных землетрясений связывалась с наличием ослабленных зон маловязкого материала, облегчающих относительное перемещение контактирующих по этим зонам блоков литосферы. Локализация эпицентров сильнейших землетрясений района исследований относительно добротных блоков и ослабленных зон по версии ГС РАН более всего соответствует высказанному положению (рис.2).

Адекватность полученных представлений о блоковом строении района исследований рассмотрим на примерах сейсмических ситуаций, сложившихся в процессе реализации наиболее заметных землетрясений последних лет, используя локализацию эпицентров по версии ГС РАН.

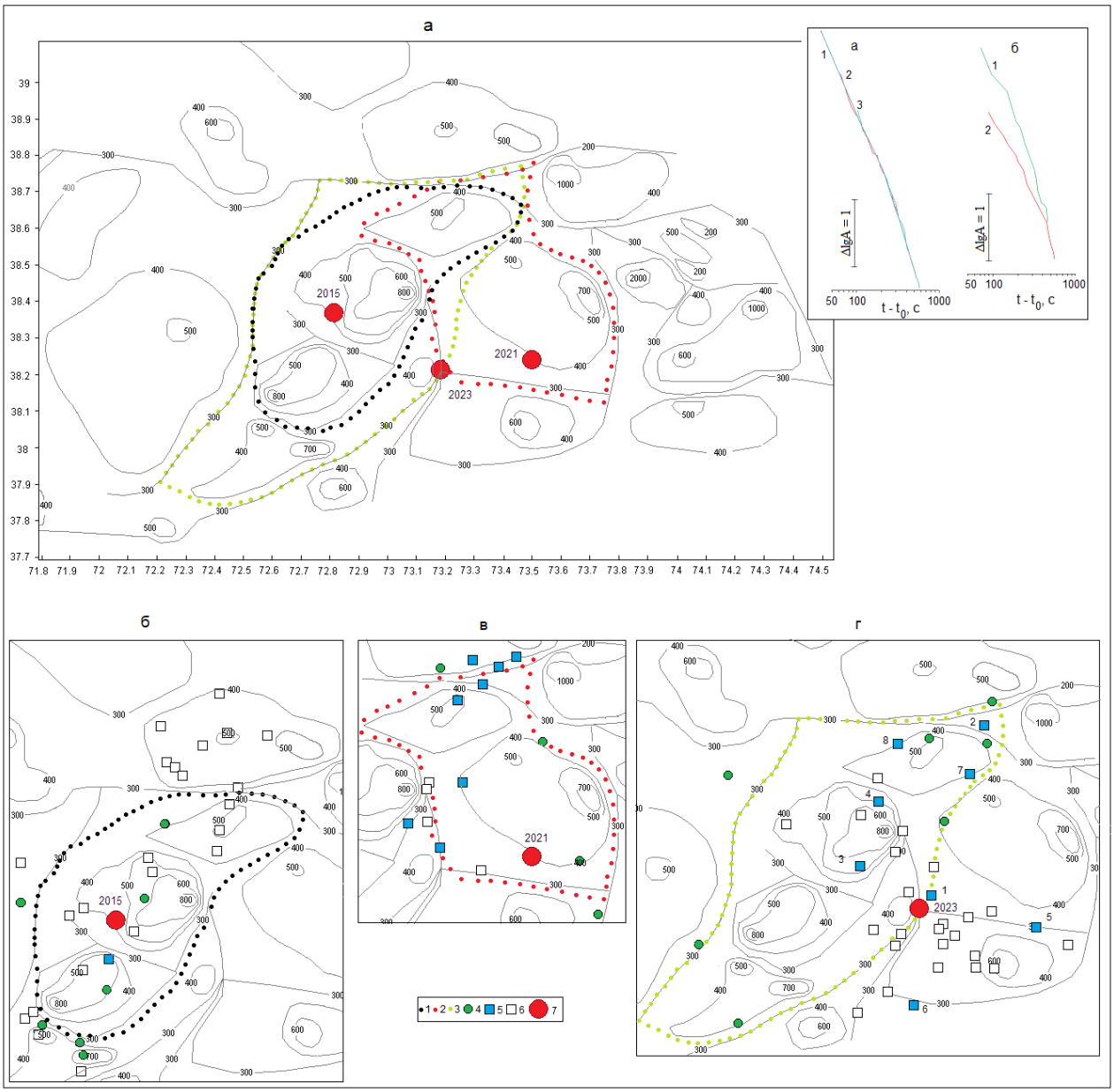


Рисунок 2 – Положение зон затишья землетрясений 2015, 2021 и 2023 гг. относительно блоковой структуры района исследований (а). б-г - зоны затишья землетрясений 2015, 2021 и 2023 гг. соответственно; 1-3 - их границы; 4 - события, предшествующие сильным; 5, 6 - их афтершоки глубокие и мелкие соответственно, 7 - эпицентры сильных землетрясений по данным ГС РАН [www.gsras.ru]. На врезке: примеры огибающих коды землетрясений, записанных: а - станциями MANEM (1), GARM (2), SFK (3); б – станцией SFK из зон 1 - сильного (Q=300) и 2 - слабого поглощения (Q=500)

Как известно, сейсмическому затишью перед сильным событием отвечает состояние консолидированного блока, когда при данном уровне тектонических напряжений составляющие его малые блоки занимают такое положение, что их взаимные перемещения отсутствуют. Зоны затишья, как правило, либо совпадают с крупными добротными блоками, либо включают в себя несколько более мелких блоков.

Проанализировав сейсмическую ситуацию в зонах возникновения землетрясений 2015, 2021 и 2023 гг. за год, предшествующий сильным событиям, можно сказать, что процесс подготовки землетрясений во всех трех случаях завершился образованием крупных консолидированных блоков, состоящих из нескольких малых (рис. 2, б-г).

Предшествующие землетрясению 2015 г. события с магнитудой mb>4.0 приурочены к ослабленным зонам, глубины их очагов составляли от 100 до 160 км (рис. 2, б), в то время как, глубины главного толчка и афтершоков не превышали 33 км. Пример, когда мантийные землетрясения умеренное силы предваряют сильное коровое, мы рассматриваем как иллюстрацию роли восходящих потоков глубинных флюидов в процессах сейсмогенеза. По мере продвижения флюида по ослабленным зонам вверх активизируется все более высокие горизонты. В рамках выделенного консолидированного блока активизация распространяется и по латерали, что приводит к возникновению сильного сейсмического события на границе двух малых блоков. В результате этого землетрясения, судя по локализации эпицентра главного толчка в центре зоны затишья, а также по положению его афтершоков, произошла деконсолидация не только крупного блока, но и составляющих его малых блоков (см. рис.2, б). Более того, в процесс был вовлечен еще один блок, расположенный севернее зоны затишья.

Главному толчку 2021 г. предшествовали глубокие события H=100-160 км, локализованные по периферии консолидированного блока (рис.2, в). Глубина очага главного толчка составила 90 км. В течение первых четырех месяцев после него в восточной части консолидированного блока глубокие события H=120-150 км сменялись коровыми H=33 км. В данном случае процесс развивается не по пути разрушения консолидированного блока, а посредством его движения по долгоживущим ослабленным зонам и передачи напряжений в соседние блоки. Таким образом, консолидированный блок сохранил свои размеры и мог участвовать в процессе подготовки следующего землетрясения.

Землетрясение 2023 г. связано с крупным консолидированным блоком, эпицентр которого, как и в случае землетрясения 12.02.2021 г., локализован на его границе (рис.2, г). Глубины очагов событий, предшествующих землетрясению 2023 г., составляли от 100 до 150 км, глубина главного толчка 20 км. Афтершоковая деятельность охватила центральную и северо-восточную часть консолидированного блока, а также малый блок на юго-востоке, т.е. три блока, контактирующих с очаговой зоной землетрясения 2021 г. Это обстоятельство подтверждает высказанное выше предположение, что развитие сейсмического процесса в данном случае было подготовлено предшествующим землетрясением 2021 г.

Первые два глубоких афтершока локализованы на восточной границе консолидированного блока (рис.2, г), а затем глубокая сейсмичность поочередно активизируется на границах каждого из трех блоков. За глубокими событиями следуют мелкие, локализованные непосредственно в блоках. Такую последовательность афтершоков можно связать с продвижением флюидов по ослабленным зонам вверх, с последующим их распространением по латерали в блоки, где инициируются неглубокие сейсмические события.

Литература

1. Аптикаева О.И. Детальная структура поля поглощения в районе Западного Тянь-Шаня по методу короткопериодной коды // Вопр. инж. сейсмол. 2018. № 2. С. 31–42.
2. Специализированный каталог землетрясений для задач общего сейсмического районирования территории Российской Федерации / Ред. Уломов В.И., Медведева Н.С. URL: http://seismos-u. ifz.ru/documents/Eartquake-Catalog-СКЗ.pdf
3. Леонов Н.Н., Сапов О.П., Соболева О.В. Каракульское землетрясение 16 октября 1963 г. // Землетрясения в СССР в 1963 году. М.: Наука. 1966. С. 84-90.
4. Землетрясения Северной Евразии. В. 24 (2015 г.). Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2021. 376 с.

РОЛЬ СДВИГОВЫХ РАЗЛОМОВ НА ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОМ ЭТАПЕ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ САЯНО-ТУВИНСКОГО НАГОРЬЯ

Аржанникова А.В.[1,2], Аржанников С.Г.[1], Чеботарев А.А.[1], Трифонов В.Г.[2], Соколов С.А.[2]
arzhan@crust.irk.ru
[1] Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия
[2] Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Последний этап формирования новейшей структуры Байкало-Монгольского региона начался 5±3 млн. лет назад и связан с продвижением на север деформаций сжатия от Индо-Азиатской коллизии [1-6 и др.]. Саяно-Тувинское нагорье является самым северным коллизионным рельефом Центральной Азии, сформировавшемся на границе с Сибирской платформой. Общее поднятие этой территории началось еще до коллизионного сжатия, вследствие влияния мантийных аномалий, интерпретируемых как астеносферный диапир или внутримантийный плюм [7-10]. На фоне общего воздымания, начиная с плиоцена, происходят дифференцированные движения, формирующие отдельные горные хребты и межгорные впадины, а также сдвиговые деформации [11, 12]. Вопрос о том, как распределяются деформации на границе с Сибирской платформой, и с какой скоростью смещаются блоки в пределах Саяно-Тувинского нагорья недостаточно освещен. Если плиоценовое время начала активизации вертикальных блоковых деформаций Саяно-Тувинского нагорья было установлено с помощью седиментологических, геохронологических и морфоструктурных методов [3-6, 11, 13, 14 и др.], то вопрос о начале горизонтальных перемещений блоков до сих пор остается открытым. Этот район также имеет недостаток данных GPS-геодезии и остается белым пятном на карте скоростей современных деформаций. В нашей работе мы рассчитали скорости смещения и время начала активизации трех разломов: Эрзино-Агардагского, Саяно-Тувинского и Каахемского, которые являются фрагментами крупных сдвиговых разломных систем, рассекающих все Саяно-Тувинское нагорье до границы с Сибирской платформой. Оценка скоростей смещения и времени начала активизации крупных сдвиговых разломных зон позволила оценить вклад горизонтальных перемещений в деформирование коры на плиоцен-четвертичном этапе и дополнить кинематическую модель развития самого северного горного рельефа Центральной Азии, ассоциированного с Индо-Азиатской коллизией. Работы выполнены на средства Российского научного фонда в рамках проекта № 22-17-00049.

Литература

1. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. 189. P. 419–426.
2. Petit C., Déverchère J., Houdry F., San'kov V.A., Melnikova V.I., and Delvaux D.F. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications // Tectonics. 1996. 15. P. 1171–1191.
3. Jolivet M., Ritz J.-F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Chauvet A., Sue C., Arnaud, N., De Vicente R., Arzhanikova A., Arzhanikov S. Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // Geology. 2007. 35. 10. P. 871–874.
4. Vassallo R., Ritz J-F., Braucher R., Jolivet M., Carretier S., Larroque C., Chauvet A., Sue C., Todbileg M., Bourles D., Arzhannikova A. and Arzhannikov S. Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia // Tectonics. 2007. 26. TC5013. P. 1-24.
5. De Grave J., Van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B. Glorie S. Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region // Radiation Measurements. 2008. 43. P. 38-42.
6. De Grave J., De Pelsmaeker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van Den Haute P. Meso-Cenozoic building of the Northern Central Asian

Orogenic Belt: Thermotectonic history of the Tuva Region // Tectonophysics. 2014. 621. P.44-59.
7. Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian–Siberian mountainous province // Journal of Geodynamics. 1990. 11. P. 327–342.
8. Windley B.F., Allen M.B. Mongolia plateau: evidence for a late Cenozoic mantle plume beneath central Asia // Geology. 1993. 21. P. 295–298.
9. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская–кайнозойская вулканическая провинция Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. 5. С. 41–67.
10. Трифонов В. Г., Соколов С. Ю., Соколов С. А., Мазнев С. В., Юшин К. И., Demberel S. Хангайский внутримантийный плюм (Монголия): 3d модель, влияние на кайнозойскую тектонику и сравнительный анализ // Геотектоника. 2023. 6. С. 94-129.
11. Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука. 1965. 166 с.
12. Селиванов Е.И. Неотектоника и геоморфология Монгольской народной республики. М.: Недра. 1972. 296 с.
13. Зятькова Л.К. Новейшая тектоника Западного Саяна. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1973. 175 с.
14. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя: (Южная Сибирь и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 2000. 288 с.

ИЗУЧЕНИЕ МЕТОДОМ ВИДЕОТЕПЛОВИЗИОННОЙ ГЕНЕРАЛИЗАЦИИ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ УРАЛЬСКОГО ОРОГЕНА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ПЛАТФОРМЫ

Аухатов Я.Г.
yan-89178823520@yandex.ru
ООО «Центр совершенствования методов разработки нефтяных месторождений» при АН РТ, г. Казань, Россия

Современное разломно-блоковое строение Урала отличается чрезвычайной сложностью, поскольку является результатом многочисленных тектонических активизаций земной коры за всю ее историю формирования. Существует множество различных представлений о тектоническом строении, неотектонике, геодинамической активности различных частей Урала, основывающихся на материалах геолого-геофизических и других методов. При этом, на наш взгляд, недостаточно учитываются данные дистанционных исследований, которые позволяют проводить более масштабные современные тектонические реконструкции. В качестве примера можно привести методы тепловизионной генерализации – это способ математических преобразований исходных тепловизионных изображений в цифровые объемные модели поля теплового излучения с целью выявления неоднородностей этих полей, отвечающих реальным геологическим неоднородностям в недрах [3].

Особенностью комплекса, позволяющего от картирования излучения с поверхности Земли перейти к глубинной цифровой модели поля теплового излучения, является общепринятое в геофизике представление, что чем крупнее неоднородности по площади, тем глубже они расположены, но отображение их становится все более обобщенным. Пошагово усредняя данные, можно проследить положение границ между неоднородностями на глубину в виде блоков. В отношении поля теплового излучения идея метода принадлежит доктору технических наук, профессору Р.Д. Мухамедярову[3].



Рисунок 1 – Разломно-блоковая структура Среднего и Южного Урала и прилегающей территории платформы на глубине 13500м, полученная по снимку Modis. Масштаб 1:500000

Качественно новые возможности по совместной интерпретации кинематических и динамических параметров тепловизионных космических снимков открывают современные компьютерные технологии обработки и интерпретации тепловизионных данных, полученных по технологии Метода видеотепловизионной генерализации Мухамедярова (МВТГМ).

На Урале орогенические движения начались в плиоцене, а в настоящее время Урал представляет собой активный внутриконтинентальный ороген, формирующийся в условиях общего СЗ–ЮВ сжатия [2].

В тепловизионном поле выделяются блоки разных размеров в зависимости геотектонической истории и глубины залегания (рисунок 1). Прослеживая изменения размеров и их положения можно проследить заложение авлокогенов, клинодислокаций, а также наложенных прогибов и рифов [1] в восточной окраине Восточно-Европейской платформы.

Литература

1. Аминев И.М., Аухатов Я.Г., Мухамедяров Р.Д. Объемные портреты Шихан–Бельской впадины // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы и доклады 11-й Межрегиональной науч.-практ. конф., посвящ. 65-летию Института геологии УНЦ РАН, г. Уфа, 17–19 мая 2016 г. Уфа: ДизайнПресс. 2016. С. 3–5.
2. Иванов К.С., Пучков В.Н. Поперечная (субширотная) зональность Южного Урала: причины и время возникновения // Доклады Российской академии наук. 2022. Т. 504. № 2. С. 134-139.
3. Мухамедяров Р.Д. Метод видеотепловизионной генерализации и полупрозрачность глубинных структур земли // Материалы междунар. науч.-практ. конф. «Инновации и технологии в разведке, добыче и переработке нефти и газа». Казань: Фэн. 2010. С. 312–317.

СОВРЕМЕННЫЕ НАДВИГОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Аухатов Я.Г.
yan-89178823520@yandex.ru
ООО «Центр совершенствования методов разработки нефтяных месторождений» при АН РТ, г. Казань, Россия

В ходе эксплуатационного разбуривания Среднеобской группы месторождений Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции автором были обобщены причины аварий со срезанием и смятием обсадных колонн. Было установлено, что глубины срезания и смятия колонн приурочены к интервалам отложений люлинворской, березовской и баженовской свит [1]. При бурении возникали осложнения в виде сужений ствола скважины, затяжек, посадок бурильных труб и обвального выноса шлама. Анализ разрезов этих свит, развитие в них диапиров, а также сейсмические материалы дали возможность автору рассматривать надвиговые движения причиной деформирования обсадных колонн.

В пределах Северного Кавказа отмечена приуроченность смятия обсадных колонн к зонам надвигов [4]. Мощность зоны разрыва, сопряженная с надвигом, достигает несколько десятков метров. Кроме того, отмечены нарушения обсадной колонны в поднадвиговой зоне, к которой приурочены эпицентры современных землетрясений.

Терско-Сунженская нефтегазоносная область является регионом с высокой современной сейсмической активностью. В данном районе пробурено более 15 тыс. скважин различного назначения [4]. Зафиксированы порядка 3 тыс. случаев повреждений обсадных колонн.

На площадях ПО «Грознефть» проанализировано более 100 смятий обсадных колонн [3], при этом 45 смятий произошли на коротких участках (0,5–1,5 м) на всех площадях в одних и тех же интервалах (переходная зона от чокракских к верхнемайкопским отложениям и ниже этой зоны). В процессе бурения скважин в указанных интервалах возникали осложнения в виде сужений, затяжек, посадок бурильных труб. В результате надвиговых движений в переходной зоне наблюдается трещиноватость, перемятость, наличие тектонических разрывов, расслаивание, пластичность и текучесть.

Ряд крупных ученых с сейсмической активностью связывают продуцирование и накопление нефтяных углеводородов [2, 4, 5].

Литература

1. Аухатов Я.Г. Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазодобывающих районах// Перспективные направления, методы и технологии комплексного изучения нефтегазоносности недр. Тез. докл. 15 Губкинских чтений. М. 1999. С. 9.
2. Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Сейсмотектоника и нефтенакопление // Вестник Академии наук РБ. 2008. Т. 13. № 2. С. 12-20.
3. 3.Касьянова Н.А. Результаты изучения современной геодинамики Терско-Сунженской нефтегазоносной зоны по данным деформированности стволов скважин // Общая и региональная геология морей и океанов, геологическое картирование. Экспресс-информация. Вып. 5. М.: Геоинформмарк. 1994. С. 1-8.
4. Керимов М.А., Гайсумов М.Я., Ахматханов Р.С. Сейсмичность и техногенные аварии на объектах нефтяной промышленности Чеченской Республики // Вестник ТГУ. 2012. Т. 17. Вып. 3. С. 1026-2020.
5. Черский И.В., Царев В.П., Сороко Т.И., Кузнецов О.Л. Влияние тектоно-сейсмических процессов на образование и накопление углеводородов / Отв. ред. А.А. Трофимук. Новосибирск: Наука. 1985. 223 с.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМАЦИОННОЕ СОСТОЯНИЕ И СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: РОЛЬ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Буслов М.М.
buslov@igm.nsc.ru
Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В настоящее время получены обширные геофизические и геолого-геохронологические данные, которые детально характеризуют результаты дальнего воздействия кайнозойской Индо-Евразийской коллизии на территорию Центральной Азии. Установлено, что формирование кайнозойской структуры Памира, Тянь-Шаня, Алтае-Саянского региона и Забайкалья происходило в результате передачи деформаций от Индо-Евразиатской коллизии на дальние расстояния по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов, расположенных среди палеозойско-мезозойских складчатых зон [1-4]. В результате сжатия складчатые зоны перерастают в горные системы, а микроконтиненты вначале служат фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Иссик-Кульского и др.), затем могут быть вовлечены в поднятие, как это произошло с Иссык-Кульским микроконтинентом. Индийский континент после продолжительного скольжения вдоль границы с Евразией столкнулся с ней в конце эоцена и за 35 млн. лет был вдавлен внутрь на расстояние более 900 км, а его фронтальная часть по данным томографии погрузилась на расстояние более чем 1500 км и наблюдается под Таримом [5]. Этими параметрами определяется колоссальная мощность коллизионного воздействия Индо-Евразийской коллизии на континентальную литосферу Центральной Азии.

В неоген – четвертичное время на формирование структуры и геодинамики Тянь-Шаня действовали два фактора: надвигание Памира и поддвигание Таримской плиты (рисунок 1).

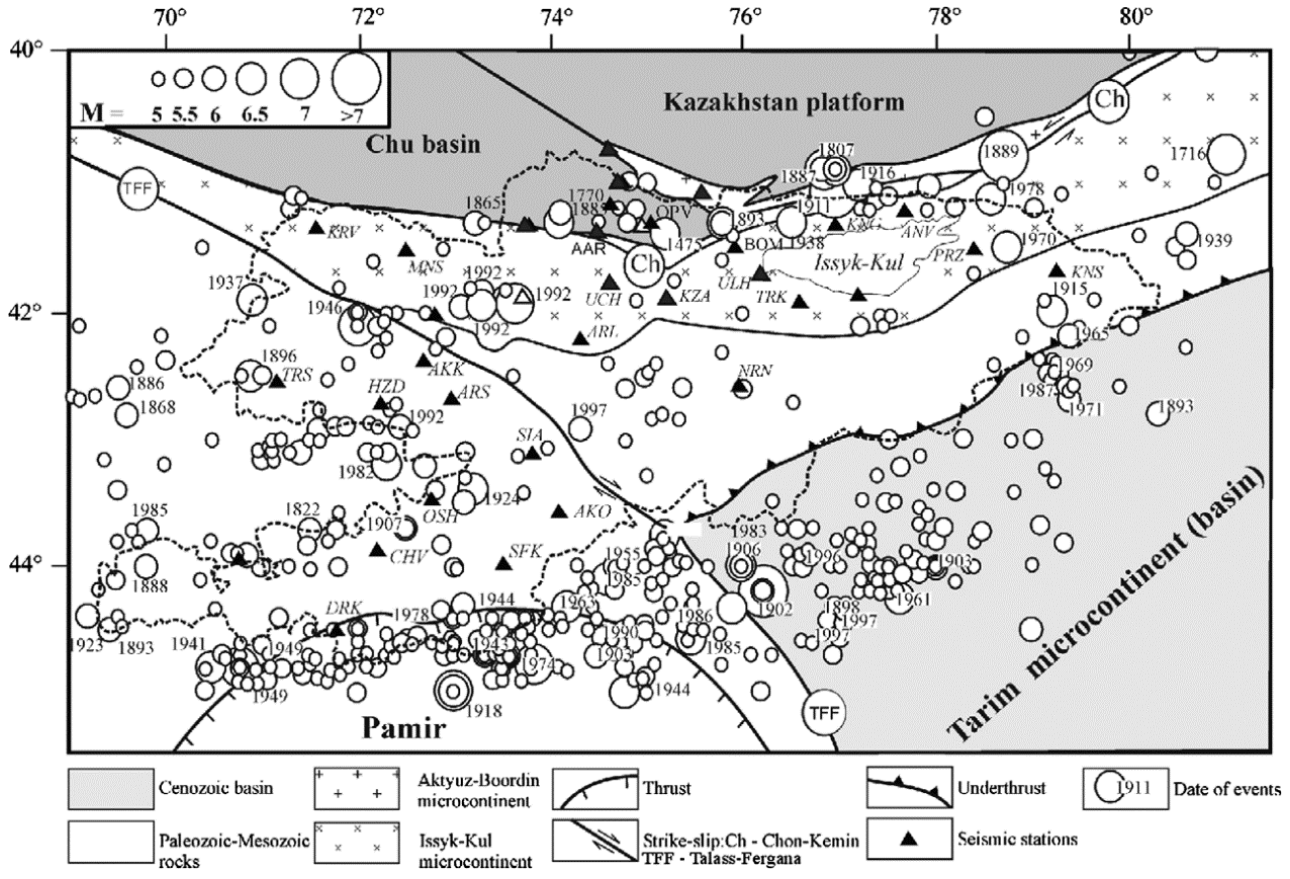


Рисунок 1 – Неотектоническая схема Тянь-Шаня с расположением эпицентров крупных землетрясений с магнитудой M≥5 [6]

Они создали различные структурно-геодинамические провинции, разделенные зоной Таласо-Ферганского разлома. На Памире и Западном Тянь-Шане, находившимся вблизи давления Пенджабского “индентора”, деформации проявились в форме сдвиго-надвигов, надвигов и складок северо-западной вергентности. Восточнее Таласо-Ферганского правостороннего сдвига общее северное направление сжатия со стороны Тарима вызвало поднятие Тянь-Шаня преимущественно по надвигам и сдвиго-надвигам северной и северо-восточной вергентности. В плиоцен-четвертичное время деформации проявились в форме сдвигов и сдвиго-надвигов к северо-востоку от Тянь-Шаня и сконцентрировались в Алтае-Саянской горной области по обрамлению Тувино-Монгольского микроконтинента (рисунок 2).

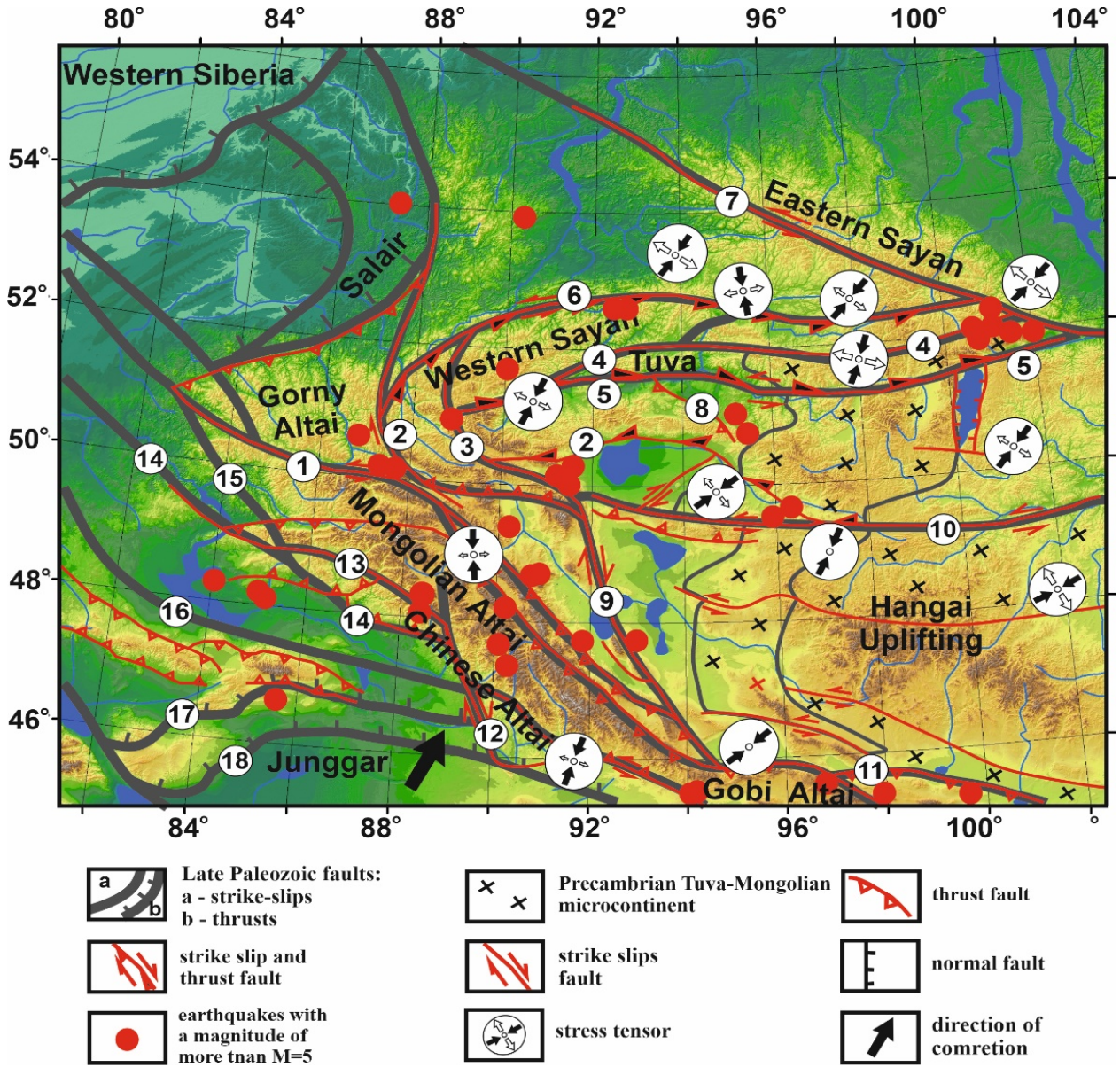


Рисунок 2 – Неотектоническая схема Алтае-Саяна с расположением активированных позднепалеозойских разломов и эпицентров крупных землетрясений с магнитудой M≥5 [15]

Киргизский Тянь-Шань и Алтае-Саянский регион показывают особый режим литосферной деформации, включающий как литосферное сгибание (волнообразное складкообразование), так и образование разломов в верхней коре [7]. Геологические и термохронологические исследования показывают, что после складкообразования начинают реактивировать региональные разломы, происходит быстрый рост горный систем, который

сопровождается активной сейсмичностью. Скорость горообразования стала наиболее высокой начиная с позднего кайнозоя, когда деформации от коллизионного давления Индии дошли до крупных упоров Тувино-Монгольского микроктинента и Сибирского кратона. Обширное горообразование Центральной Азии отчетливо фиксируется по трековому датированию апатита (последние 6 млн лет) и образованию плиоцен-четвертичных моласс в межгорных впадинах[6-14].

В работе [15] сделан анализ результатов реконструкций полей напряжений и тектонических деформаций в зонах активных разломов Монгольского и Гобийского Алтая, Северо-западной Монголии, Хангайского поднятия, Западных и Восточных Саян, Байкальской активной зоны (рисунок 1). Показано, что деформации связаны с генеральным северо-северо-восточным коллизионным сжатием концентрируются по периферии Хангайского свода. При этом максимальное сжатие сосредоточено на ее западной и южной границах, формируя, соответственно, право- и левосторонние транспрессивные структуры Монгольского и Гобийского Алтая. Относительная жесткость Хангайского свода, обусловлена формированием на месте докембрийского Тувино-Монгольского микроконтинента.

Региональные разломы по-разному отреагировали на проявление общего север-северо-восточного сжатия. Большинство зон разломов или их сегментов, ориентированных под углом к сжатию, активизировались с проявлением сдвиговой и сдвигово-надвиговой компонент (Горный Алтай, Восточные и Западные Саяны). Зоны разломов, ориентированные к сжатию перпендикулярно, были активизированы как надвиги (Монгольский Алтай, Гоби Алтай, Тува).

Крупные землетрясения с магнитудой M> 5 (рисунок 2) на территории южной Сибири и Монголии локализуются как в зонах региональных разломов, так и по обрамлению жестких структур Сибирского кратона и Тувино-Монгольского микроконтинента. При этом наибольшая их концентрация наблюдается в зонах торцового сочленения древних разломных структур. К числу подобных структур относятся зоны сочленения Кузнецкого и Северо-Саянского позднепалеозойских разломов на Горном Алтае, Предалтайского и Северо-Хангайского разломов в северо-западной Монголии (район оз.Уб-Зунур), Шапшальского и Саяно-Тувинского разломов на юго-западе Западного Саяна и Северо-Саянского и Главного Саянского разломов Восточных Саянах (к северу от оз.Хубсугул). Локализация крупных землетрясений в Восточных Саянах характеризуется также совмещением разломных зон по обрамлению таких крупных тектонических структур как Сибирский кратон и Тувино-Монгольский микроконтинент. Следует отметить, что южнее крупные землетрясения локализуются по обрамлению “жесткой” структуры Тувино-Монгольского микроконтинента, нарушенного позднепалеозойскими региональными разломами в Туве (Мондинский разлом), Центральной Монголии (Северо-Хангайский разлом) и Гоби Алтае (Гоби-Алтайский разлом). Только небольшая часть крупных землетрясений локализуется в Монгольском Алтае, где в результате регионального сжатия позднепалеозойские разломы реактивированы преимущественно как надвиги.

Для Тянь-Шаня также выявлена закономерность локализации крупных землетрясений с магнитудой M> 6 в сочленениях разломных зонах и особенно по обрамлению Иссык-Кульского докембрийского микроконтинента (рисунок 2) [8].

Таким образом, в результате реактивации неоднородной земной коры Центральной Азии, связанной с дальним воздействием Индо-Евразийской коллизии, проявилась высокая сейсмичность, которая сконцентрирована, преимущественно, в зонах торцовых сочленений региональных разломных зон и по обрамлению гомогенных “жестких” докембрийских континентальных блоков. Выявленные закономерности реактивации неоднородной земной коры Центральной Азии позволяют целенаправленно проводить научные исследования, в том числе моделирование сейсмических процессов и рисков.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 22-17-00038 «Тектоническая эволюция земной коры Центральной Азии в мезозое и ее влияние на горообразование и формирование осадочных бассейнов»).

Литература

1. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // International Geol. Rev., 1996. V. 38. P. 430-466.
2. De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India –Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan Journal of Sciences. 2004. V. 21, Issue 41 (special issue), P. 121-122.
3. Buslov M.M, De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonic and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29, pp. 205-214.
4. De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India – Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan Journal of Sciences. 2004. V. 21, Issue 41 (special issue), P. 121-122.
5. Забелина И.В., Кулаков И.Ю., Буслов М.М. Выявление глубинных механизмов горообразования Киргизского Тянь-Шаня по результатам сейсмической томографии // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 7. С. 906-920.
6. Buslov, M.M., De Grave, J., Bataleva, E.A., Batalev, V.Y., 2007. Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan Mountains: synthesis of geological, thermochronological and geophysical data. Journal of Asian Earth Sciences, 29, 205-214. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.07.001.
7. Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282. P. 1–38.
8. Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1245-1255.
9. De Grave, J., Glorie, S., Ryabinin, A., Zhimulev, F., Buslov, M.M., Izmer, A., Elburg, M.,Vanhaecke, F., Van den haute, P., 2012. Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: constraints from multimethod thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin // J. Asian Earth Sci. 44, 149-168.
10. De Grave, J., De Pelsmaeker, E., Zhimulev, F.I., Glorie, S., Buslov, M.M., Van den Haute, P., 2014. Meso-Cenozoic building of the northern central Asian orogenic belt: thermotectonic history of the Tuva region // Tectonophysics, 621, 44-59.
11. Gillespie, J., Glorie, S., Jepson, G., Zhang, Z.Y., Xiao, W.J., Dani_sík, M., Collins, A.S., 2017. Differential exhumation and crustal tilting in the easternmost Tianshan (Xinjiang, China), revealed by low-temperature thermochronology // Tectonics, 36, 2142-2158.
12. Glorie, S. and De Grave, J., 2016. Exhuming the Meso-Cenozoic Kyrgyz Tianshan and Siberian Altai-Sayan: a review based on low-temperature thermochronology // Geoscience Frontiers, 7 , 155-170.
13. Jolivet, M., Ritz, J.F., Vassallo, R., Larroque, C., Braucher, R., Todbileg, M., Chauvet, A., Sue, C., Arnaud, N., De Vicente, R., Arzhanikova, A., Arzhanikov, S., 2007. Mongolian summits: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // Geology, 35, 871-874.
14. Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., San'kov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L.,Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V., 2009. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fi ssion track thermochronology // Tectonics, 28, TC3008.
15. Buslov M.M., Imaeva L.P. Neotectonics of the Altai-Sayan Mountains and reactivation of regional faults controlling seismicity // Earth Science Frontiers. 2021. V. 28 (5). P. 301-319.

ВЕРХНЕМАНТИЙНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ В ТЕРСКО-КАСПИЙСКОМ ПРОГИБЕ

Габсатарова И.П.
ira@gsras.ru
Единая геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия

В Альпийско-Гималайском сейсмоактивном поясе известны зоны проявления мантийной сейсмичности. Терско-Сунженская зона в Терско-Каспийском передовом прогибе является одним из таких участков, где природа заглубленных очагов землетрясений здесь до сих пор не имеет однозначного объяснения. Зона проявления заглубленных очагов (70 км≤h≤170 км) в центральной части Терско-Каспийского прогиба последние годы является предметом детального исследования в ФИЦ ЕГС РАН.

Отличительной особенностью Терско-Сунженской зоны от других зон глубокофокусных землетрясений Альпийско-Гималайского пояса является проявление относительно слабых (M=2–4.5) землетрясений, регистрация которых длительное время находилась за пределом чувствительности редкой сети сейсмических станций. В период современных наблюдений установлено, что распределение числа землетрясений с коровыми глубинами и глубинами в переходном слое во времени находится в противофазе – затишью в ряду сильных коровых землетрясений соответствует относительная активизация глубоких очагов.

Самое значительное из заглубленных землетрясение – 12 октября 2006 г. с M=4.5, mb=4.6 по данным бюллетеня ISC имело глубину h=164 *км,* (определено с использованием глубинных фаз pP и sP h*=156±4 км). За период 2014–2023 гг. зарегистрировано 264 землетрясения с h=70–170 км. Рассчитанные механизмы очагов землетрясений этой зоны за период 2000–2018 гг. с использованием знаков первого движения в P-волне. Они представлены в большей части сбросами, в отличие от «коровых» землетрясений – в виде взбросов, что отвечает общему коллизионному тектоническому плану .

Согласно работам [1, 2] природа зоны заглубленных очагов в переходном к верхней мантии зоне вытекает из характерных особенностей глубинной структуры Терско-Каспийского прогиба – подъем верхней мантии, который является показателем так называемой «возбужденной мантии», сопровождающейся интенсивной миграционной способностью флюидов, что в целом выражается в высокой геодинамической активности региона.

Литература

1. Павленкова Г.А. Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное–Бакуриани и Волгоград-Нахичевань (результаты переинтерпретации первичных данных) // Физика Земли. 2012. № 5. С. 16–25.
2. Гайсумов М.Я., Бадаев С.В. Глубинное строение Терско-Каспийского прогиба по геофизическим данным // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа / Под ред. И.А. Керимова, В.Б. Заалишвили, В.И. Черкашина. Т. VIII. М.: ИИЕТ РАН. 2018. С. 252–260.

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

Габсатарова И.П.
ira@gsras.ru
Единая геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия

Регион Северный Кавказ в тектоническом отношении объединяет различные структуры: ороген Большого Кавказа, простирающийся с востока на запад и занимающий примерно треть территории региона, значительные по площади Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский краевые прогибы, структуры Скифской платформы и ее сочленения с южной частью Восточно-Европейской платформы.

Отличительной чертой геодинамики региона является преобладание напряжений субгоризонтального сжатия, в большей части в направлении вкрест простирания геологических структур Кавказа и, соответственно, типов движений в очаге в виде взбросов, что объясняется геодинамической обстановкой в зоне коллизии Аравийской и Евроазиатской плит [1].

Анализ механизмов очагов 185 землетрясений с K_P=9.0–12.9, рассчитанных в регионе по знакам первого движения в *P*-волне по программе FA А.В. Ландера [2] в период 2016–2022 гг. показал, что в 67% случаев наблюдался тип движения взброс; сбросы отмечены у 16% землетрясений, сдвиги – у 17%. Землетрясения, произошедшие в рассматриваемый период, вблизи очаговых зон известных сильных землетрясений имеют подобные механизмы. К таким можно отнести дуплет Домбайских землетрясений 26 марта и 28 мая 2013 г. с Ms=4.4 в области Чхалтинского 1963 г. с Ms=6.4; Черногорское I 12.12.2020 г. с *Mw*=4.8 и Черногорское землетрясения 28.07.1976 г. с *Mw*=6.2; повторяющиеся активизации в очаговой зоне Рачинского землетрясения 29.04.1991 г. с *Mw*=6.9 в 2006, 2009, 2024 годах.

Чистые сдвиговые движения проявились в очаговой зоне Восточно-Черноморского землетрясения 23 декабря 2012 г. с *Mw*=5.8 в Южно-Гудаутской флексурной зоне.

Механизмы очагов Терско-Сунженской зоны Терско-Каспийского передового прогиба с подкоровыми глубинами (h>70 км) в основном имеют сбросовый тип движения.

В [1] выявлена тесная пространственная, кинематическая связь между процессом формирования альпийской складчато-надвиговой тектонической структуры Большого Кавказа и современными смещениями элементов земной коры региона, выявляемыми по смещениям пунктов и станций GPS-измерений.

Литература

1. Лукк А.А., Шевченко В.И. Сейсмичность, тектоника и GPS-геодинамика Кавказа // Физика Земли. 2019. №. 4. С. 99–123.
2. Ландер А.В. Программа расчёта и графического представления механизмов очагов землетрясений по знакам первых вступлений *P*-волн (FA) / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2018662004 от 25 сентября 2018 г.

ХАРАКТЕРИСТИКИ СТРУКТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ, ПОЛУЧЕННЫХ С ПОМОЩЬЮ ФОТОГРАММЕТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

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

Получение точных данных о пространственном положении мелких структурных элементов природных массивов является важным направлением изучений в современной тектонофизике, т.к. от такого рода знаний напрямую зависит качество получаемых реконструкций локальных стресс-состояний, характеризующих действовавшие и возможные деформации природных объектов.

Методология работы. Первоочередной задачей является оценка масштаба и криволинейности объекта интереса. На обнажении выбирается участок с которого начинается фото-/видеосъёмка. Далее ведётся съёмка непрерывным маршрутом, причем перекрытие каждого снимка с последующим должно составлять более 20%. При оценке объекта следует обратить внимание на форму обнажения. Если обнажение имеет сложную геометрию, то необходимо проводить ручную съёмку территории, так как выпадение участка объекта интереса из области съемки приведет к появлению артефакта на финальной модели. Участки объекта, потерянные при съемке, достраиваются интерполяцией соседних точек («залечиваются» единым полигоном), что приводит к потере полезной информации. При съемке криволинейных объектов требуется аккуратная оператора и фиксация всех неоднородностей рельефа. Проведение съемки затрудняет наличие растительности, поэтому для исследования некоторых объектов лучше выбирать весеннее или осеннее время года.

Начиная с 2019 года вводятся постепенные ограничения использования МБПЛА. Для обеспечения регулируемой и санкционированной работы нужно соблюсти следующие требования: 1) необходима регистрация МБЛА на портале государственных услуг; 2) каждый полёт нужно согласовывать с органом администрации территории, где планируется производить полёт; 3) полётное задание нужно зарегистрировать и согласовать на сайте sppi.ivprf.ru.

На финальном этапе работы с фотограмметрической моделью следуют использовать сторонний софт, позволяющий производить пространственные измерения углов, азимутов падений. Таким программным обеспечением может стать Leapfrog Geo и 3D max.

Моделируемую по данным фотограмметрии трехмерную поверхность можно использовать для получения геометрических параметров разных структур (трещин, разрывов, складок, жил), данных об их мощности, параметрах залегания. Рекомендуется использование программного софта Leapfrog Geo/Viewer (LG). В предлагаемой методике пользователю необходимо загрузить в LG привязанную в пространстве 3D поверхность, далее по ней воспроизводить через инструмент «блины» видимые поверхности разрывов, трещин, жил.

Таким образом, для получения характеристик структурных измерений предложен инновационный подход, включающий в себя многоэтапную обработку фотографий, получаемых с помощью беспилотных летательных аппаратов.

Работа выполнена в рамках финансирования государственного задания ИФЗ РАН.

КОМПЛЕКСНЫЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

Гордеев Н.А., Сим Л.А., Молчанов А.Б., Малышкин Т.Е.
gord@ifz.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Горный Алтай является частью крупного Урало-Монгольского пояса и представляет собой сложный горно-складчатый комплекс. В связи с этим здесь происходят частые сейсмические события различной интенсивности, одно из таких событий стёрло с лица Земли поселение Бельтир и принесло разрушения в Кош-Агач. Событие такого уровня повлекло за собой многочисленные исследования геологов и геофизиков.

Авторами данного тезиса ведётся исследование новейшей тектоники Чуйско-Курайского региона, в ходе которого были полученные новые данные по напряженно-деформированному состоянию. Даны обновленные характеристики кинематики разрывных нарушений, локальные стресс-состояния (ЛСС) в зоне динамического влияния этих разрывов. Проведено сопоставление данных о НДС с сейсмичностью. Для нескольких точек наблюдения в Чаган-Узунском блоке и на окраинах крупных впадин (Чуйская и Курайская) даны ЛСС с положением осей напряжений и геодинамического типа напряженного состояния в зоне измерений. Проведено сопоставление с современными вертикальными движениями Земной коры, полученных с помощью интерферометрии.

Методы и результаты. В работе использованы следующие методы. Структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим [1] и его автоматизированная версия SimSGM [2, 3]. Метод катакластического анализа (МКА) Ю.Л. Ребецкого [1] и структурно-парагенетический метод дизъюнктивных смещений Л.М. Расцветаева [1]. Метод дифференциальной спутниковой радарной интерферометрии, основанная на данных со спутника «Sentinel». Снимки взяты за периоды апрель-май и сентябрь-октябрь.

Главным результатом данного исследования стало наличие согласованности данных о современных вертикальных движениях с выделяемыми тектоническими блоками. Так Чаган-Узунский блок выделился серией субширотных и субмеридиональных разрывов, по которым также удалось установить и новейшие напряжения с кинематикой. Вертикальные подвижки варьируют в пределах от первых см до 14 см в среднем и имеют как резкие, так и плавные градиенты в зонах динамического влияния выделяемых разрывов. В целом создавая довольно яркий рисунок на местоположениях разрывов. Также сейсмичность подчёркивает основные зоны развития разрывов. Анализ реконструкций палеонапряжений показал, что наблюдаемые структуры имеют квазиоднородное распределение испытываемых напряжений за достаточно длительный промежуток времени, т.к. в большинстве точек наблюдений имеют согласованность результатов с данными, основанными на результатах СГ метода, анализа сейсмичности и интерферометрии.

Таким образом, проведённый комплексный анализ показал, что на территории Горного Алтая в районе Чуйско-Курайской впадин как минимум на протяжении последних миллионов лет действуют квазиоднородные напряжения и структура горно-складчатого сооружения развивается последовательно, без каких-либо аномальных инверсий.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС. 2017. 234 с.
2. Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений Л.А. Сим // Геоинформатика. 2019. № 2. С. 25-33.
3. Молчанов А.Б., Гордеев Н.А. Автоматизация метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим с применением алгоритмов компьютерного зрения // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. № 18. Апатиты. 2021. С. 301–304. DOI: 10.31241/FNS.2021.18.056.

ОТРАЖЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ТУРЕЦКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ФЕВРАЛЕ 2023 г. НА ВРЕМЕННЫЕ РЯДЫ КООРДИНАТ БЛИЖАЙШИХ К ЭПИЦЕНТРАМ ПУНКТОВ ГНСС

Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Розенберг Н.К.
guseva@ifz.ru, ik@ifz.ru, annmok@ifz.ru, rosenna@ifz.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Применение методов космической геодезии в задачах современной геодинамики позволяет изучать не только поверхностные, но и глубинные геодинамические процессы на основе определений смещений земной поверхности. Одним из направлений научно-исследовательской работы лаборатории спутниковых методов изучения геофизических процессов ИФЗ РАН с 1991 г. является изучение движений и деформаций земной коры в районе Северного Кавказа и Крымского полуострова с помощью ГНСС (GPS/ГЛОНАСС) [1, 2]. Полученные в результате наблюдений и последующей обработки данные существенно восполняют пробелы в представлениях о современном развитии тектонических структур Альпийско-Гималайского складчатого пояса, частью которого является Северный Кавказ [3].

На рисунке 1 представлены основные тектонические структуры обрамляющие Кавказский регион, наиболее активная из которых — Аравийская плита. Ее поддвиг под южную часть Евразийской плиты, которую обрамляет Скифская плита, занимающая равнинные территории Крыма и Предкавказья, сформировал складчатые сооружения Большого Кавказа и Горного Крыма. Движение Аравийской плиты оказывает геодинамическое давление на Анатолийскую микроплиту, вызывая тем самым ее «вынужденное» перемещение на юго-запад. Сильнейшие за последние 100 лет землетрясения с Ms>7 в основном приурочены к границам плит, в том числе и два землетрясения с роем афтершоков, произошедших на территории Турции в феврале 2023 г. и повлекшие многочисленные жертвы среди населения. Эти события возникли на контакте Аравийской и Анатолийской плит по Восточно-Анатолийскому разлому, их магнитуды составили 7.8 и 7.6.

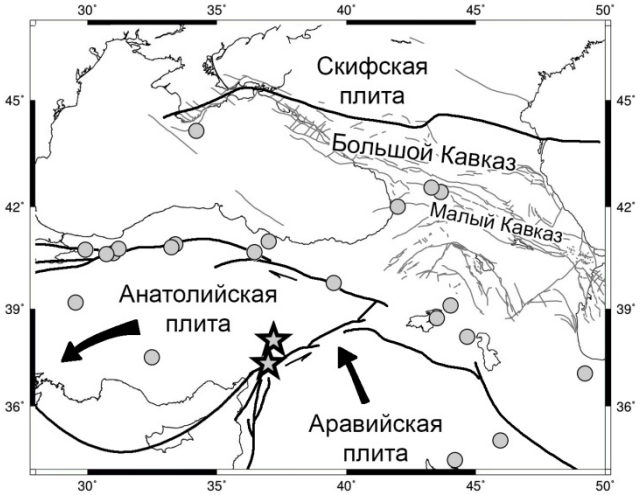


Рисунок 1 – Схема расположения плит, оконтуривающих Крымско-Северокавказский регион. Черными стрелками указаны направления движений Аравийской и Анатолийской плит. Кружками показаны эпицентры сильнейших землетрясений за последние 100 лет, звездочками — эпицентры двух сильнейших турецких землетрясений 06.02.2023 г.

Близость эпицентров турецких землетрясений к Крымско-Северокавказскому региону ставит вопрос о воздействии таких крупных сейсмических событий на окружающие геоструктуры, а, следовательно, на смещения пунктов постоянных и повторных наблюдений ГНСС.

Для анализа были использованы данные наблюдений с 16 пунктов IGS, максимально приближенных к эпицентральной зоне Турецких землетрясений и находящихся на расстоянии не более 1500 км от их эпицентров (рисунок 2). Для них из открытых баз данных (https://cddis.nasa.gov/, https://igs.bkg.bund.de/) были взяты данные в виде 396 суточных файлов с 1 августа 2022 г. по 31 августа 2023 г., чтобы охватить дату самых сильных землетрясений (6.02.2023 г.), за полгода до и полгода после сейсмического события. Обработка проводилась в программном комплексе BERNESE. Ошибки определения плановых координат пунктов в среднем составили 0.4 мм, вертикальной составляющей — 1.4 мм. На основе полученных геоцентрических и геодезических координат рассчитаны значения векторов смещения за полугодовой период до и после сейсмического события.

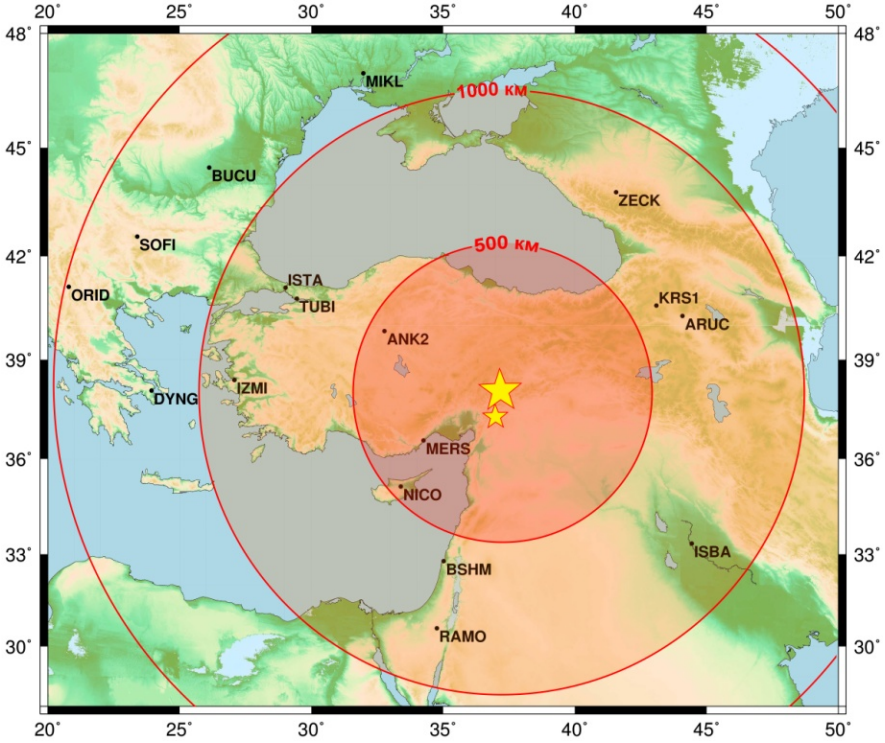


Рисунок 2 – Расположение пунктов IGS, использованных в анализе

Землетрясения вызвали заметное скачкообразное изменение главным образом плановых координат, в то время как на графике изменения вертикальной координаты в момент события смещения практически отсутствует. По усредненным данным за 7 дней до и после землетрясения для пункта MERS, ближайшего из обследованных и находящегося примерно в 250 км от эпицентров, зафиксировано смещение на север на 6 мм и смещение на запад на 19 мм (рисунок 3).

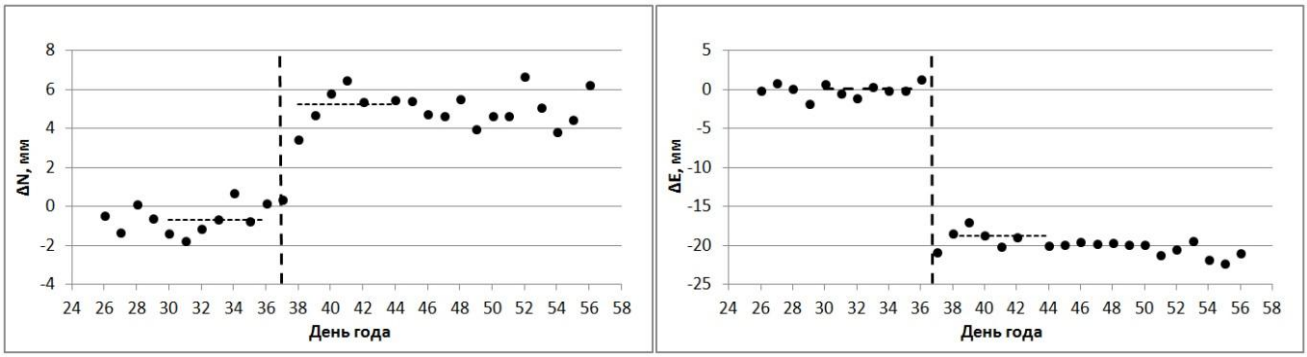


Рисунок 3 – Фрагмент временного ряда компонент плановых координат пункта MERS, соответствующий времени землетрясения (37-ой день года). Горизонтальными пунктирными линиями показаны усреднения координат до и после сейсмического события

На рисунке 4 приведены значения смещений для всех пунктов, использованных в анализе, без учета направления их смещения и независимо от их расположения относительно Восточно-Анатолийского разлома, по которому проходит граница Аравийской и Анатолийской плит. Прослеживается зависимость уменьшения полного вектора косейсмического смещения при удалении от эпицентров землетрясений от 20 мм у ближайшего пункта MERS до 2–3 мм у наиболее удаленных пунктов.

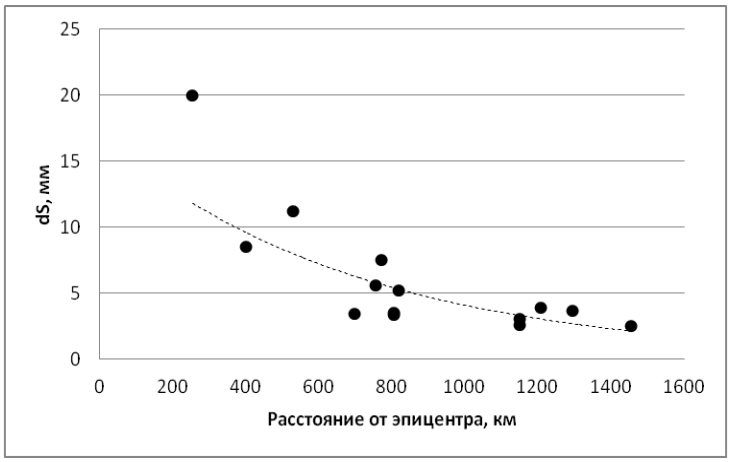


Рисунок 4 – Зависимость изменения модуля полного вектора косейсмического смещения пунктов при удалении от эпицентров землетрясений

Выявлена зависимость уменьшения косейсмических смещений земной коры при удалении от эпицентра землетрясения на расстоянии от 250 до 1500 км (рисунок 4).

Пункт на территории Зеленчукской астрономической обсерватории (ZECK), находящийся в центре интересующего нас региона и использующийся как опорный при расчете координат пунктов Северокавказской сети [2], также попадает в указанную зону (819 км от эпицентров). На его графиках временного хода обнаруживается скачкообразное смещение плановых координат, особенно заметное для северной компоненты, достигающее 3 мм. При анализе поведения полного вектора смещения во времени обнаруживается изменение характера движения пункта после сейсмического события (рисунок 5).

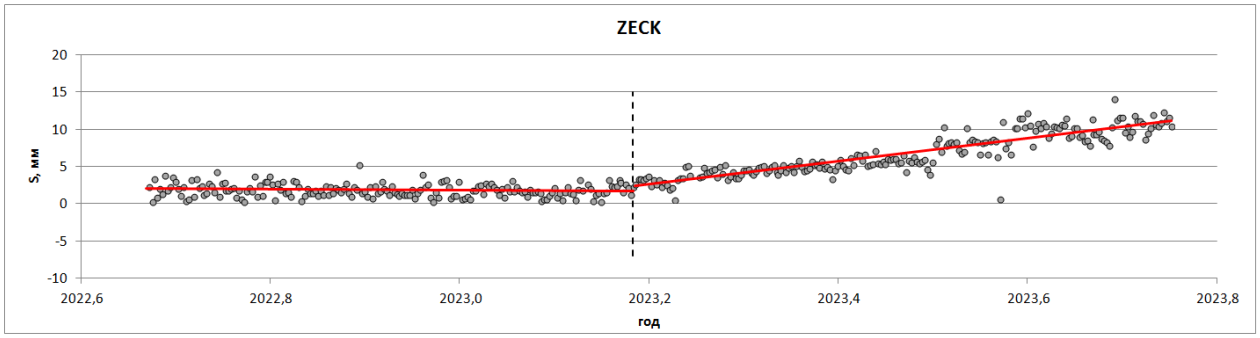


Рисунок 5 – Временной ряд полного вектора смещения пункта ZECK

Проведен детальный анализ сейсмического режима региона, предшествующего землетрясению в Турции, на основе данных каталога USGS. Анализ графика повторяемости показал, что представительная часть каталога для данного региона включает в себя события с магнитудами более 3.5. Исходя из этого, за год суммировались сейсмические события с M≥4. На графике (рисунок 6, а, б) показано распределение количества событий за каждый год на протяжении 43 лет.

Крупные события происходили с периодом около 10 лет сериями из 3-х сильных землетрясений. Приблизительно с 2006 г. события с Mw>7 происходят достаточно равномерно — раз в 3–4 года, для этого же периода наблюдается возрастание количества

сейсмических событий за год. Угловой коэффициент аппроксимирующей линейной функции за период 1981–2006 гг. составлял 1.8, с 2006 г. до начала 2023 г. он возрастает до 17. Помимо увеличения количества событий за год прослеживается уменьшение их средних глубин (рисунок 6, б), что может свидетельствовать о вероятной подготовке к землетрясению 2023 г., начавшейся приблизительно с 2006 г.

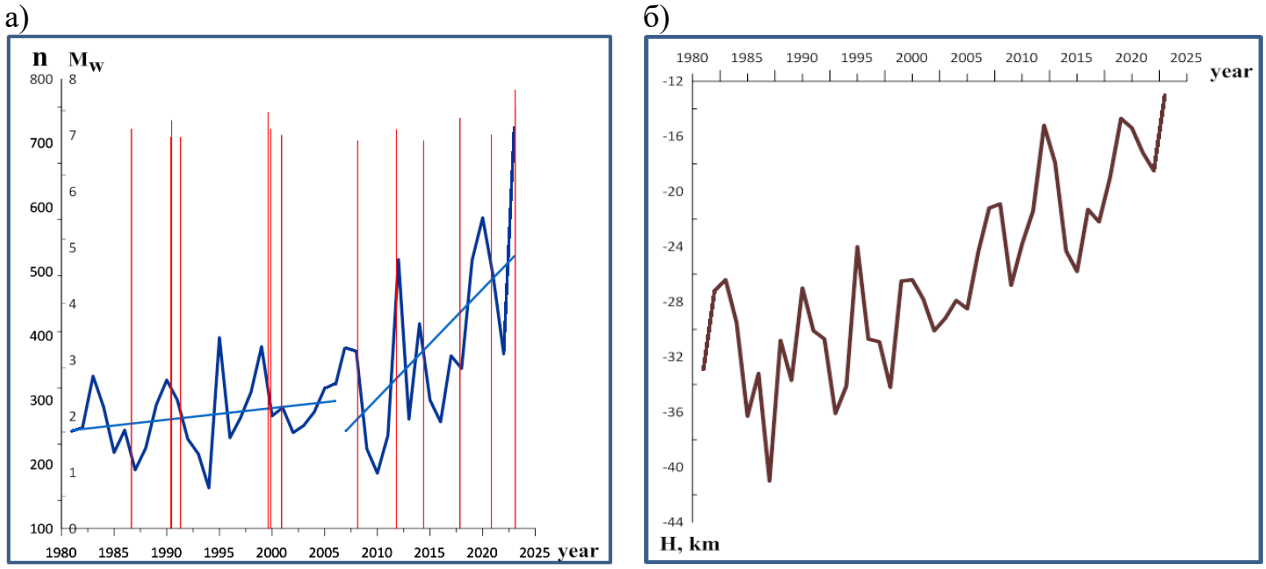


Рисунок 6: а) Среднегодовое количество сейсмических событий, красные вертикальные линии — землетрясения с Mw≥7; б) среднегодовые глубины землетрясений

Таким образом, продолжительность наблюдений ГНСС на Северном Кавказе совпала с периодом накопления напряжений, завершившимся двумя катастрофическими землетрясениями с роем афтершоков. В настоящее время можно ожидать изменений в геодинамическом и сейсмическом режимах смежных регионов. Для мониторинга последствий указанных сейсмических событий и изучения развития возможных сопутствующих процессов, которые могут проявиться со временем, необходимо продолжать спутниковые измерения на Кавказе, учитывая изменения координат и режима смещений опорных пунктов.

Литература

1. Reilinger R.E., Hamburger M.W., Prilepin M.T, Guseva T.V. Epoch Geodinamic GPS Measurement Across the Caucasus Collision zone (abstract). AGU. Fall Meeting. Program. Dec. 9–13. 1991. San-Francisco. California. 1991. 112 p.
2. Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мельник Г.Э., Мокрова А.Н., Передерин В.П., Передерин Ф.В., Розенберг Н.К. Сопоставление деформационного поля и сейсмического потока территорий Крыма и Северного Кавказа в зоне коллизии Евразийской и Аравийской литосферных плит // Мониторинг. Наука и технологии. Махачкала: ООО «Центр сопряженного мониторинга окружающей среды и природных ресурсов». 2023. № 1. С. 6-15.
3. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А., А Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э., Хамбургер М.У., Шемпелев А.Г., Юнга С.Л. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.

КРИТЕРИИ ОБНАРУЖЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СЪЕМОК АКТИВНЫМИ И ПАССИВНЫМИ СРЕДСТВАМИ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Малышкин Т.Е., Гордеев Н.А.
timyrmalyskin@gmail.com
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Высокоточная и достоверная идентификация разрывных нарушений земной поверхности является важной проблемой, так как необходима для планирования строительных работ, исследования месторождений полезных ископаемых и прогнозирования опасных геологических событий, включая землетрясения [1]. Одной из современных технологий, применяемых в этой области, является обработка данных космических снимков. Она позволяет точно определить объекты и явления на поверхности Земли. Кроме того, использование РСА при съемочных работах позволяет получить информацию о движении объекта с высокой точностью. В данной работе используются программные решения, основанные на открытых библиотеках Python. Для определения разрывов применяются методы автоматического анализа данных мультиспектральных и радиолокационных снимков. Результатом работы является метод дистанционной идентификации зон с возможным наличием разрывных нарушений.

Для выполнения исследования был выбран участок Горного Алтая из-за высокой сейсмической активности в этом районе, а также из-за того, что он хорошо изучен геологически и геофизически. Для достижения высокой точности определения разломных нарушений было решено использовать метод последовательных итераций, который включал в себя следующее:

1. Спектральный анализ данных с космического прибора «OLI-TIRS» на спутнике «Landsat-8/9». Эта система имеет 11 спектральных каналов, включающих видимый свет, ближний инфракрасный свет и коротковолновый инфракрасный свет, а также панхроматический диапазон волн. Пространственное разрешение составляет 30 метров на пиксель.
2. Анализ вертикальных смещений земной поверхности с использованием метода дифференциальной спутниковой радарной интерферометрии. В качестве съемочной системы была выбрана бортовая аппаратура на спутнике «Sentinel-1b», работающая в диапазоне С-диапазона (3.4-8 ГГц) электромагнитных волн. Пространственное разрешение составляет 10 метров на пиксель.

Была создана выборка, включающая космические снимки с спутников «Landsat-8/9» и «Sentinel-1b», которые были сделаны в период без снега при положительных среднесуточных температурах и отсутствии заметного растительного покрова (апрель-май, сентябрь-октябрь). Для исключения ошибок в дешифрировании объектов интереса были выбраны определенные критерии, которые были применены к исходным данным перед работой с данными пассивных сенсоров. Это включало предварительную обработку космических снимков, такую как геометрическая коррекция с использованием коэффициентов RPC-полинома и выравнивание гистограммы яркости. В результате серии экспериментов с различными сенсорами было установлено, что зоны разломов наиболее интенсивно отображаются в коротковолновом ИК-диапазоне. Затем была применена нормализация зафиксированного излучения и разработана функция растровой алгебры [2] - "Деформационный индекс".

$$Alt = \frac{SWIR1}{SWIR2}, \quad (1)$$

где SWIR1 - значение отраженного излучения в 1-м ближнем инфракрасном диапазоне (1.57-1.65 мкм); SWIR2 - во 2-м, соответственно (2.11-2.29 мкм). Диапазон числовых значений индекса, соответствующий нахождению разлома земной поверхности, соответствует от 1.5 до 2.5 включительно. В результате интерпретации значений и уточняющему дешифрированию композитных изображений в комбинации «естественные цвета», в первой итерации было

получено, что данному диапазону соответствуют обводненные участки, а также температурные аномалии, что косвенно указывает на наличие разрывов. Сравнение полученных данных с разрывной сетью ГИН РАН и цифровой моделью рельефа (параметр асимметричности долины) подтвердило данное предположение [3], результаты представлены на картосхеме ниже (рисунок 1).

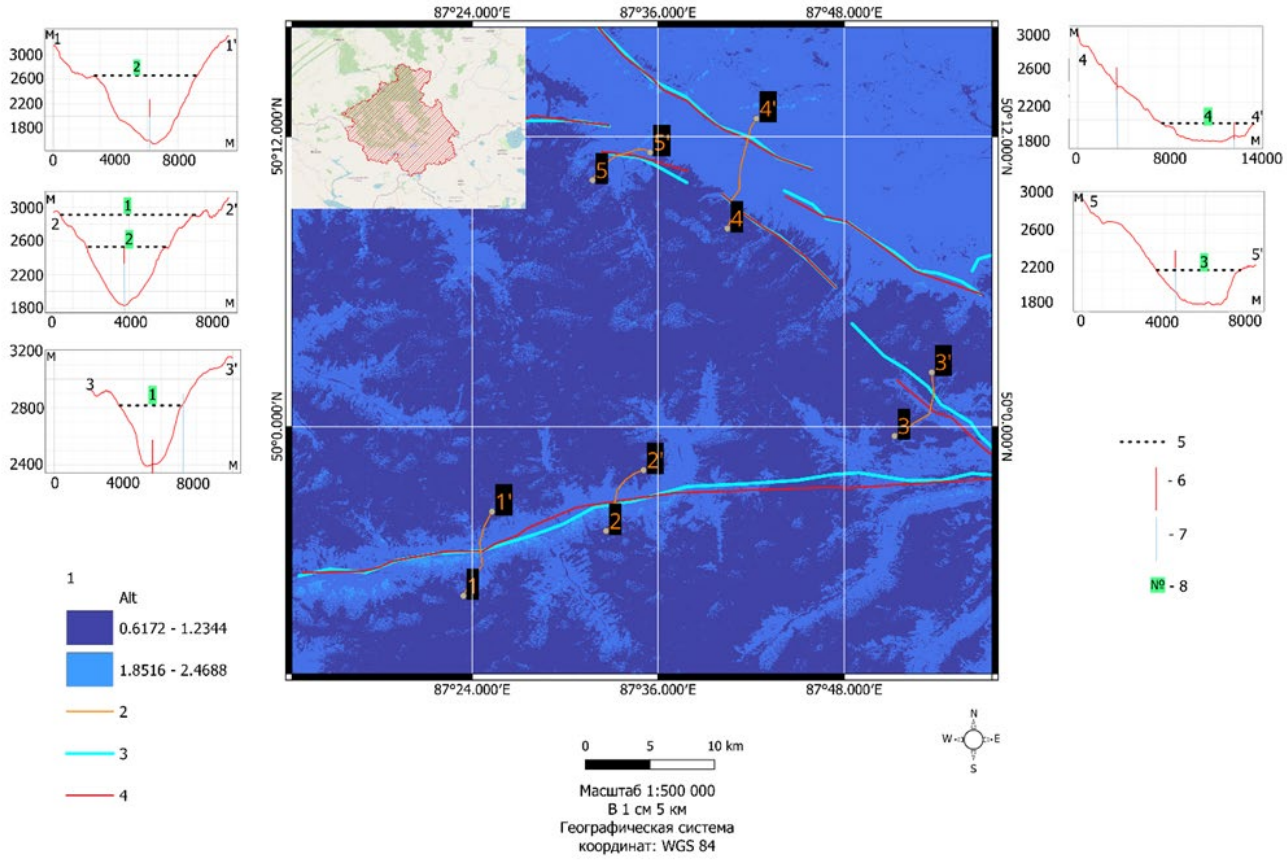


Рисунок 1 – Результат обработки снимка с КА «Landsat-8» с применением «Деформационного индекса». 1 – значения «Деформационного индекса»; 2 – линии построения профилей поперечных сечений долин; 3 – разрывные нарушения, дешифрированные с применением дистанционного метода; 4 – подтвержденные разрывные нарушения; 5 – поверхности выравнивания долин; 6 – положение подтвержденного разлома; 7 – положение разлома, полученное из анализа ДДЗ; 8 – ранг поверхности выравнивания.

Помимо обводнений и аномалий температуры, разрывы также могут быть обнаружены по резким градиентам вертикальных скоростей на участках земной поверхности. Для точного определения этого параметра используется метод дифференциальной радиолокационной интерферометрии с точностью до 1 мм. Интерферометрия – это метод, позволяющий определить высоту рельефа на основе фазовой информации двух съемок с использованием радарных данных [2]. Для этого требуется сделать две съемки одной и той же территории с некоторым пространственным сдвигом приемной антенны радиолокатора. Исходные данные получены из двухпроходной съемки с КА «Sentinel-1b» с разрешением 10 м/пикс. Обработка данных включает фильтрацию помех, извлечение разности фаз сигнала, геокодирование и вычисление вертикальных смещений земной поверхности. После второй итерации были уточнены области интенсивных вертикальных смещений, а восстановление линеаментов проводилось на основе равных скоростей, полученных из данных регрессии. Полученные результаты уточнили информацию от пассивных сканирующих систем и представлены на картосхеме ниже (рисунок 2).

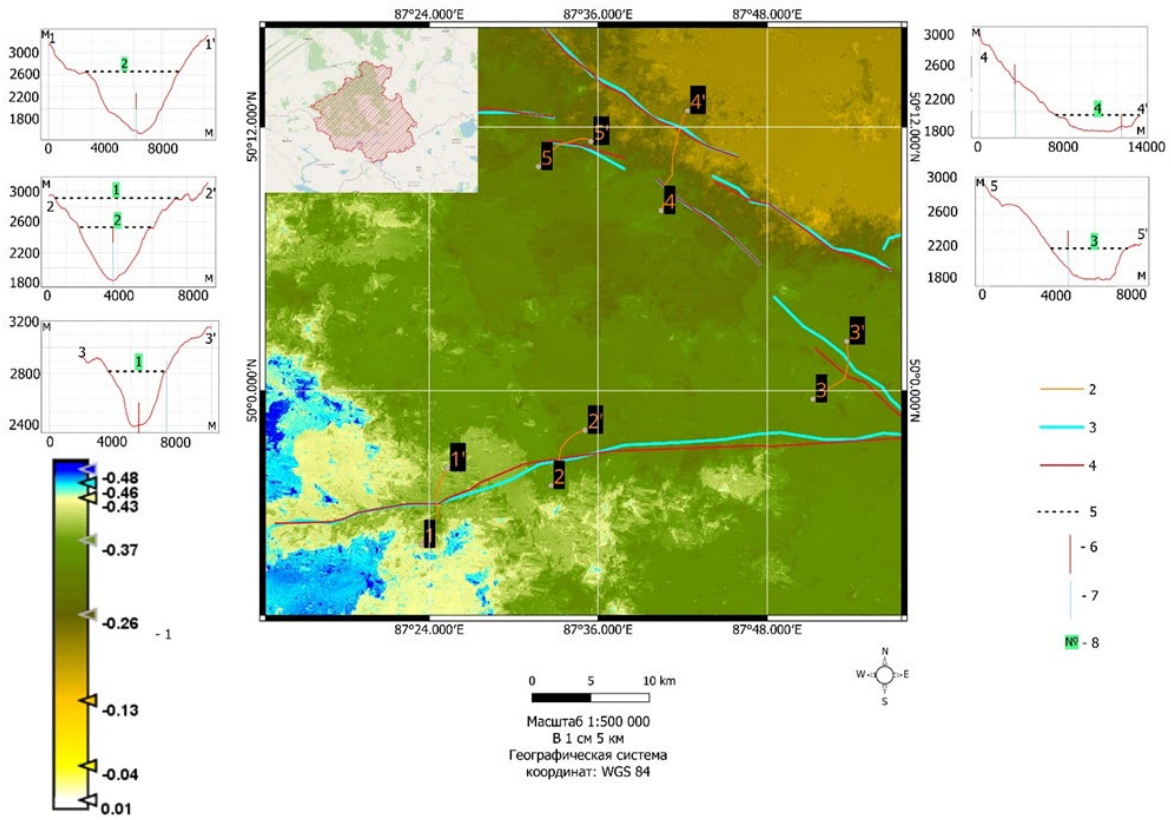


Рисунок 2 – Результат интерферометрической обработки данных радиолокационной съемки с КА «Sentinel-1b», июнь 2017 – июнь 2021 г. 1 – величина вертикальных смещений земной поверхности в м; 2 – линии построения профилей поперечных сечений долин; 3 – разрывные нарушения, дешифрированные с применением дистанционного метода; 4 – подтвержденные разрывные нарушения; 5 – поверхности выравнивания долин; 6 – положение подтвержденного разлома; 7 – положение разлома, полученное из анализа ДДЗ; 8 – ранг поверхности выравнивания.

В ходе экспериментов в районах Горного Алтая было установлено, что сочетание данных космических съемок с активных и пассивных сенсоров приводит к более точной идентификации разрывов в земной коре, чем использование только пассивных сенсоров (например, «Landsat-8/9»). Максимальная ошибка определения местоположения разлома составила 957 метров, а у 80% идентифицированных объектов погрешность была всего 15 метров.

Использование данных, полученных с помощью космической съемки среднего пространственного разрешения при помощи активных и пассивных сенсоров, позволяет точно определить региональные разрывы на земной поверхности. Для увеличения точности определения геологических структур требуются дополнительные эксперименты с более детальными данными от ДЗЗ, включая использование аэрофотосъемки и других летательных систем. Для подтверждения результатов, полученных удаленными методами, необходимы полевые исследования геологических структур на местности. Для проверки метода рекомендуется проводить работы в менее изученных геологических районах, например, Тянь-Шань, вместо уже хорошо изученного Горного Алтая. В будущем планируется использование технологий аэрофотосъемки и воздушного лазерного сканирования для более точной идентификации горизонтальных сдвигов на земной поверхности и изучения кинематических особенностей разломов.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

1. Молчанов А.Б., Гордеев Н.А. Автоматизация метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим с применением алгоритмов компьютерного зрения // Труды ФНС. Апатиты: Из-во ГИ КНЦ РАН. 2021. № 18. С. 301–304. DOI: 10.31241/FNS.2021.18.056.
2. Шовенгердт Р.А. Дистанционное зондирование. Модели и методы обработки изображений. М.: Техносфера. 2010. 560 с. ISBN: 978-5-94836-244-1.
3. Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. V. 14. P. 4489-4503.

СОГЛАСОВАНИЕ КАТАЛОГОВ СКОРОСТЕЙ ТРЕХ ГНСС СЕТЕЙ АЛТАЯ, САЯН, МОНГОЛИИ И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА ДЛЯ РАСЧЕТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕНЗОРА СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ЭТОЙ ТЕРРИТОРИИ

Мансуров А.Н.
sur98gdirc@gmail.com
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Высокоточные ГНСС наблюдения являются одним из стандартных способов изучения современной геотектоники. Расположение антенн ГНСС приемников на реперах геодезической сети позволяет измерять с точностью до одного миллиметра базовые линии длиной в сотни километров. Обработка измеренных длин базовых линий позволяет получить согласованные координаты реперов, а повторённые со временем измерения – рассчитать скорости движения, отражающие геотектонические явления [1].

Также, как и в случае классических геодезических наблюдений, для получения значений координат требуется начало отсчета – узлы сети с заранее известными координатами. Каждый набор координат и скоростей узлов, достаточно хороший, чтобы быть мировым стандартом, называется International Terrestrial Reference Frame – ITRF. Каждый раз, когда в исследовании тектоники утверждается, что некоторый блок земной коры движется в определенном направлении с определенной скоростью или вращается вокруг определенной точки, это имеет смысл только в контексте использованного ITRF (конкретного года ревизии и для конкретной плиты). Более того, так как в исследованиях тектоники обычно используются новейшие данные, в том числе и по реперам ITRF, обычно процедура обработки ГНСС данных допускает небольшую подгонку координат и скоростей ITRF [1]. Иногда исследователи при обработке ГНСС данных могут намеренно задавать желаемые значения скоростей отдельных реперов, что требует большой подгонки ITRF. Из-за этого даже каталоги скоростей, полученные в различных обработках с использованием одной и той же ITRF, не могут быть точно сопоставлены друг с другом.

Как правило, в исследованиях тектоники важны не точные координаты и скорости отдельных пунктов, а скорости движения одних пунктов относительно других, на основании чего можно оценивать деформации участков земной коры. Если использованный в исследовании каталог скоростей был получен в результате единой обработки ГНСС данных, то с этим не возникает проблем. Но если каталог получен компиляцией из результатов нескольких обработок, то в разность скоростей пунктов будет входить и разность скоростей использованных ITRF и их подгонок в результате каждой обработки.

Разность скоростей двух ITRF представляет собой нормированное на время собственное движение в трехмерном пространстве (начало координат находится в центре земного шара) – совокупность трехмерного вектора скорости параллельного переноса (translation) и трех угловых скоростей вращения (rotation) вокруг осей координат. Для устранения этой разности требуется ее вычислить и вычесть из одного из двух объединяемых каталогов. Такую задачу решает программа *velrot* из пакета *GAMIT/GLOBK* [2].

В данном докладе представлен результат объединения каталогов скоростей геодезических реперов трех ГНСС-сетей: Центрально-Азиатской (Научная станция РАН в г. Бишкеке) [3], Байкало-Монгольской (Институт земной коры СО РАН, Иркутск) [4] и Алтайской (Институт Нефтегазоносной Геологии и Геофизики СО РАН, Новосибирск) [5] (рис. 1).

Так как опубликованные в [4] и [5] каталоги не содержат ни пунктов, распределенных по всему земному шару, ни надежных оценок вертикальных скоростей, при подборе разности скоростей было разрешено только вращение, компоненты вектора параллельного переноса оставались равными нулю.

Результат объединения – согласованный каталог скоростей трех ГНСС сетей представлен на рисунке 2.

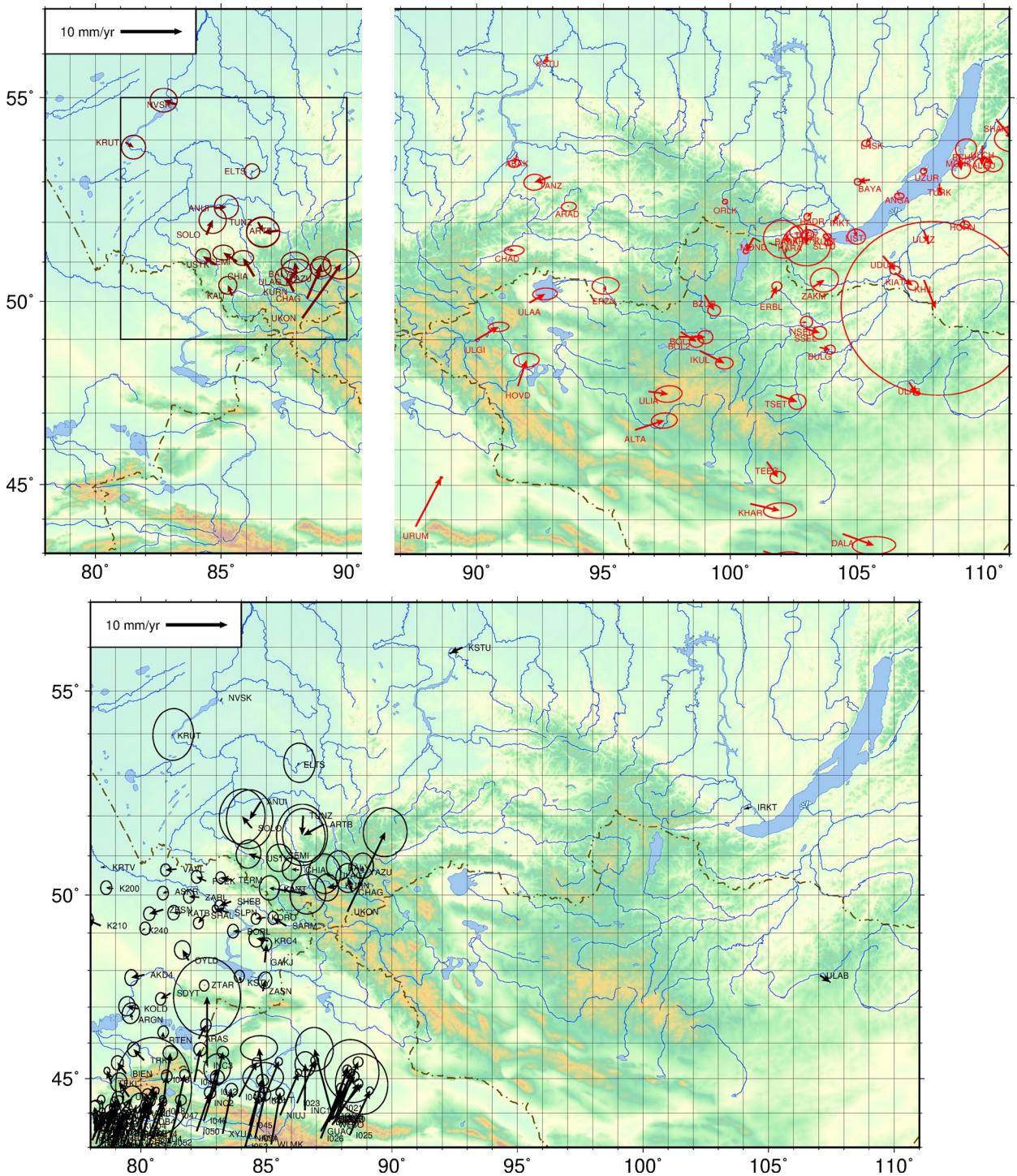


Рисунок 1 – Исходные данные – каталоги скоростей Алтайской (слева вверху), Байкало-Монгольской (справа вверху) и Центрально-Азиатской (внизу) ГНСС сетей

Для оценки распределения значений тензора скорости плоской деформации земной коры на основе полученного каталога скоростей выбран метод расчета, основанный на линейной части разложения функции зависимости скорости точки земной поверхности от ее радиус-вектора. Впервые такой подход был предложен в [6], на русском языке изложение использованной математической модели и методики опубликовано в [5].

Для расчета были выбраны реперы из объединенного каталога, для которых оцененное среднеквадратическое отклонение обоих горизонтальных компонент скорости не превышало 1,5 мм/год. Расчет выполнялся по сетке с шагом 55,56 км вдоль направлений север-юг и запад-восток, значение радиуса сглаживания d_0 было взято равным 75 км. Результат представлен на рисунке 3.

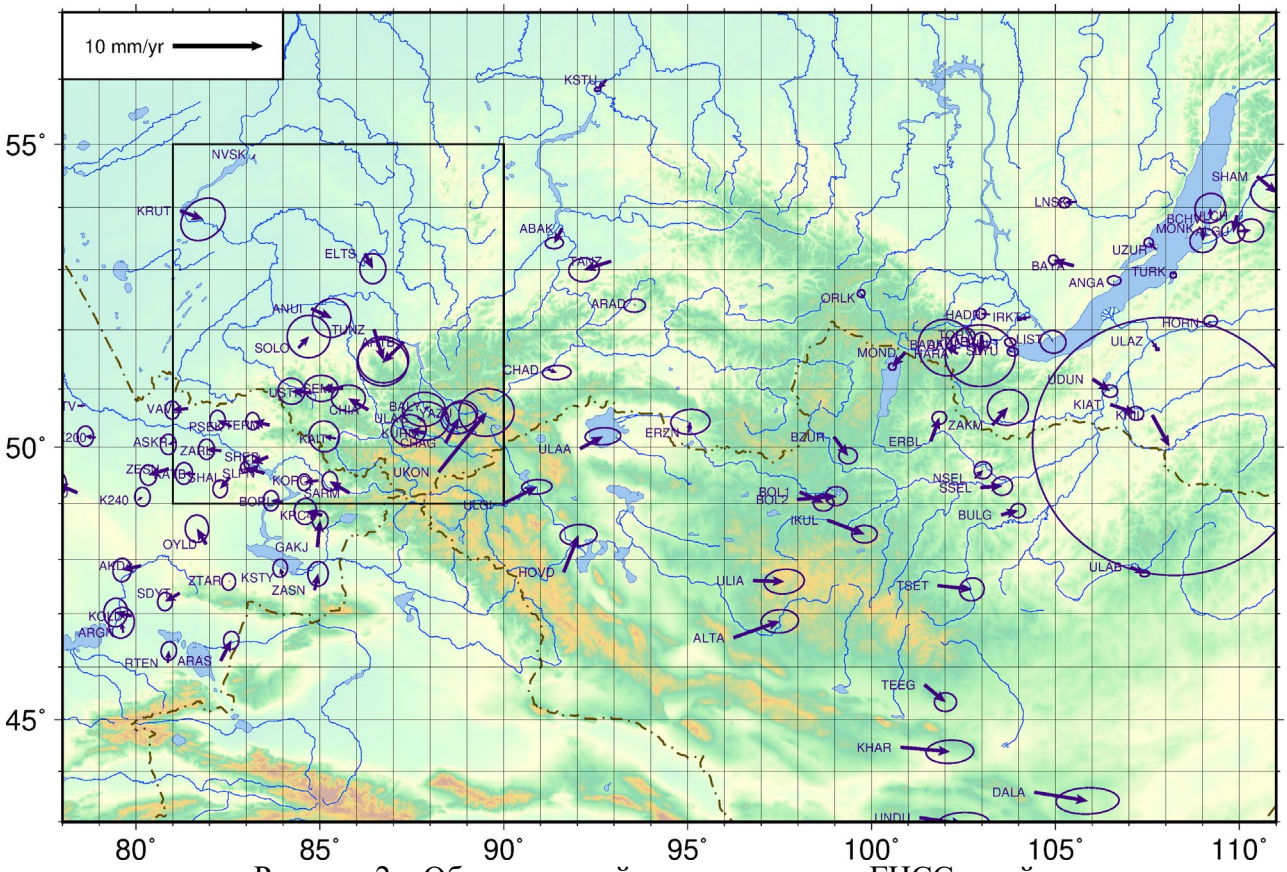


Рисунок 2 – Объединенный каталог пунктов ГНСС сетей

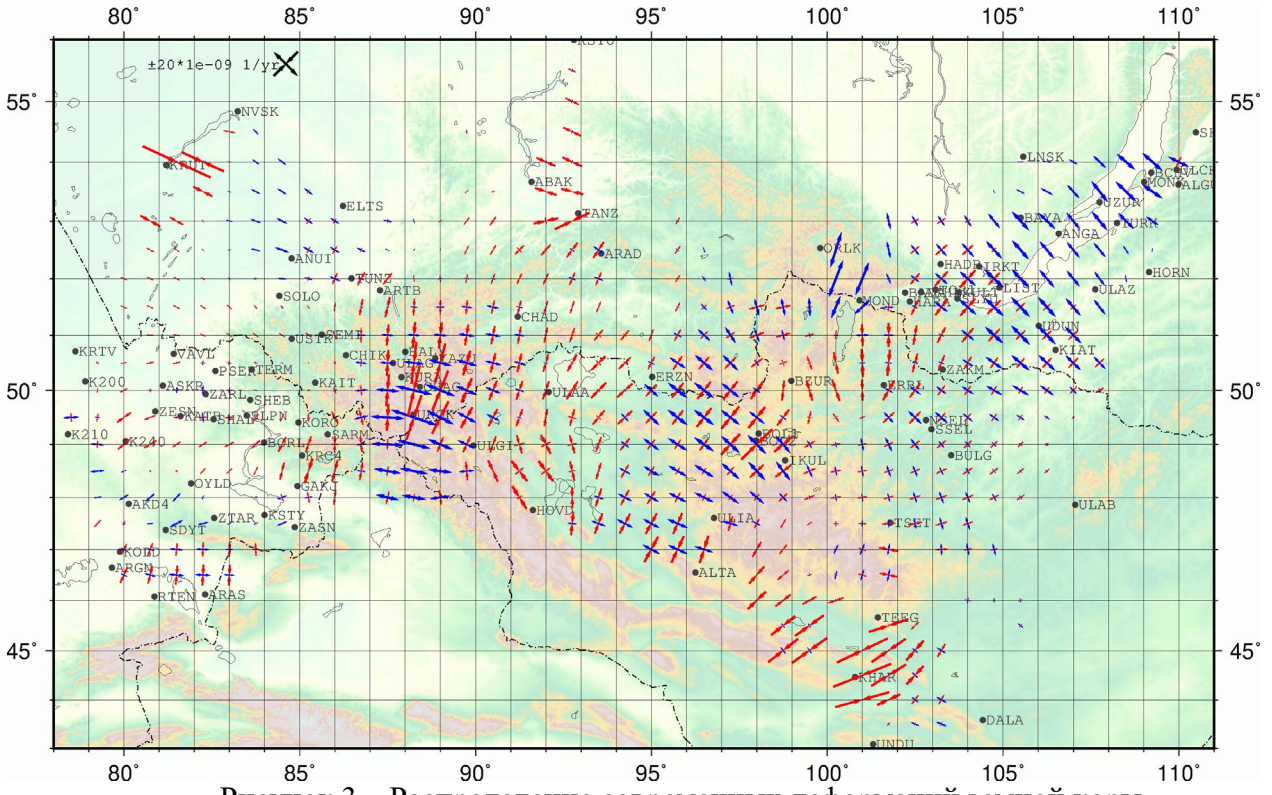


Рисунок 3 – Распределение современных деформаций земной коры

Отдельно был выполнен расчет для региона Алтайской ГНСС-сети с шагом 27,78 км и радиусом сглаживания 50 км. Результат показан на рисунке 4.

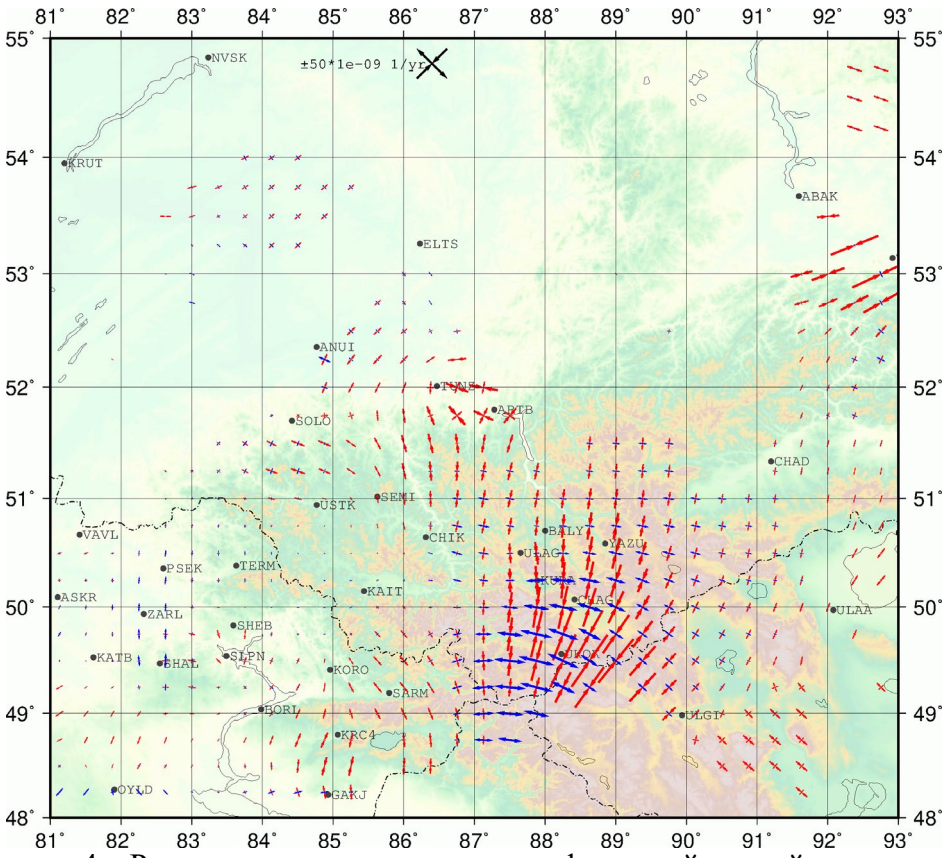


Рисунок 4 – Распределение современных деформаций земной коры в окрестности Алтайской ГНСС сети

Ранее был выполнен расчет распределения деформаций на основе объединенного каталога двух ГНСС сетей – Центрально-Азиатской и Байкало-Монгольской [7]. Из сравнения результатов видно, что добавление данных Алтайской сети дает более детальную картину распределения деформаций в ее окрестности.

Работа выполнена в рамках выполнения государственного задания ИФЗ РАН.

Литература

1. Herring T.A., King B.W., McClusky S.C. Introduction to GAMIT/GLOBK Release 10.35, EAPS. MIT. 2009. 45 p.
2. Herring T.A., Floyd M.A., King B.W., McClusky S.C. GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. Release 10.6. Reference manual, EAPS. MIT. 2015. 95 p.
3. 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. doi:10.1016/j.rgg.2017.06.002
4. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в байкало-монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 1006-1017.
5. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В. Современные движения земной поверхности Горного Алтая по GPS-наблюдениям // Геодинамика и Тектонофизика. 2019. Т. 10. № 1. doi:10.5800/GT-2019-10-1-0407
6. Shen Z.-K., Jackson, D.D., Ge, B.X., 1996. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements, Journal of Geophysical Res., 101, 27957-27980.
7. Мансуров А.Н. Расчет распределения современных деформаций земной коры для территории Горного Алтая, Саян и Казахской платформ по данным космогеодезических наблюдений // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. 2023. Т. 10. № 2. С. 53-58. DOI:10.15372/FPVGN2023100208

СРАВНЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ АКТИВНОГО ПОЯСА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ, ПОЛУЧЕННЫХ ПО ДАННЫМ ГНСС И ДВУМЯ СПОСОБАМИ РАСЧЕТА СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Мансуров А.Н., Сычева Н.А.
sur98gdirc@gmail.com
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

В докладе представлен сравнительный анализ данных о распределении современных деформаций земной коры активного пояса Алтае-Саянской горной страны и соседних территорий, включая:

(*) Российский Алтай;
(*) Монгольский Алтай;
(*) Восточную часть Гобийского Алтая;
(*) Южные отроги Западного Саяна;
(*) Хребты Танну-Ола и Хан-Хухий и Убсунурскую котоловину;
(*) Южные отроги Восточного Саяна;
(*) Восточно-Тувинское нагорье;
(*) Юго-Западная часть Байкальской рифтовой зоны;
(*) Саур-Тарбагатай и Зайсанская котловина (восточный Казахстан).

Сравниваются значения компонент и характеристики направлений тензоров скорости или приращения деформаций, рассчитанных по данным ГНСС и по каталогам фокальных механизмов землетрясений.

Распределение значений двумерного тензора скорости современных деформаций земной коры получено по объединенному каталогу скоростей пунктов трех ГНСС сетей: Алтайской (Институт Нефтегазоносной Геологии и Геофизики СО РАН), Байкало-Монгольской (Институт Земной Коры СО РАН) и Центрально-Азиатской (Научная станция РАН в г. Бишкеке). Расчет производился по методу Шена [1] – вычисление тензора градиента скорости с пространственным сглаживанием (distance decay constant) с использованием программного пакета SUR_GPS_STRAINS (А.Н. Мансуров).

Компоненты направляющего тензора приращений сейсмотектонических деформаций рассчитывались по методу взвешенного осреднения фокальных механизмов С.Л. Юнги [2] с использованием программы Seismotectonic Info (Сычев В.Н., Сычева Н.А.) на основе объединенного каталога фокальных механизмов за последние 50 лет;

Данные о направлениях приращений сейсмотектонических деформаций, рассчитанные вторым способом (по методу катакластического анализа Ю.Л. Ребецкого [3] с использованием программного комплекса STRESSseism (Ю.Л. Ребецкий)), опубликованы в отчете лаборатории фундаментальных и прикладных проблем тектонофизики ИФЗ за 2023 год. Они получены на основе объединенного каталога фокальных механизмов за последние 50 лет с использованием подхода, описанного в [4].

Литература

1. Shen Z.K., Jackson D.D., Ge B.X., 1996. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodeticmeasurements. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 101 (B12), 27957–27980. https://doi.org/10.1029/96JB02544.
2. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 191 с.
3. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.
4. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 271–291.

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ГОРНОГО АЛТАЯ

Маринин А.В.
marinin@ifz.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Полученные в последние десятилетия сведения о тектонических напряжениях на Горном Алтае и Северном Тянь-Шане с использованием геологических индикаторов напряжений/деформаций дают возможность провести сравнение полученных результатов. Первые подобные реконструкции для Горного Алтая сделаны в работах Д. Дельво с соавторами еще в 90-х годах прошлого века [1]. Для Северного Тянь-Шаня они появились чуть позднее [2, 3]. В последнее время получены сведения о тектонических напряжениях на Горном Алтае и Северном Тянь-Шане с использованием разных методов и разным типов исходных данных [4, 5, 6 и др.].

Материал для наших исследований собран в результате полевых тектонофизических работ на Северном Тянь-Шаня (2009-2018 гг) и на Горном Алтае (2015-2023 гг). Одним из основных объектом полевого изучения являлись зеркала скольжения, встречаемые на поверхностях разрывных смещений и несущие достоверную информацию об их кинематике. При полевых исследованиях и последующем определении напряженно-деформированного состояния задействованы структурно-парагенетический метод анализа малых дизъюнктивов [7] и метод катакластического анализа разрывных смещений [8]. По всем собранным данным с определением кинематики зеркал скольжения проведен расчет в программе STRESSgeol.

Исследования по определению тектонических напряжений, начатые преимущественно в палеозойских образованиях Киргизского хребта, показали необходимость получения данных по напряженно-деформированному состоянию смежных с ним межгорных впадин, выполненных кайнозойскими отложениями. В Кочкорской и Иссык-Кульской впадинах нами получена информация о типе напряженного состояния и ориентации осей главных напряжений по стресс-индикаторам, которые заведомо формировались на неотектоническом этапе развития. Всего на Северном Тянь-Шане сделано более 4000 измерений, из них со структурно-кинематической информацией (определением направления перемещения) – 1837 измерений, а по отрывным структурам собрано более 300 измерений. Основное количество замеров сделано в палеозойских осадочных и магматических породах. Кочкорская впадина и участок южного борта Иссык-Кульской впадины хорошо охарактеризованы как по докайнозойским образованиям, так и по кайнозойским отложениям.

Для Киргизского хребта, Кочкорской и участка Иссык-Кульской впадины в 119 точках наблюдения получены основные параметры 139 локальных стресс-тензоров. Положение осей главных напряжений этих стресс-тензоров приведено на рисунке 1 (верхний ряд). Преобладает субмеридиональное (ССЗ) направление оси максимальных сжимающих напряжений. Хорошо проявлено близкое субгоризонтальное СЗ направление и также много осей максимального сжатия с субвертикальной ориентацией. СВ направления оси максимальных сжимающих напряжений менее распространены. По типу напряженного состояния из 139 локальных стресс-состояний с обстановкой горизонтального сдвига связано 39 определений, с обстановкой горизонтального растяжения 36 определений, горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом характерно для 13 локальных стресс-состояний, а с обстановками горизонтального сжатия и горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом оказались связаны 26 и 17 определений соответственно. По данным реконструкции в регионе доминирует обстановка горизонтального сдвига (рисунок 2). При объединении этого типа напряженного состояния с определениями горизонтального сжатия со сдвигом и горизонтального растяжения со сдвигом получается, что из 139 реконструированных нами локальных стресс-состояния половина (69 определений) формируются в обстановке с компонентой сдвига (в геологическом смысле слова). Новейший этап деформирования в

большей части точек наблюдения характеризуется субмеридиональной (ССЗ) и субгоризонтальной ориентацией оси максимального сжатия, субвертикальной ориентацией промежуточной оси и близким к широтному положением оси девиаторного растяжения. Таким образом, положение главных осей на новейшем этапе также соответствует геодинамическому режиму горизонтального сдвига. Вместе с тем, есть и области, где преобладают обстановки горизонтального сжатия также с субмеридиональной (ССЗ) и субгоризонтальной ориентацией оси максимального сжатия, но с субвертикальным положением оси девиаторного растяжения.

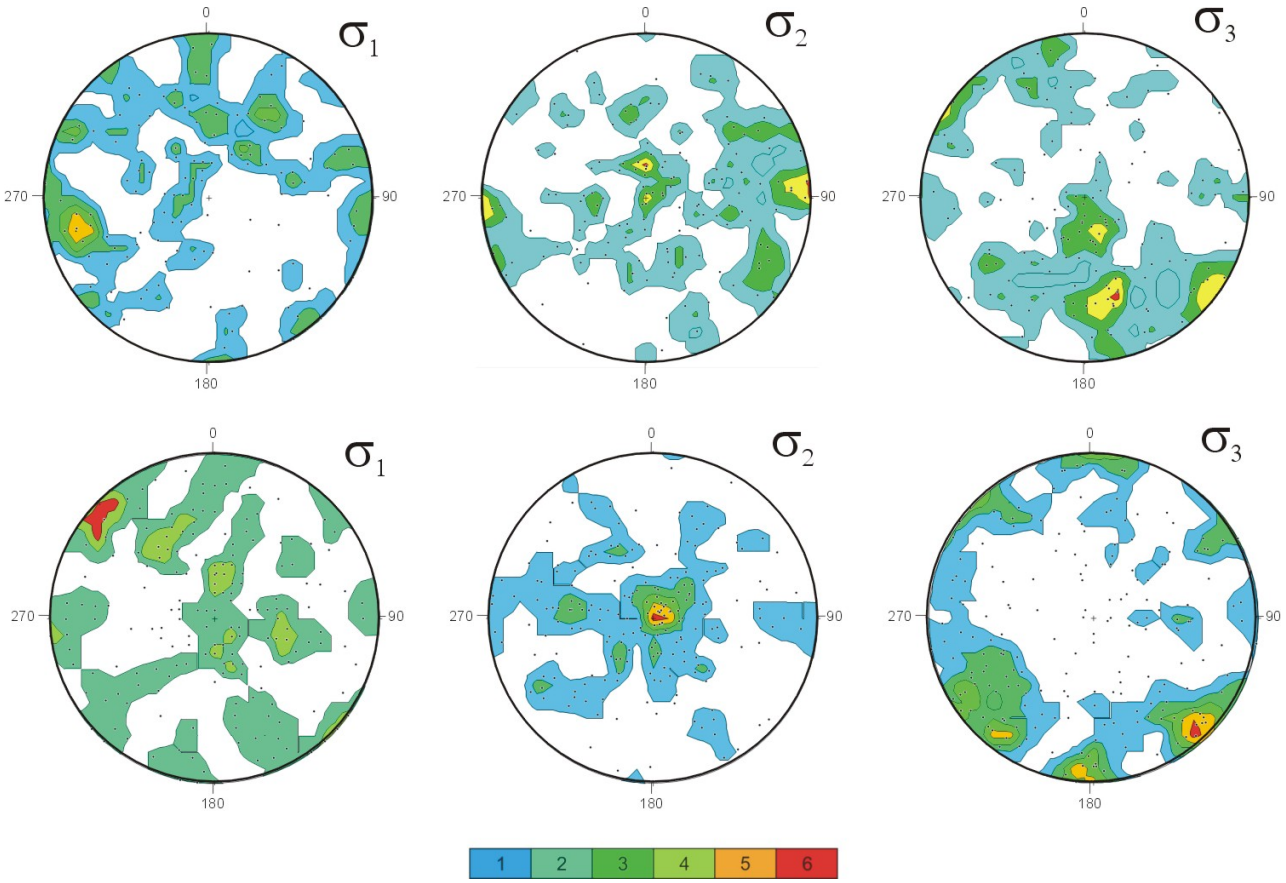


Рисунок 1 – Ориентировка осей главных напряжений локальных стресс-тензоров по результатам проведенной реконструкции данных по зеркалам скольжения в пределах Северного Тянь-Шаня (верхний ряд) и Горного Алтая (нижний ряд). На круговых диаграммах (стереографическая проекция верхней полусферы) показаны выходы осей главных напряжений σ_1 минимальных (девиаторное растяжение), σ_2 промежуточных и σ_3 максимальных сжимающих напряжений и изолинии равной плотности их распределения показаны цветовой заливкой (построено с использованием программы *Stereonet*).

В пределах Горного Алтая нами сделано 5184 измерений, из них со структурно-кинематической информацией (определением направления перемещения) – 2502 измерений, а по отрывным структурам собрано 210 измерений. Основное количество замеров сделано в палеозойских осадочных и магматических породах. Для территории Горного Алтая получены параметры напряженно-деформированного состояния для 202 локальных стресс-тензоров. Результаты реконструкции в части определения осей главных напряжений приведены на рисунке 1 (нижний ряд). Хорошо видно наличие субмеридиональных ориентировок оси максимальных сжимающих напряжений. Во многих местах выявляются направления осей максимального сжатия, которое поперечно ориентировано к региональным разломам, а также элементам залегания сланцеватости в данном месте. Таким образом, оси максимального сжатия ориентированы поперечно не только региональным структурам

(блокам, ограниченным региональными разломами), но и локальным структурам в их пределах. Помимо практически повсеместно проявленного меридионального направления осей максимального сжатия, выявляются северо-западные, субширотные и северо-восточные ориентировки, которые ориентированы близко к простиранию структур либо с некоторым отклонением от них. Ось промежуточных напряжений в основном ориентирована субвертикально, что говорит о преобладающие сдвиговой обстановке деформирования. При полученном сходстве ориентировок для соседних районов, просматриваются и различия в направлениях горизонтального стресса в целом по региону, что свидетельствует о значительной латеральной неоднородности и блоковом строении земной коры Горного Алтая. В результате проведенных тектонофизических исследований в районе Чуйско-Курайской впадины установлено, что на новейшем этапе разломы деформируются при активном север–северо-восточном горизонтальном сжатии, при этом подчиненное значение имеют север—северо-западное и субмеридиональное направления сжатия [9]. В долине р. Катунь показало наличие субмеридиональной ориентировки оси максимального сжатия на неотектонического этапе [10].

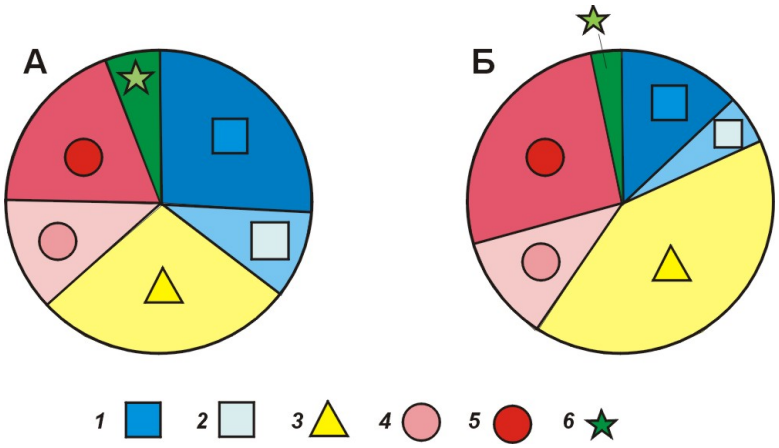


Рисунок 2 – Распределение полученных типов напряженного состояния для Северного Тянь-Шаня (А) и Горного Алтая (Б): 1 – горизонтальное растяжение; 2 – горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом; 5 – горизонтальное сжатие; 6 – сдвиг в вертикальной/горизонтальной плоскости.

На Горном Алтае преобладают обстановки горизонтального сдвига и сжатия, которые вместе с переходным типом (горизонтальное сжатие со сдвигом), составляют около ¾ от общего количества реконструированных локальных стресс-состояний (рисунок 2). В юго-восточной части Горного Алтая в пределах Чуйско-Курайской впадины и обрамляющих ее структурах среди типов напряженного состояния преобладают горизонтальный сдвиг и горизонтальное сжатие (каждый около 1/3 от общего количества). Кроме того, достаточно представительной является обстановка горизонтального растяжения (около 15 %). Сходная картина фиксируется в долине р. Бия около северного окончания Телецкого грабена где среди типов напряженного состояния 8 определений горизонтального сдвига, 7 определений горизонтального сжатия и 6 обстановок горизонтального сжатия со сдвигом. Присутствуют обстановки горизонтального растяжения и горизонтального растяжения со сдвигом (по 3 определения). Западнее в области Катунского разлома (долина реки Катунь) главной обстановкой среди типов напряженного состояния является горизонтальный сдвиг (более половины определений), что свидетельствует о сдвиговой природе этого новейшего разлома. Новейшие грабены вдоль Катунского разлома формировались при сдвиговых смещениях и локально проявленной обстановки горизонтального растяжения или растяжения со сдвигом.

Разнообразные структурные рисунки и параметры напряженно-деформированного состояния, выявленные структурно-парагенетическим и катакластическим методами анализа дизъюнктивных нарушений в структурах Северного Тянь-Шаня и Горного Алтая, обусловлены сложной структурной организацией Центрально-Азиатского складчатого пояса с разноплановыми субдукционно-коллизионными и постколлизионными деформациями.

Автор выражает искреннюю благодарность свои коллегам, чьи материалы полевых наблюдений были использованы при реконструкции тектонических напряжений: Л.А. Сим, Т.Ю. Тверитиновой, И.В. Бондарю, Н.А. Гордееву, П.А. Каменеву, А.Р. Лукманову и др., а также А.К. Рыбину, С.И. Кузикову, Н.А. Сычевой, В.Н. Сычеву, Ю.Л. Ребецкому, А.Ф. Еманову, А.А. Еманову, Е.В. Дееву, Мухамадеевой В.А. и Калашникову А.Н. за помощь в организации полевых исследований на Северном Тянь-Шане и Горном Алтае.

Исследования проведены в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

1. Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 31–51.
2. 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.
3. 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.
4. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадеева В.А. Сейсмотектонические 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., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 271–291.
6. 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.
7. 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.
8. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.
9. Маринин А.В., Сим Л.А., Мануилова Е.А., Бондарь И.В., Гордеев Н.А. Новейшее напряженное состояние Чуйско-Курайской впадины и прилегающих структур (юго-восточная часть Горного Алтая) // Наука и технологические разработки. 2022. Т. 101. № 3. С. 33–52.
10. Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Деев Е.В. Геодинамика Катунского разлома (Горный Алтай) по структурно-кинематическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 46–59.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ВЫЧИСЛЕНИЙ В ЗАДАЧЕ ПОИСКА РАЗРЫВОВ

Молчанов А.Б., Гордеев Н.А.
alexeybm2009@gmail.com, gord@ifz.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Авторами работы на протяжении ряда лет ведётся усовершенствование работы структурно-геоморфологического метода Л.А. Сим [1]. Была разработана программа по автоматизации этого метода – SimSGM [2, 3].

Прямая задача, которая решается с помощью этого метода, состоит в нахождении ориентации осей неотектонических напряжений, действующих в системе сопряжённых трещин. Такие системы идентифицируются по геологическим данным, цифровым моделям рельефа (ЦМР) и/или космоснимкам в областях динамического влияния разломных структур. В последние годы направление исследований сместилось в сторону разработки автоматических алгоритмов решения обратной задачи – поиска самих разрывов на основе анализа выявляемых линейных элементов рельефа (линеаментов) и нахождения областей с постоянным полем напряжений.

Предлагается следующий путь решения этой задачи. Во-первых, по загруженному спутниковому снимку или карте высот производится дешифрирование линеаментов. Далее из них выбираются наиболее длинные, и уже по ним проводится анализ прилежащих линеаментов по методу Л.А. Сим, который позволяет выявить координаты разрывных нарушений. Во-вторых, по найденным координатам закрашивается область динамического влияния на карте направлений. Так же на этой карте закрашиваются области, соответствующие одномерным данным и известным геологическим данным. В-третьих, производится интерполяция карты, и найденные линии нарушений продолжаются в соответствии с полученной картой. Итоговые линии нарушений интерпретируются, как главные направления трещиноватости.

Обычно при решении обратных задач требуется обрабатывать на порядок больше данных, чем это нужно для решения прямой задачи. Описанный случай не является исключением. При решении прямой задачи, когда положение разрыва и область его динамического влияния известны заранее, дешифрирование и анализ линеаментов происходят в зоне, непосредственно прилегающей к этой области. Но в обратной задаче эти процедуры необходимо проводить не только для всей исследуемой площади, но и повторять анализ для всех возможных направлений искомого разрыва. Данное обстоятельство является главной мотивацией для применения параллельных вычислительных алгоритмов, выполняемых на графическом ускорителе (GPU), способных значительно ускорить весь процесс.

К настоящему моменту эта задача решена частично: разработан алгоритм дешифрирования линеаментов на GPU. В нём происходит поиск незамкнутых контуров по предобработанной ЦМР (или спутниковому снимку), содержащей линии, толщиной в один пиксель. Каждое ядро GPU обрабатывает один пиксель изображения вместе с восемью ближайшими соседями. Сначала в несколько итераций удаляются пересечения линий, затем маркируются концы линий и промежуточные точки. По полученной маркировке составляется связный список координат каждого линеамента. Такой подход позволяет сразу же отбросить скрученные или замкнутые линии, а также провести классификацию на сколы или отрывы. Этот алгоритм оказался в 50 раз быстрее традиционного алгоритма Suzuki [4], широко используемого в современных библиотеках компьютерного зрения.

Работа выполнена в рамках финансирования государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

1. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. вузов. Геол. и разв.1991. № 10. С. 3-22.
2. Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений Л.А. Сим // Геоинформатика. 2019. № 2. С. 25-33.
3. Молчанов А.Б., Гордеев Н.А. Автоматическое определение типов и трендов трещиноватости в зоне новейших разрывов в программе SimSGM // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. 19. С. 244-247. doi.org/10.31241/FNS.2022.19.044
4. Suzuki S., Abe K. Topological Structural Analysis of Digitized Binary Images by Border Following. CVGIP, 30, 1, p. 32-46, 1985.

МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО И АНАЛИТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Мягков Д.С.
dsm@ifz.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

В данном исследовании изучается вопрос о генезисе современных напряжений в коре Тянь-Шаня и, шире, орогенов Центрально-Азиатского складчатого пояса в рамках существующих геодинамических моделей эволюции региона, а также представлений о генерации напряжений, напрямую не связанных с тектоникой. В качестве природных данных для верификации результатов моделирования рассматриваются результаты тектонофизической инверсии напряжений [1] и геофизические данные о строении коры региона.

Доминирующее положение среди геодинамических моделей формирования Тянь-Шаня, связанного с глобальной тектоникой, занимают модели коллизии Индостана и Евразии, характерным примером подобной современной модели является [2]. В подобных моделях часто удаётся воспроизвести соответствующий тектонофизическим данным уровень девиаторных напряжений порядка 100 МПа, однако тонкое строение поля напряжений, приуроченное к структурам орогена (хребты, крупные межгорные впадины) не воспроизводится. Автором создана серия аналитических [3] и численных 2D моделей системы хребет-впадина Тянь-Шаня, в которых под действием маломасштабной астеносферной конвекции удаётся получить напряжённо-деформированное состояние, удовлетворяющее тектонофизическим данным как по уровню, так и по основным закономерностям распределения напряжений.

Кроме того, опираясь на результаты численного моделирования показано, что современные напряжения Тянь-Шаня могут быть связаны с иными геодинамическими процессами, такими, как магматические и денудационно-аккумулятивные. Показано, что экзогенные процессы играют существенную роль в образовании напряжений сжатия верхней коры Тянь-Шаня. Также показано, что часть надлитостатических напряжений являются остаточными, связанными с формированием основных магматических поясов региона.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л. Об особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. Вып. 4. С. 437–466.
2. Bian S., Gong J., Chen L. et al. Diachronous uplift in intracontinental orogeny: 2D thermo-mechanical modeling of the India-Asia collision // Tectonophysics. 2019. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228310
3. Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л. Математическая модель формирования напряжённо-деформированного состояния эпиплатформенных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 1. С. 21-41.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАГРУЖЕНИЯ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ-РАННЕГО МЕЗОЗОЯ

Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.
dsm@ifz.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

В данной работе представлены численные геодинамические модели формирования напряжённо-деформированного состояния земной коры юго-западного обрамления Сибирского кратона. Рассматривается один из важнейших геодинамических факторов формирования напряжений в континентальной литосфере – нагружение литосферы при формировании крупных магматических поясов. Поскольку плотность магмы не совпадает в точности с плотностью окружающих пород, а также горизонтальные компоненты нормальных напряжений в твёрдой среде меньше вертикальной (в жидкой магме они, напротив, равны), то, на стадии продвижения жидкой интрузии через вмещающие породы, формируются дополнительные напряжения, в первую очередь – горизонтального сжатия [1]. При формировании крупных транскоровых интрузий уровень аномальных напряжений может составлять десятки и даже первые сотни Бар (в зависимости от давления в очаге и плотности магмы) что сопоставимо с общим уровнем напряжений в верхней коре. В данной работе будет представлена серия численных геодинамических моделей нагружения континентальной коры вертикальной транскоровой интрузией с геометрией типа дайки.

Основная рассматриваемая модель представляет собой юго-западную часть Сибирской плиты в области развития Алтайской, Южно-Монгольской и Селенгинской велканических дуг. Модель в плане позволяет исследовать формирование зон аномального растяжения близ боковых поверхностей интрузии.

В численной модели для расчёта применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом для исследования упруго-пластических тел и усовершенствованная Стефановым [2] для применения в геомеханике. В её рамках среда рассматривается как упрочняющееся упругопластическое тело, используется неассоциированный закон пластического течения. Представленная методика моделирования и процесс создания численной геомеханической модели подробно дана в работе [3].

Полученные результаты показывают, что уровень нагружения земной коры при формировании крупных общекоровых систем интрузий сопоставим с общим уровнем напряжений, что означает, что формирование интрузий может являться основным механизмом генерации тектонических напряжений Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л., Стефанов Ю.П. О механизме взаимодействия сильных землетрясений и вулканизма в зонах субдукции // Вестник Камчатской региональной ассоциации "Учебно-научный центр". Серия: Науки о Земле. 2022. Т. 4. № 56. С. 41-58.
2. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.
3. Ребецкий Ю.Л., Погорелов В.В., Мягков Д.С., Ермаков В.А. О генезисе напряжений в коре островной дуги по результатам численного моделирования // Вестник КРАУНЦ. 2018. № 3. С. 54-73.

ЗАДАЧА ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ТЯНЬ-ШАНЯ В СВЯЗИ С ОПАСНОСТЬЮ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.
reb@ifz.ru, marinin@ifz.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

23.01.2024 в южной части Центрального Тянь-Шаня на предгорном разломе хребта Кокшаал-Тоо (Китай) произошло сильное землетрясение Уши (Айкол - NEIC) с M=7.0, которое может означать начало усиления сейсмической активности всего региона. Здесь предыдущий цикл из семи сильнейших землетрясений с M=6.9-8.3 в северных и шести с M=6.8-7.8 в южных предгорьях Тянь-Шаня, продолжавшийся 100 лет, начался в 1885 году с Беловодского землетрясения (M=6.9 вблизи г. Бишкек), а закончился Кашгарским (M=7.0) в 1985 г. Было еще одно сильное Суусамырское землетрясение с M=7.3 в 1992 г в срединной части Тянь-Шаня, что является не типичным для Тянь-Шаня. С землетрясением Уши закончился период затишья для землетрясений с магнитудами 7.0 и более, длившийся почти 40 лет. В районе произошедшего землетрясения Уши значимых разрушения и жертв не было, т.к. этот район не имеет крупный городов и промышленных объектов. В тоже время в Алмате и Бишкеке, имеющих здания высокой этажности и находящихся на расстоянии около 200 км от эпицентра Ушинского землетрясения, сотрясаемость земной поверхности определена в 5-6 баллов. Поскольку эпицентры очагов Верненского 1887 г (M=7.3, 9-10 баллов) и Беловодского 1885 г (M=6.9, 9-10 баллов) землетрясений были расположены на расстояниях соответственно 18 км и 54 км от центров современных столиц Алматы и Бишкека, то у населения и правительств этих стран возникли определенные опасения о последствиях возможных сильных землетрясений.

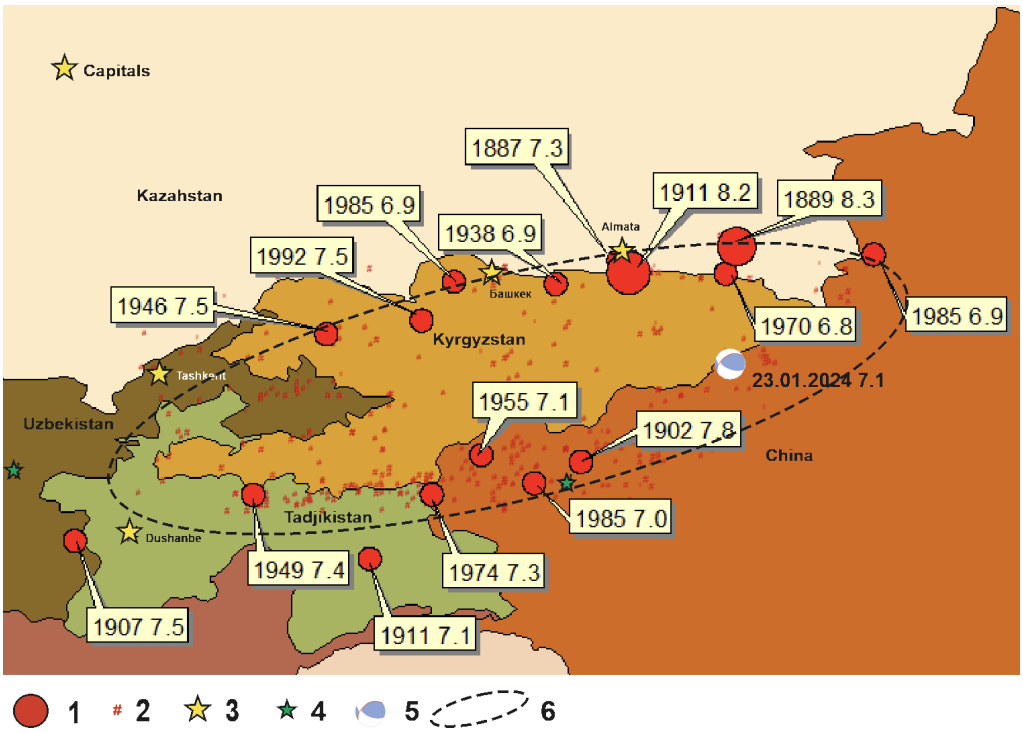


Рисунок 1 – Распределение эпицентров сильных землетрясений Тянь-Шаня. 1 – эпицентры сильных землетрясений с 1887 г, 2 – эпицентры среднесильных и слабых землетрясений за инструментальный период наблюдений, 3 – столицы государств, 4 - г. Кашгар (КНР), 5 – механизм очага Ушинского землетрясений 23.01.2024 г, 6 - Горный Тянь-Шань, расположенный вблизи сильного землетрясения с M=7.8, 1902 г.

В связи с возникшей опасностью повышения вероятности сильных землетрясений на Тянь-Шане после землетрясения Уши 23.01.2024 г с учеными из Китайской Народной Республики и стран СНГ были проведены обсуждения современного состояния проблемы сейсмической опасности территории Тянь-Шаня. Была констатирована необходимость выполнить районирование зон ранее произошедших сильных землетрясений с M~7.0 и более на основе новых возможностей тектонофизических методов оценки степени близости активных разломов к критическому состоянию. Заинтересованность в этих работах высказали ученые ИФЗ РАН (Москва, Россия) и Геологического Института (Пекин, КНР), сотрудники сейсмологических институтов Казахстана, Узбекистана и Кыргызстана.

В рамках предлагаемых работ на основе региональных каталогов механизмов очагов землетрясений, созданных по данным региональных сейсмических сетей независимых государств Тянь-Шаня, будет выполнена тектонофизическая реконструкция современных палео и неотектонических напряжений на основе катакластического метода Ю.Л. Ребецкого, структурно-парагенетического метода Л.М.Расцветаева и структурно- геоморфологического метода Л.А.Сим. Важно отметить, что алгоритм катакластического метода позволяет получать данные не только об ориентации осей главных напряжений и форме эллипсоида напряжений (коэффициент Лоде-Надаи), но и также данные о величинах напряжений, таких как максимальные касательные напряжения и эффективное давление (давление в твердом каркасе породы минус флюидное давление в трещинно-поровом пространстве). Этот метод единственный из методов инверсии напряжений из сейсмологических данных имеет в своем алгоритме возможность определения величин напряжений, что в конечном итоге определяет новизну предлагаемого в проекте подхода по районированию опасных участков разломов.

Получаемые в результате реконструкции данные о величинах напряжений (или нормированных их значениях) дает возможность на первом этапе расчета, используя геомеханические подходы, выполнять районирование сейсмоактивных участков коры по уровню критических напряжений (критерий Друккер-Прагера). На втором этапе расчета будет выполнено районирование активных разломов в окрестностях очагов ранее произошедших современных, исторических и палеоземлетрясений на возможность достижения предела их прочности (по уровню кулоновых напряжений). Кроме этого будет исследована возможность формирования опасных участков активных разломов, где ранее сильные землетрясения не были зафиксированы (пример, рис. 2).

Подобные работы ранее нами выполнялись для Западной Сычуань в КНР, где произошло катастрофическое Веньчуаньское землетрясение (2008 г, M=7.8) [Ребецкий, Гуо, Ванг, Маринин, Алексеев, 2021], для провинции Караманмараш (Турция), где произошли катастрофические Пазарджикское (Mw=7.8) и Эльбистанское (Mw=7.5) землетрясения 06.02.2023 г [Тихоцкий, Татевесян, Ребецкий, Овсюченко, Ларьков, 2023].

Эти исследования показали, что очаг готовящегося землетрясения в кулоновых напряжений выглядит очень неоднородно. Так, для Веньчуаньского землетрясения в очаге сочетались зоны критически высоких положительных напряжений (эпицентр очага и северо-восточное его окончание), а также участки средних и даже очень низких положительных их значений (средняя часть очага). Сейсмические и сейсмотектонические данные показали, что на участке низких кулоновых напряжений очаг развивался в низкочастотном режиме с низкими скоростями смещений. Для Паранджинского землетрясения [Тихоцкий, Татевосян, Ребецкий, Овсюченко, Ларьков, 2023; Ребецкий, 2023], большая часть которого располагалась вдоль главной ветви Восточно-Анатолийского разлома, области высокого положительного уровня кулоновых напряжений были на северо-восточной и юго-западной частях очага протяженностью 40-60 км. В средней части очага уровень кулоновых напряжений был либо положительный, но низкий, либо вообще отрицательный (т.е. здесь силы трения превышали уровень касательных напряжений). При этом эпицентр землетрясения (начало старта сейсмогенного разрыва) располагался на оперяющем разломе Нарли протяженностью около 60 км, косо подходящему к главному Восточно-Анатолийскому разлому в средней части будущего очага Пазарджыкского землетрясения.

Вдоль большей его части кулоновы напряжения были либо критически высоки, либо существенно высокими. Мы полагаем, что сейсмическое движение, начавшееся по разлому Нарли и продолжавшееся около 15 секунд, привело к изменению напряженного состояния в средней части очага Пазарджыкского землетрясения, создав здесь повышенный положительный уровень кулоновых напряжений. Это подтверждают исследования по прогнозу землетрясения для этого региона, выполненные в работе [Смирнов и др., 2023].

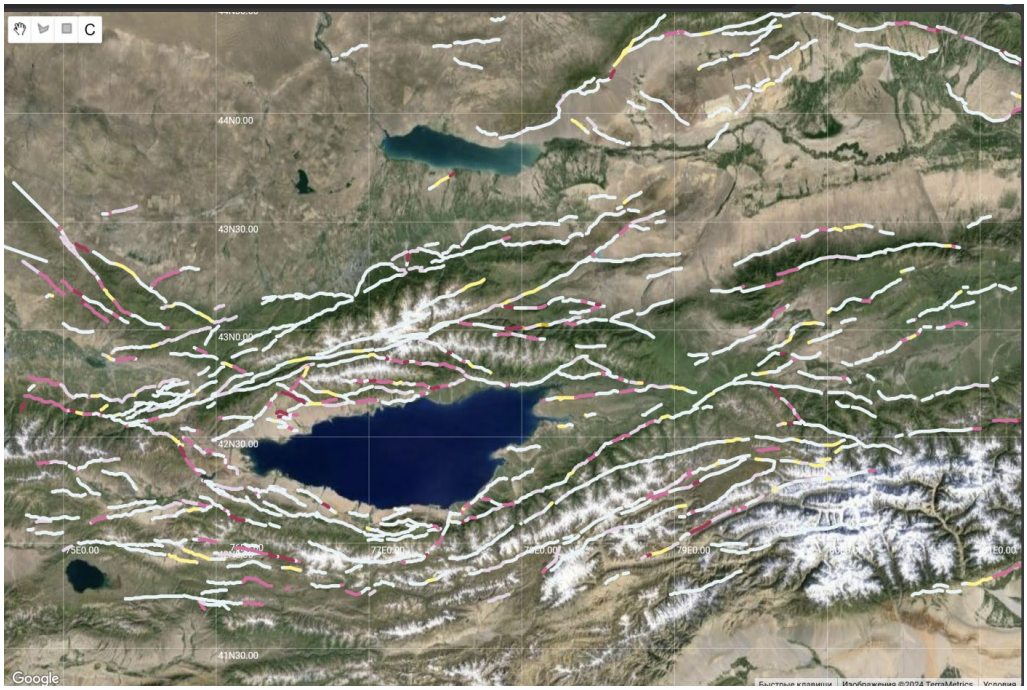


Рисунок 2 – Карта активных разломов Тянь-Шаня (ГИН РАН) с результатами пробных расчетов кулоновых напряжений для углов погружения разломов 0, 30 и 60 град, соответствующих кинематическому типу разломов (сдвиги, сбросы, взбросы)

Таким образом, для выявления сейсмически опасных участков готовящегося сильного землетрясения недостаточно одноразового расчета напряженного состояния в коре Тянь-Шаня. Необходим мониторинг напряженного состояния с параллельным геомеханическим расчетом возможных последствий перехода от среднесильного землетрясения с магнитудой 5.5-6.0 в сильное землетрясение 7.0 и более.

В докладе будут представлены первые результаты исследований напряженного состояния и первые оценки распределения кулоновых напряжений вдоль активных разломов для нескольких регионов Тянь-Шаня.

Работа выполнена в рамках государственного задания Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л. Тектонофизическое районирование сейсмогенных разломов Восточной Анатолии и Караманмарашские землетрясения 06.02.2023 г // Физика Земли. 2023. № 6. С. 37-65.
2. Ребецкий Ю.Л., Guo Y., Wang K., Алексеев Р.С., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры и сейсмотектоника Западного Сычуаня, Китай // Геотектоника. 2021. № 6. С. 75–97.
3. Тихоцкий С.А., Татевосян Р.Э., Ребецкий Ю.Л., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С. Караманмарашские землетрясения 2023 г. в Турции: сейсмическое движение по сопряженным разломам // Доклады РАН. 2023. Т. 511. № 2. С. 228–235.
4. Смирнов В.Б., Петрушов А.А., Михайлов В.О. Об RTL-аномалии сейсмического режима перед землетрясением в Турции 06.02.2023 г. // Физика Земли. 2023. № 6. С. 122-132.

АНАЛИЗ МАТЕМАТИЧЕСКИХ ОСНОВ ДВУМЕРНЫХ СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ЛИТОСФЕРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Сайипбекова А.М.[1], Степаненко Н.П.[2], Макамбаева Ж.А.[1], Молдоярова Ж.Б.[1]
[1] Ошский государственный университет, г. Ош, Кыргызстан
[2] Институт сейсмологии МЧС РК, г. Алматы, Казахстан

В данной работе предстаавлены результаты работы двух геотраверсов: Манас – Суфикурган и Венцюан - Терексай. По расположению этих двух профилей видно, что эти профиля пересекают – Южно-Таласскую, Таласо-Ферганскую, Сандалашскую, Атойнокскую, Карасуйскую, Арсланбобскую, Кугартскую, Талдыкскую, Южно Ферганскую, Хайдарканскую, Туркестано–Алайскую, Гиссаро-Кокшаалскую сейсмогенные зоны.

Физико-математические основы профильной сейсмотомогафии. В структурной сейсмологии непрерывное развитие методов обработки вносит коррективы в существующие методики наблюдений и построений. Решение томографической задачи не зависит от геометрии измерений и масштабов: например, поверхностные профили локальные, региональные, ГСЗ, при этом можно использовать различные типы и классы волн: преломленные, отраженные и обменные и пр. Схема обработки усложняется по мере увеличения используемой разнообразной информации о волновом поле.

Высокосейсмичные горные районы недоступны для изучения их глубинной структуры обычными геофизическими методами. Кыргызский Тянь-Шань лишен перспективы развития наблюдений глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) - самого эффективного метода для структурных задач из-за непреодолимых сложностей рельефа. Для двумерного моделирования земной коры орогенов используются системы годографов (встречных и нагоняющих) рефрагированных волн типа ГСЗ, сформированные по записям местных землетрясений. В отдельных случаях наряду с данными региональной сети использованы данные опубликованных годографов ГСЗ.

Из всех проведенных специальных сейсмологических работ за инструментальный период наиболее важным являются результаты Международного профиля Тянь-Шань - Гималаи.

В работе использованы записи сейсмических станций Института сейсмологии НАН Кыргызстана Манас - Аркит - Токтогул - Аккия - Арсланбоб – Сопукоргон, положение профиля – II. Профиль пересекает Таласскую антиклиналь, Баубашитинский горный массив, Караунгурскую и Кугартскую синклинали, Узгенскую мульду, Алдиярский массив и северовосточные отроги Алайского хребта.

В обработку включены записи объемных волн местных землетрясений с К>8.1, попадающие в полосу +- 15 км от осевой линии за период наблюдения 1970-1994 гг. Материал за 25 летний период позволил отобрать записи только с четкими вступлениями фаз. Используя встречные и нагоняющие годографы рефрагированных волн по региональной сети совместно с опубликованными годографами ГСЗ рассчитан скоростной разрез по профилю.

Характерной особенностью разреза является мозаичная форма изолиний скорости в верхней части земной коры, с их сгущением в районе Южно-Ферганского разлома. Обычно зоны аномального сгущения изолиний соответствуют сейсмическим границам, ответственным за наличие петель на годографах (например, район Токтогула). В районе Северного Памира в интервале глубин 80-160 км выявлена низкоскоростная зона.

Для построения двумерных скоростных моделей используется решение обратной задачи рефрагированных волн. Использованы алгоритм и программа обратной кинематической задачи, эффективность которых при выявлении локальных объемов земной коры с аномально высокими или низкими значениями скорости многократно доказана.

Для сопоставления выше указанными разрезами мы приводим карту скоростных неоднородностей для интервала глубин 50-75 км.

Получена скоростная модель литосферы, представленная в виде четырех параллельных слоев, содержащих блоки, для интервалов глубин 35-50 км, 50-75 км, 75-150 км, 150-300 км.

Программа S. Roecker требует большую память (порядка 3 Mb), может обеспечить большую детальность при построении скоростных моделей литосферы.

В слое нижней части коры (35-50 км) блоки, расположенные в Южном и Срединном Тянь-Шане в пределах границы Кыргызстана, имеют хорошее разрешение – значит можно интерпретировать эти результаты, а на Северном Тянь-Шане и прилегающих территориях точность определения низкая значения Р волны низкая, поэтому мы не будем останавливаться на этих данных.

В слое (50-75 км) в районе Ферганской впадины скорость продольной волны значительно повышена (8.28 км/с), чем в ее горном обрамлении, например, 7.5 км/с в районе Чаткальского хребта, в районе горного Равата, а в районе хребта Кичи Алая 7.8 км/с. Самые низкие скорости 7,0 км/с (разрешение-0.95) отмечены в районе Каджи-Сая. В целом Северный и Срединный Тянь-Шань в пределах территории Кыргызстана характеризуются скоростью 7,0- 7,6 км /с, а в Южном Тянь-Шане в пределах Кокшаал –Тоо значеним Vp =7,6- 8,0 км/с. По структурной схеме по скоростному уровню Vp = 7,2 км /с район Каджи - Сая южнее прослеживается более в глубинах 70 км. Таким образом, результаты 2D и 3D скоростной модели литосферы, полученные на основе разных экспериментальных данных, и рассчитанных по разным методам в районе Каджи - Сая совпадают.

По нашей трехмерной скоростной модели под станцией Ош слой в мантии в интервале глубин 50-75 км характеризуется скоростью 8,25 км/с (разрешение –95), Алайская впадина и Заалайский хребет характеризуется со скоростью 7,46 км/с (разрешение – 0,96). По двумерной скоростной модели, созданной по региональной сети по направлению международного профиля Тянь-Шань – Гималаи в районе Заалайского хребта и Алайской депрессии граница М воздымается (граничная скорость V -7,8 км/с). По последней трехмерной модели Ферганская впадина с запада на восток характеризуется значениями скоростей от 8,68 км/с (разрешение – 0,77) до 8,28 км/с (разрешение – 0,95).

Отметим, что верхняя мантия территории, расположенной к юго-западу от Таласо–Ферганского разлома, по последней трехмерной модели верхней мантии (1995), скорость дифференцирована. Но в целом средняя скорость в интервале глубин 50-75 км по этой территории на 0,9 км/с выше, чем средняя скорость верхней мантии Северного и Срединного Тянь-Шаня в пределах территории Кыргызской Республики.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ: ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ДАННЫЕ И МОДЕЛИРОВАНИЕ

Саньков В.А., Парфеевец А.В., Мирошниченко А.И., Саньков А.В., Лухнев А.В.
sankov@crust.irk.ru
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

В задачи исследований входили реконструкция напряженно-деформированного состояния земной коры Монгольского Алтая и окружающих его структур в позднем кайнозое, определение этапов его эволюции и механизмов формирования горных сооружений Западной Монголии. Неотектоническая активизация Монгольского Алтая характеризуется интенсивными вертикальными и горизонтальными движениями вдоль зон разломов древнего PZ(?) и MZ заложения. Разрывные нарушения преобладающего СЗ простирания характеризуются правосторонними сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми смещениями. В межгорных впадинах мезозойские и кайнозойские грубообломочные осадочные толщи смяты в складки, часто связанные с движениями по скрытым надвигам. Основные направления складок – СЗ и ССЗ. До настоящего времени нет единого мнения о стадийности формирования горного сооружения и связанных с этим процессом складчатых и разрывных деформаций. Нами были получены новые данные на основе геолого-структурных исследований кинематики разрывных нарушений и тектонической трещиноватости в зонах Кобдинского, Сагсайского, Харауснурского, Дзерегского, Хан-Тайшир-Нуруу и других разломов в ограничениях кайнозойских впадин Монгольского Алтая и зоны его сочленения с Гобийским Алтаем.

Реконструкции палеонапряженного состояния по тектонической трещиноватости осуществлялись с применением программы WinTENSOR [1]. Они показывают два главных максимума направлений максимального горизонтального сжатия S_{Hmax} – СВ и ССВ направлений. По типу напряженного состояния преобладают поля напряжений сжатия и сдвига. Складчатые деформации MZ и KZ осадков Монгольского Алтая формировались под воздействием сжатия субширотного и СВ направлений. По соотношению структур установлена последовательность их формирования сначала под действием сжатия субширотного направления (MZ_2?), а затем - СВ и ССВ направления.

Для оценки скоростей современных движений по разломам и напряженно-деформированного состояния проведено моделирование с использованием метода конечных элементов [2]. При заданных граничных условиях и параметрах литосферы, скорости горизонтальных и вертикальных движений по разломам в модели варьируют от долей мм/год до 2 мм/год, их кинематика соответствует наблюдаемой в природном аналоге. В поле горизонтальных деформаций выделяются зоны максимумов, связанные со сгущением субпараллельных разломов СЗ простирания, их сочленениями с широтными структурами. Максимальное горизонтальное укорочение в зонах разломов Монгольского Алтая на модели имеет СВ простирание (Аз. 30-40°).

Исходя из сопоставления полученных данных о палеонапряженном состоянии, результатов моделирования с результатами расчетов стресс-тензоров современного поля напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений и данных GPS геодезии, можно заключить, что формирование структур Монгольского Алтая происходило в две стадии в рамках этапа позднекайнозойского коллизионного сжатия. Изменение направления S_{Hmax} от СВ до ССВ происходило за счет реализации сдвиговых движений по древним линейным неоднородностям СЗ простирания в условиях прогрессирующих сжимающих деформаций.

Литература

1. Delvaux D. Release of Program Win-Tensor 4.0 for Tectonic Stress Inversion: Statistical Expression of Stress Parameters. Geophysical Research Abstracts 14, EGU2012-5899.
2. Bird P., Kong X.H. Computer simulations of California tectonics confirm very low strength of major faults, Geol. Soc. Am. Bull., 1994. V. 106. Pp. 159 – 174.

ВКЛАД ТЕПЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В СЕЙСМОГЕНЕРАЦИЮ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ И КЫРГЫЗСКОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Спичак В.В., Гойдина А.Г.
v.spichak@mail.ru
Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Троицк, Россия

Методика. Для оценки вклада тепловых процессов в сейсмогенезис в рассматриваемой области строятся модели теплового потока, а также литостатического и термоупругого напряжений вдоль субмеридионального профиля CD (рисунок 1).

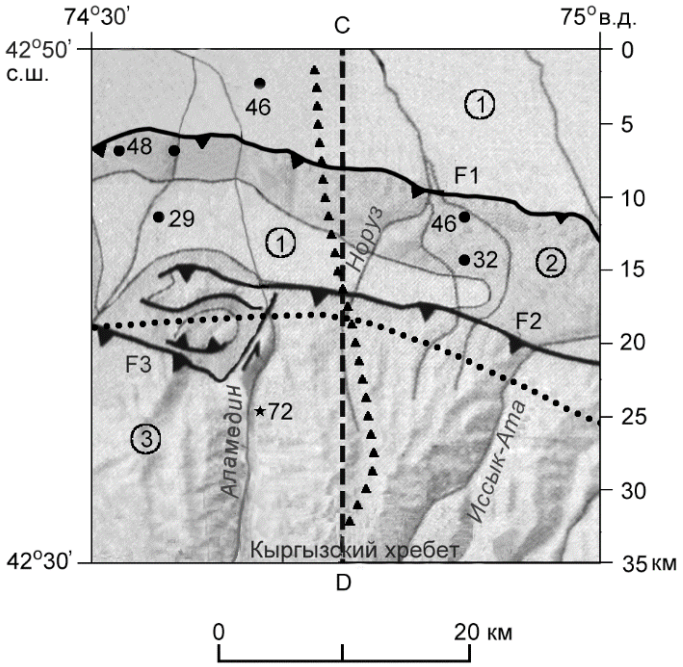


Рисунок 1 – Тектоническая карта южного борта Чуйской впадины Северного Тянь Шаня [1]. F1, F2, F3 – Иссык-Атинский, Шамси-Тюндюкский и Чонкурчакский разломы, соответственно; точки и соседние числа обозначают пункты измерения и величины теплового потока [2]; CD – проекция на поверхность разрезов сейсмических скоростей [3]; треугольники обозначают пункты МТ профиля [4]; 1, 2, 3 - позднечетвертичные, позднекайнозойские и палеозойские отложения, соответственно

С этой целью используются модели температуры, петрофизических свойств и модулей упругости [5], а также модель теплопроводности [6]. На основании моделей плотности, модулей упругости и температуры строятся модели скалывающих и термоупругих напряжений пород [6] и проводится их сопоставление с распределением гипоцентров землетрясений (на рисунке 2 представлена блок-схема процесса анализа данных).

Данные. На рисунке 3 приведен разрез температуры, построенный с помощью электромагнитного геотермометра [5]. Для оценки теплопроводности в разрезе сначала был построен разрез литотипов пород, а затем он был использован для прогноза теплопроводности [6] по табличным данным, опубликованным для этого региона Северного Тянь-Шаня [2], с учетом ее температурной зависимости (рисунок 4).

Используя построенные разрезы температуры и теплопроводности (рисунки 3 и 4, соответственно), мы оценили плотность теплового потока в разрезе вдоль профиля CD по формуле Фурье. На рисунках 5 а, б приведены построенные таким образом модели компонент q_x и q_z вектора плотности теплового потока (ПТП), соответственно.

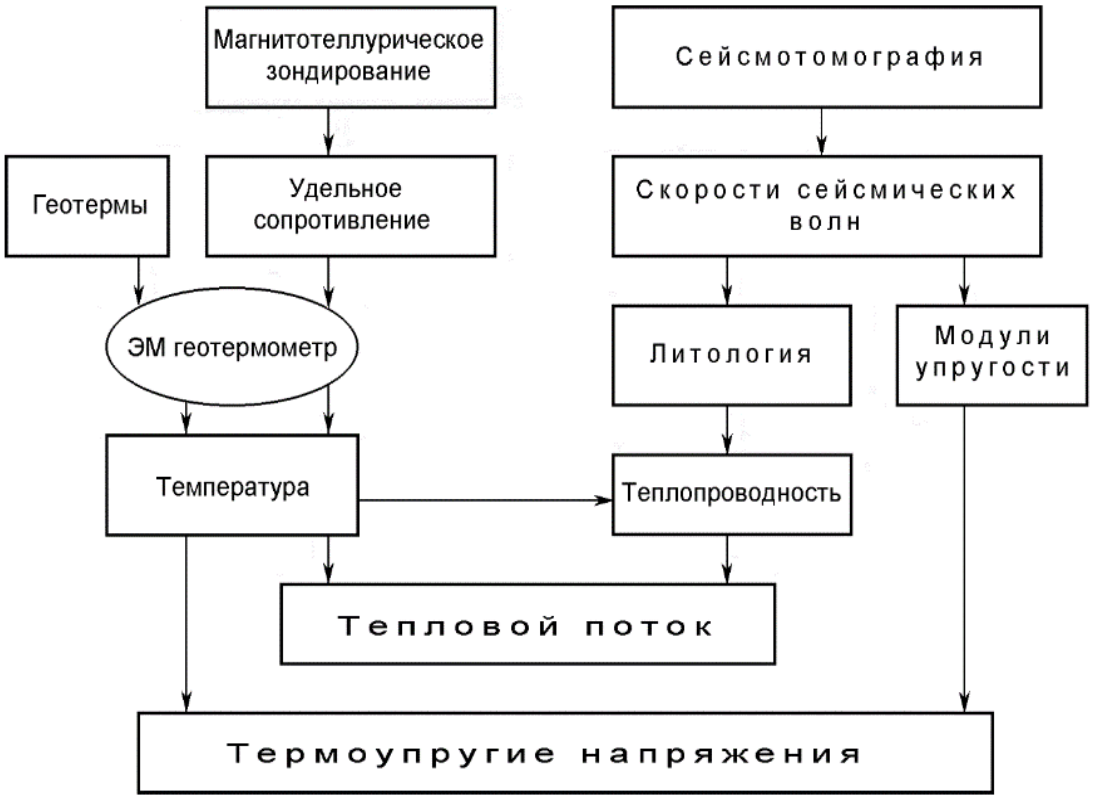


Рисунок 2 – Общая блок-схема анализа информации [6]

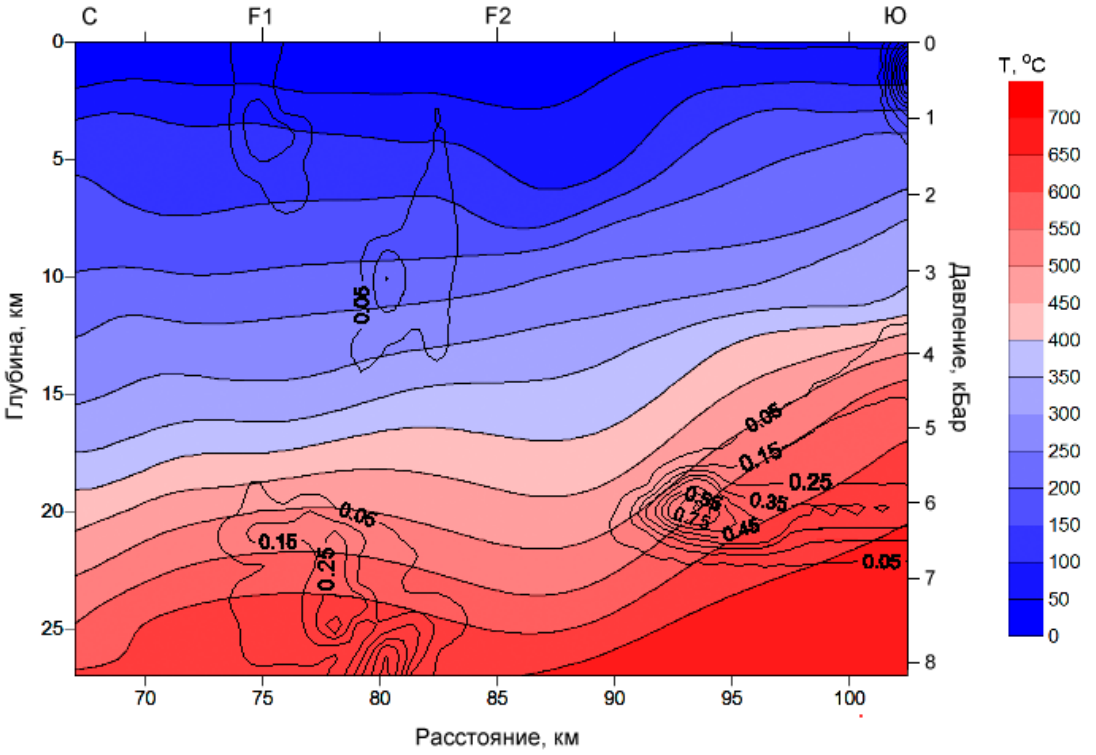


Рисунок 3 – Разрез температуры вдоль профиля CD, построенный с помощью электромагнитного геотермометра, с наложенными на него изолиниями флюидной пористости [7] и гипоцентрами землетрясений [Ghose et al., 1998]. Здесь и далее F1 и F2 указывают месторасположение Иссык-Атинского и Шамси-Тюндюкского разломов

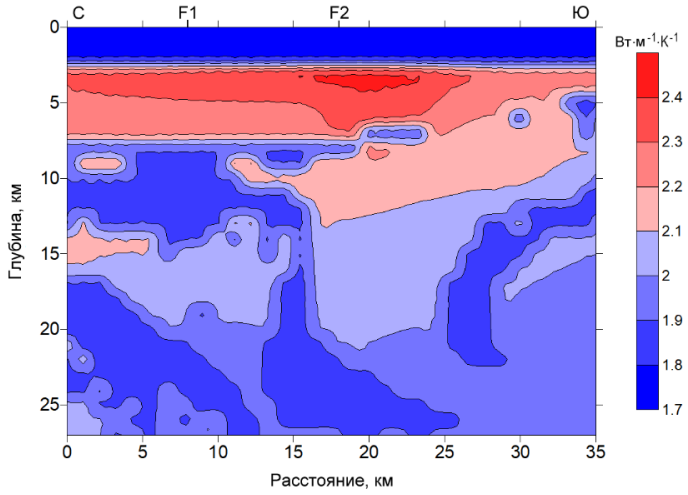


Рисунок 4 – Разрез теплопроводности [6]

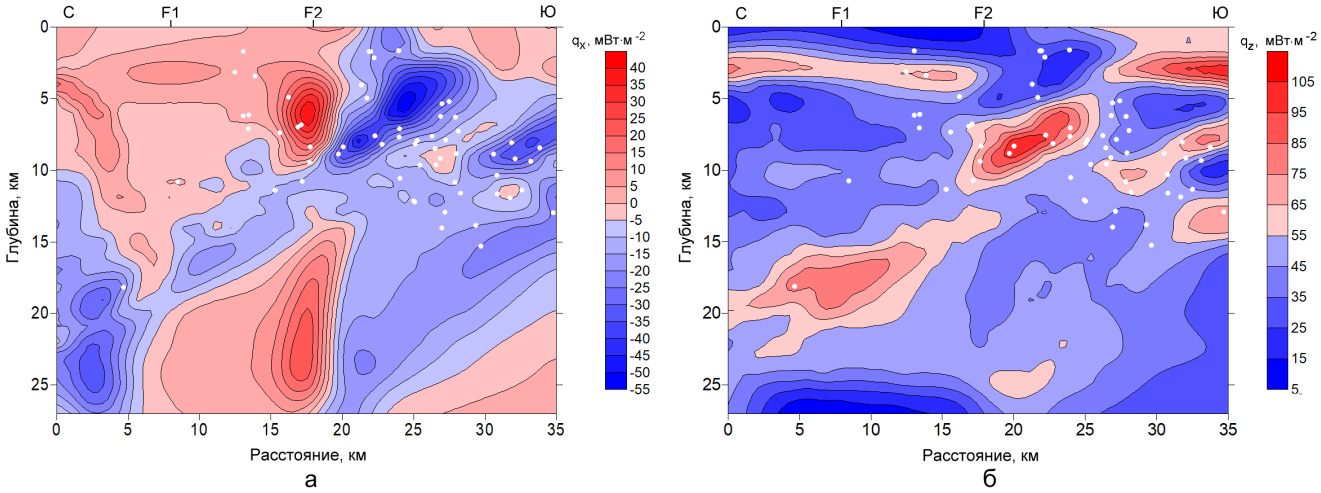


Рисунок 5 – Разрезы компонент q_x (а) и q_z (б) вектора ПТП, соответственно [6]. Положительные значения компонент соответствуют направлению теплового потока с юга на север (а) и снизу вверх (в)

Результаты. С использованием построенных моделей модулей упругости [5] были построены разрезы литостатического (скалывающего) и термоупругого напряжений [6]. На рисунке 6 приведен разрез их разности.

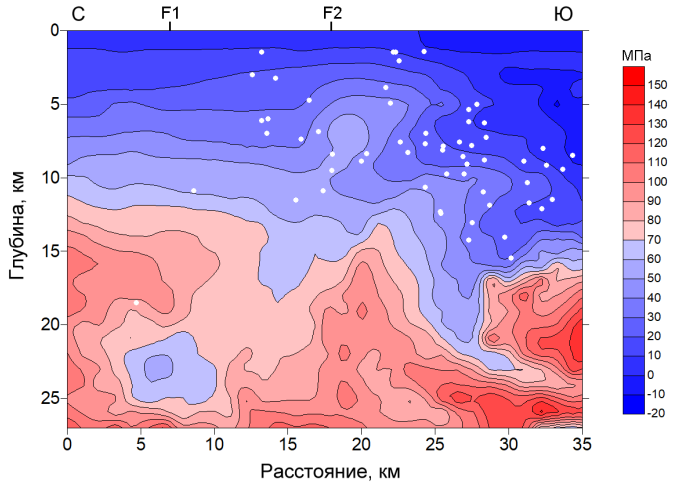


Рисунок 6 – Разрез разности скалывающего и термоупругого напряжений [6]. Точками отмечены гипоцентры землетрясений

Из рисунка 6 видно, что максимальная концентрация гипоцентров землетрясений приурочена к области, в которой термоупругие напряжения, вызванные расширением пород при нагревании, сопоставимы с литостатическими или превышают их (нулевая отметка на палетке соответствует балансу этих напряжений).

Выводы. На основании сопоставления построенных моделей температуры, плотности теплового потока и напряжений пород, с одной стороны, и распределения гипоцентров землетрясений, с другой стороны, можно сделать следующие выводы:

- землетрясения происходят в зонах максимальной ПТП и концентрируются в непосредственной окрестности Шамси-Тюндюкского разлома, по обе стороны от которого аномалии горизонтальной компоненты ПТП имеют противоположный знак (рисунок 5а);
- максимальная концентрация гипоцентров землетрясений приурочена к области гранитной “глыбы” (на глубинах до 10 км в южной части разреза), в которой термоупругие напряжения, вызванные нагреванием пород, играют значительную роль.

Полученные результаты позволяют предположить, что в масштабе сейсмоактивной зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня сейсмическая активность в значительной степени определяется термомеханическим эффектом, вызванным горячим восходящим потоком кислой магмы из верхней мантии под Муюнкумо-Наратским массивом. Он максимален на глубинах 5-15 км в южной части разреза, где расположено большинство гипоцентров землетрясений. Локализация части гипоцентров севернее Шамси-Тюндюкского разлома, по-видимому, связана с отрицательной аномалией теплового потока, вызванной остыванием ранее нагретых пород на участке между Иссык-Атинским и Шамси-Тюндюкским разломами.

Литература

1. Макаров В.И., Абдрахматов К.Е., Томпсон С. Современные движения земной коры по геологическим данным // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Н.В. Лаверов (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 157-176.
2. Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С. Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1516-1531.
3. Ghose S., Hamburger M.W. and Virieux J. Three-dimensional velocity structure and earthquake locations beneath the northern Tien Shan of Kyrgyzstan, central Asia // J. Geophys. Res. 1998. V. 103 (B2). P. 2725-2748.
4. 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.
5. Спичак В.В., Гойдина А.Г. Геолого-геофизическая модель линзы в зоне сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта (Северный Тянь-Шань) по результатам сейсмотомографии и магнитотеллурических зондирований // Геология и геофизика. 2022. № 11. С. 1500-1519.
6. Спичак В.В., Гойдина А.Г. Оценка вклада тепловых процессов в сейсмогенерацию в зоне сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 2024. № 1. С. 119-139.
7. Спичак В.В. Электромагнитная томография земных недр. М.: Научный мир. 2019. 374 с.

НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО УРАЛА В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Суханова Т.В., Макарова Н.В.
tanikamgu@mail.ru
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Уральское горное сооружение протягивается более, чем на 2000 км, при этом меняются его абсолютная высота, рельеф, геологическое, в том числе глубинное строение, новейшая тектоника и другие характеристики. Все это является отражением геодинамических условий формирования Урала. Большинство исследователей считает, что новейший Уральский ороген образовался в результате косой коллизии Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты, хотя есть и другие точки зрения. Эти крупные структуры, в свою очередь, испытывают воздействие различных источников тектонических напряжений, обусловленных движением литосферных плит: с северо-запада со стороны спрединга в Северной Атлантике, с юга или юго-востока со стороны коллизионных границ Альпийско-Гималайского пояса, с Арктического севера в результате процессов рифтогенеза в хр. Гаккеля. Еще одним самостоятельным источником тектонических сил, влияющих на структуру Уральского орогена, является глубокая Прикаспийская впадина – синеклиза, прогибающаяся в течение всей геологической истории. На основании влияния различных источников напряжений были выделены геодинамические системы, в которые входят источник напряжений и область, на которую распространяется его влияние [1, 2].

На фоне общих, фактически планетарных источников напряжения, на отдельные области Уральского орогена воздействуют менее крупные внутриплатформенные структуры. Это выступы фундамента Восточно-Европейской платформы, развивающиеся своды или впадины. Они имеют глубинное заложение, отраженное в поверхности Мохо, мощности земной коры и ее геофизических характеристиках. В результате меняются ориентировка горного сооружения, его строение и морфология, типы новейших структур, проявление сейсмичности. Но при всем многообразии источников напряжений, результат их воздействия на структуру Урала сводится к преобладанию регионального всестороннего сжатия при локальных процессах растяжения, определенных по измерению напряжений в подземных горных выработках [3, 4] и подтвержденных наземными методами исследований. Среди последних, помимо тектонофизических методов, использующих трещиноватость пород и разломы, значение имеет структурно-геоморфологический анализ, позволивший определить общую новейшую структуру Урала и входящих в нее отдельных положительных и отрицательных форм. Анализ их морфологии, строения, тектоники, соотношения с древними структурами в комплексе с геологическими и геофизическими методами позволяет определять источники тектонических напряжений разного ранга.

В новейшей структуре Южного Урала (далее Ю. Урала) поднятия и прогибы образуют системы северо-восточного простирания (рисунок). Системы расширяются к юго-западу и югу, расходятся и дугообразно выгибаются к западу, в целом образуя рисунок «конского хвоста». По М.Л. Коппу [5], общее расширение Ю. Урала связано с оттоком материала из области Среднеуральской аномалии или Пережима. Системы поднятий состоят из кулисно сочлененных структур. Впадины – эрозионно-тектонические понижения – разделены перемычками (положительные ундуляции) и также кулисно соединяются друг с другом. Это – результат значительной роли сдвиговых деформаций, среди которых преобладают правые. Поднятия и впадины чаще всего разделены разломами, часто наследующими древние, обновленные в новейшее время, в том числе Главный Уральский разлом.

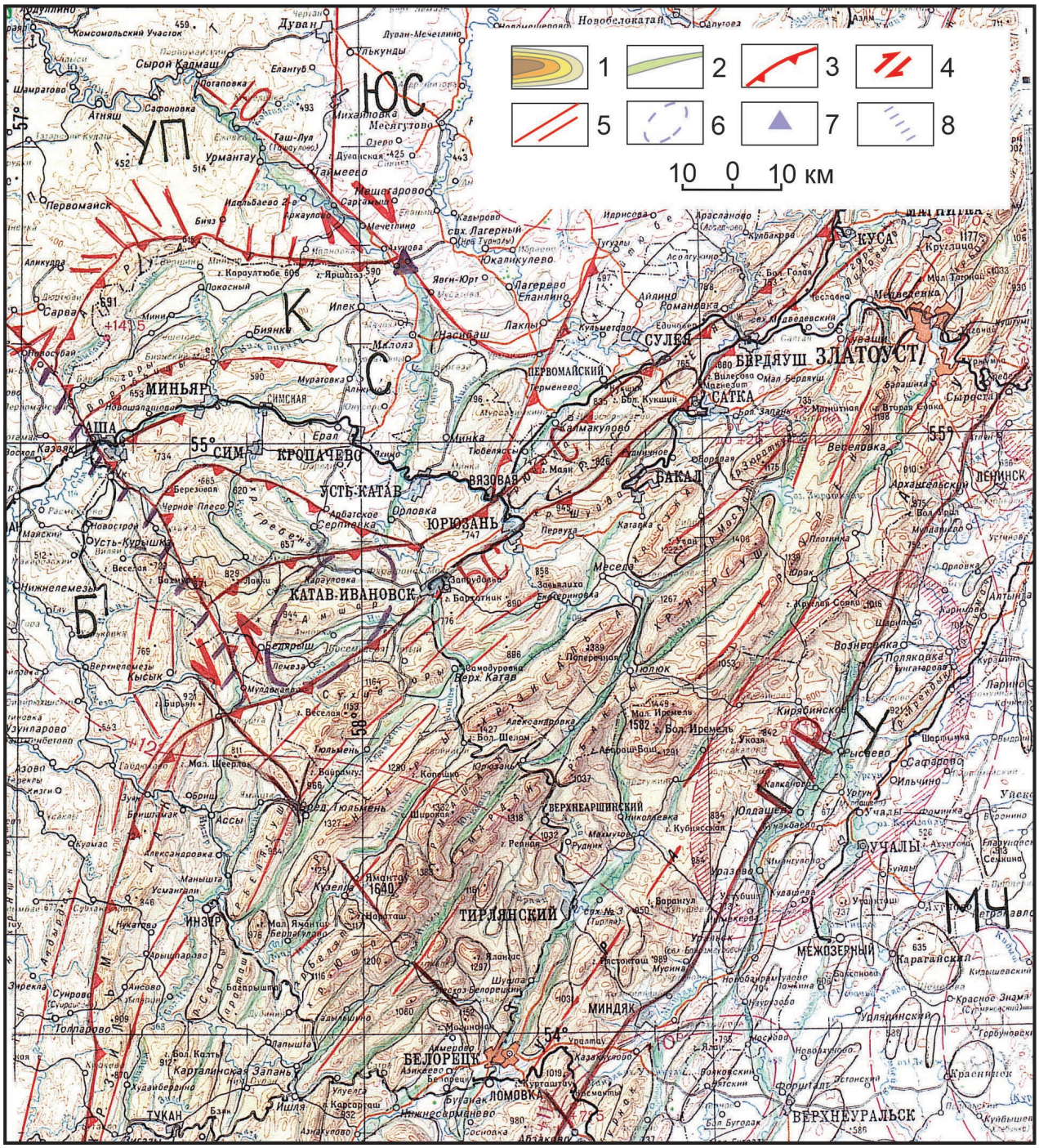


Рисунок – Фрагмент карты новейших структур Южного Урала 1 – поднятия; 2 – впадины (эрозионно-тектонические понижения); 3 – взбросы и надвиги; 4 – сдвиги; 5 – разломы и отдельные линеаменты; 6 – зона эпицентров землетрясений 2018 г; 7 – газовая и тепловая аномалии г. Янгантау [9, 10]; 8 – сейсмогенная зона второй категории [8]. Разломы (красные буквы): А – Ашинский, БС – Бакало-Саткинский, ГУР – Главный Уральский, С – Сулеинский, Ю – Юрюзанский; структуры (черные буквы): К – Каратауский выступ, МЧ – Магнитогорско-Челябинское поднятие, С – Симская мульда, УП – Уфимское плато, У – Уральский прогиб; части Предуральского прогиба: Б – Бельская, ЮС – Юрюзано-Сылвинская

Восточная часть Южно-Уральского орогена резко снижена, по сравнению с Западной и Центральной его частями. Это – сложенное в основном палеозойскими и кайнозойскими отложениями Магнитогорско-Челябинское поднятие, развитое над герцинскими

Магнитогорским синклинорием, Восточным поднятием. Выделяется узкий Магнитогорский прогиб с долиной р. Урал и ряд разноранговых поднятий и впадин. Наиболее крупные левокулисно сопряженные поднятия снижаются к юго-востоку к границе с Западно-Сибирской плитой. Южная часть Ю. Урала (домугоджарская) снижена, является более массивной с меридионально развитыми поднятиями и впадинами, в целом в рельефе известная как Зилаирское плато.

Особой структурой Ю. Урала, связанной с современной сейсмичностью, является система поднятий Каратау, выпуклая и выдвинутая на север, изучавшаяся многими исследователями и, прежде всего, Н.С. Шатским [6]. Каратаусский выступ выражен в структуре докембрийского фундамента Ю. Урала. Он сложен рифейскими и вендскими породами, на которые на востоке наложена палеозойская Симская мульда. Он разделил палеозойский Предуральский краевой прогиб на западную – Бельскую – и восточную – Юрюзано-Сылвинскую части. Выступ ограничен по ширине разломами – Ашинским на западе и Юрюзанским на востоке, проявленными долинами рек Ук и Юрюзань и уступами. Выдвинутость выступа к северу говорит о сдвиговом типе разломов [6]. Из них Ашинский является взбросом [7] (по Н.С. Шатскому [6], сбросом). Он сопровождается надвзбросовой флексурой в нижнепермских отложениях, хотя авторы [7] связывают ее с глубокой погребенной разломной зоной фундамента, в которую входит и Ашинский взбросо-сдвиг. Южнее выступа он уже не выражен на поверхности единой линией, но, возможно, протягивается до Магнитогорска, трассируясь отдельными прямолинейными отрезками речных долин, поперечных к простиранию основных структур. Разлом является потенциально сейсмоопасной зоной второй категории [8]. Повышена в настоящее время сейсмическая активность и Юрюзанского сдвига, определенная по сейсмическим шумам [9]. С этим сдвигом также связаны газо-гидротермальная аномалия Янгантау и выходы сероводорода на его продолжении к северу, изучавшиеся многими исследователями еще в ранние годы, а также Р.И. Нигматулиным и др. [10], В.А. Пучковым и др. [11].

Новейшая структура выступа состоит из четырех асимметричных с северной вергентностью дугообразных в плане надвиговых блоков-пластин с падением плоскостей сместителей на юго-восток. Блоки снижаются к востоку к Предуральскому прогибу. Фронтальная часть Каратаусского блока возвышается над примыкающим Уфимским плато – структурой Восточно-Европейской платформы – на 150-200 м. Перед фронтом-уступом пермские отложения дислоцированы [6], развита разрабатываемая эрозией радиальная сеть линеаментов, представляющих собой структуры растяжения. Каратаусский блок был надвинут с юго-востока на платформу в послеартинское время, возможно, и значительно позже [6, 11 и др.]. В настоящее время он поднимается, судя по глубоким врезам расчленяющих его речных долин. В створе с выступом находятся самые высокие вершины Ю. Урала – Ямантау (1640 м) и Б. Иремель (1582 м), наблюдается раздробленность структур, изменение их простирания на меридиональное.

Тыловая часть Каратаусского выступа южнее пос. Сим имеет сложное строение. Здесь структуры выгнуты на запад и резко не согласно (торцово) сочленяются со структурами северо-восточного простирания, образуя рисунок складчатости пересечения. Здесь же стыкуются разрывные нарушения, разграничивающие складки различного простирания, а также протягиваются Сулеинский и Бакало-Саткинский правые взбросо-сдвиги [12], входящие в зону Зильмердакского надвига. К этому сложному по строению участку приурочены эпицентры землетрясений и наиболее сильного Усть-Катавского 2018 года магнитудой 5,4. В.М. Макеев с соавторами [13] считает этот участок зоной интерференции разнородных напряжений, наведенных из разных источников (геодинамически-активных систем) – с севера, юго-востока и северо-востока.

Морфология поднятий, внутреннее строение Каратаусского выступа, выдвинутость массива из общей структуры Южного Урала на север, позволяют связать его образование с сжатием структуры Ю. Урала, направленным с юго-востока.

Кратко рассмотренные новейшие структуры Ю. Урала свидетельствуют о том, что их формирование связано с различными источниками тектонических напряжений. Северная, наиболее суженная часть, еще находится под влиянием Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы, вызвавшего сужение Урала (Среднеуральская аномалия). Отсюда, предположительно, происходил отток материала к северу и югу, чем объясняется общее расширение Ю. Урала [5]. Южнее, где структуры выгибаются на запад и становятся субмеридиональными, их образование может быть связано с давлением с юга или юго-востока от коллизионных границ плит. Этому соответствует выдвижение к северо-западу Каратауского выступа. Кроме того, его снижение к северо-востоку и ограничение Ашинским взбросом, возможно, связано с другими геодинамическими источниками. Зона торцового соотношения Каратаусского выступа с основными структурами Ю. Урала является сейсмически опасной. С ней также связаны газовые и тепловые аномалии.

Литература

1. Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. Спецвыпуск. 1996. № 3 С. 49-60
2. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 299 с.
3. Алейников А.Л., Булавин О.В., Булашевич Ю.П. и др. Горизонтальные напряжения и тектогенез Урала // Глубинное строение Урала и сопредельных регионов. Свердловск: УрО АН СССР. 1988. С. 106-113.
4. Зубков А.В. Напряженное состояние земной коры Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 3-18.
5. Копп М.Л. Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое. Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 84-107.
6. Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтяной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: Изд. МОИП. 1945. 131 с.
7. Зиняхина И.К., Журенко Ю.Г., Рождественский А.П. Геолого-геоморфологические данные о новейшей тектонической активности в зоне Ашинского разлома на Южном Урале. Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Сб. 2. Уфа. 1968. С. 111-125.
8. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург: УрО РАН. 2001. 124 с.
9. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Загребина А.И., Газизова С.А. Структурная геология северо-востока Башкортостана. Уфа: АН РБ. 1999. 131 с.
10. Нигматулин Р.И., Казанцева Т.Т., Камалетдинов Р.И., Казанцев Ю.В., Бобохов А.С. Геология и генезис тепловых аномалии Янгтантау. Уфа: АН РБ. 1998. 71 с.
11. Пучков В.Н., Абдрахманов Р.Ф., Кисин А.Ю., Шанина С.Н. Газогидро-геотермальные явления горы Янгантау // Геологический вестник. 2018. № 1. С. 24-50.
12. Тевелев А.В., Тевелев Арк. В., Хотылева А.О., Прудникова И.А., Кошелева И.А., Володина Е.А., Мосейчук В.М. Тектоническая обстановка в районе Катав-Ивановских землетрясений в сентябре 2018 г. (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 2. С. 23-29.
13. Макеев В.М., Пикулик Е.А., Никитин С.Н., Коробова И.В. Современные геодинамические системы Урала в связи с сейсмичностью // Российский сейсмологический журнал. 2023. Т. 5. № 3. С. 83-98.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Сычева Н.А.[1], Богомолов Л.М.[2]
nelya@ifz.ru
[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
[2] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

Разработка новых подходов к прогнозированию разрушительных землетрясений (ЗЛТ) и уменьшению их последствий включает, по необходимости, расширение объема данных о динамических параметрах (ДП): радиус очага r, скалярный сейсмический момент M_0 и сброшенные касательные напряжения, действующие параллельно плоскости разрыва. Информация об этих параметрах, непосредственно относящихся к объемам очагов ЗЛТ, может характеризовать региональные особенности геодеформационного процесса.

Для определения динамических параметров землетрясений необходимо построить очаговый спектр и определить угловую частоты f_0 и спектральную плотность Ω_0. Зная эти данные можно вычислить: сейсмический момент M_0, радиус Брюна r, сброс касательных напряжений $\Delta\sigma$ и так далее. Основная проблема при расчете динамических параметров состоит в получении спектра источника. При его построении решается обратная задача геофизики - переход от станционного спектра к очаговому. Для вычисления очагового спектра по записям, зарегистрированных станциями сети исследуемого региона необходимо знать станционные поправки, а также функцию зависимости добротности от частоты вида $Q(f) = Q_0 f^n$ с численными значениями коэффициентов Q_0 и n. В случае Алтае-Саянской горной области необходимы станционные поправки (более 50 станций) и функция зависимости добротности от частоты для значительной территории. Для Северного Тянь-Шаня задача определения добротности и станционных поправок потребовало большой ресурс времени [Sycheva, Bogomolov, 2020]. Для вычисления сброшенных напряжений можно использовать выражение: $\Delta\sigma=7M_0/16r^3$, которое наиболее часто используется для оценки величины $\Delta\sigma$ по сейсмическим данным [Brune, 1970; Scholz, 2002]. Для рассматриваемых событий необходимо знать M_0 и r. Если рассматривать землетрясения, для которых известен скалярный сейсмический момент (сайт CMT, https://www.globalcmt.org), а для вычисления радиуса очага землетрясения использовать регрессионные зависимости радиуса очага от энергетической характеристики, полученной ранее для рассматриваемого региона или использовать модели, предложенные в других работах, то можно расширить банк данных по сброшенным напряжениям для исследуемого региона. Этот подход реализован в данной работе.

Литература

1. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. P. 4997–5009.
2. Scholz C.H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge: Cambridge University Press. 2002. 496 p.
3. Sycheva N.A., Bogomolov L.M. On the stress drop in North Eurasia earthquakes source-sites versus specific seismic energy. Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones. 2020. Vol. 4. No. 4. P. 393–446.

РАЗНООРИЕНТИРОВАННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПЛАНЫ ЕВРАЗИИ

Тверитинова Т.Ю.[1,2]
tvertat@yandex.ru
[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Под структурным планом мы понимаем главную ориентировку региональных складчато-разрывных систем (орогенов) в складчатых поясах и рифтогенных структур в фундаменте древних платформ. Вместе они отражают своеобразную "двойственность" земной коры – наличие в ней блоков, разделенных системами дизъюнктивных нарушений разного типа. В понятие "дизъюнктив" входит весь комплекс тектонических нарушений, представляющих зоны резкого изменения состояния вещества вплоть до полного разрушения. Это не только трещины и разрывы, но и зоны концентрации деформаций различного типа − растяжения, сдвига, сжатия. Дизъюнктивы являются способом существования геологической среды, состоящей из относительно обособленных геологических тел, каждое из которых характеризуется своей системой дизъюнктивов.

Система блоков и их границ − дизъюнктивов − иерархична, т.е. каждый блок состоит из более мелких блоков, тогда как сам является элементом, составной частью более крупного блока. Фрактальность дизъюнктивов проявляется также в том, что дизъюнктивы разного масштаба обладают сходными параметрами. Масштаб дизъюнктивов зависит от размеров объекта, в т.ч. от мощности различных геосфер Земли. Одновременно существуют планетарные, региональные и локальные дизъюнктивы. Блоковое строение определяет относительную независимость внутренней структуры каждого блока, наличие в нем своей системы дизъюнктивов различной ориентировки и типа.

В системе блоки – дизъюнктивы "активными" элементами являются дизъюнктивы, тогда как блоки – результат сложных перемещений по дизъюнктивам при субдукционных и коллизионных процессах формирования геологических структур. Ориентированность дизъюнктивов определяет характерный структурный план геологических объектов. Изучая дизъюнктивы, мы в первую очередь устанавливаем их ориентировку – простирание.

Основные структурные элементы континентальной коры – древние платформы и складчатые системы (орогены) подвижных поясов в обрамлении древних платформ – отражают региональную делимость земной коры и наличие региональных структурных планов. Внутреннее строение как фундаментов древних платформ, так и складчатых сооружений (орогенов) показывают их сложное внутреннее строение – наличие разломно-блоковых систем более высокого порядка. В свою очередь сами подвижные (складчатые) пояса образуют планетарную систему дизъюнктивного характера. В эту же планетарную систему подвижных поясов континентов входят и подвижные пояса океанов – спрединговые зоны, а блоками являются литосферные плиты или их части.

Основными структурами тектонического районирования Евразии являются четыре древние платформы: Восточно-Европейская, Сибирская, "многоблоковая" Китайская и Индийская, а также складчатые и подвижные пояса: Средиземноморско-Индонезийский, Тихоокеанский, Северо-Атлантическо-Арктический и Урало-Монгольский. В строении складчатых поясов выделяются микроконтинентальные блоки и разновозрастные орогены, ориентировка которых в основном соответствует границам древних платформ, но во внутренних областях поясов орогены характеризуется сложной, часто петлеобразной формой с различными простираниями структур. Тем не менее, статистический анализ ориентировок разрывных нарушений и отражающих их распределение линеаментов, указывает на существование четырех основных систем делимости, закономерно ориентированных относительно фигуры вращения Земли (Анохин, Маслов, 2015), что свидетельствует в пользу единого геодинамического фактора их формирования. Этим геодинамическим фактором является полярное сжатие – широтное растяжение, являющееся наиболее очевидным глобальным структурообразующим фактором деформирования литосферы (Расцветаев,

Тверитинова, 2015, 2016). В настоящее время полярное сжатие определяет формирование меридиональных структур отрыва, широтных структур сжатия и двух планетарных систем скалывания: левосдвиговых северо-восточного простирания и правосдвиговых северо-западного простирания. Соответствующая кинематика характерна для активных на новейшем этапе развития структур и наиболее отчетливо проявлена в меридиональных рифтово-спрединговых системах планеты, широтных коллизионных зон сжатия (орогенов) в Средиземноморско-Индонезийском и восточной части Урало-Монгольского (его Монголо-Охотской ветви) складчатых поясов, широком проявлении правосдвиговой деформации вдоль структур северо-западного простирания и левосдвиговой деформации вдоль структур северо-восточной ориентировки. То есть главный структурный план, отвечающий коллизионным структурам, – субширотный.

В предшествующие эпохи как главные структуры сжатия формировались системы иной ориентировки. Первоначальное формирование разновозрастных орогенов диагонального и меридионального простираний определялось поперечным к ним сжатием, т.е. северо-восточные складчатые системы формировались в условиях северо-западного сжатия, северо-западные – северо-восточного, а меридиональные – широтного.

Помимо полярного сжатия в литосфере Земли действуют мегарегиональные поля напряжений с другой ориентировкой оси максимального сжатия -– в приполярных областях наблюдается "закручивание" горизонтальных осей и переход к лиагональным ориентировкам осей максимального сжатия и растяжения (Гущенко, 1979). В реализации напряженного состояния литосферы большую роль играют подкоторые течения в мантии, определяющие направление спрединга в океанах и затягивание слэбов в зонах континентальных окраин (Ребеций, 2020).

Нельзя не учитывать тот факт, что региональные складчатые системы, становившиеся частью более крупных блоков, могли вместе с последними испытывать вращение. Концепцию волновой ротационной геодинамики развивал А.В. Викулин (Викулин, Иванчин, 2014 и др.). Сохранение четырех главных систем орогенов указывает на то, что в уже структурированной литосфере вновь возникающие структуры могут формироваться не только новым направлениями, а по уже существующим в геологической среде неоднородностям.

Палеогеографические и палеомагнитные данные указывают, что в истории Земли полюса нашей планеты перемещались. При этом самые активные конвергентные движения континентальных блоков (вместе с несущими их плитами) сосредотачивались в экваториальной области, а в полярных областях преобладали обстановки растяжения (рифтогенез переходящий в спрединг). по распределению палеополюсов можно видеть, что отклонение оси вращения Земли от современного составляет порядка 90° (45° в разные стороны).

Несмотря на сложности структурных соотношений в складчатых областях разновозрастных различно ориентированных складчатых систем по их главным ориентировкам выделяется несколько структурных планов – субширотной, северо-западной, субмеридиональной и северо-восточной ориентировки.

Проведенная Ю.И. Тверитиновым статистическая обработка данных о простираниях складчатости в складчатых областях Евразии (Структурные перестройки..., 1981) показала, что "структурные планы в складчатых областях поворачиваются в направлении против часовой стрелки со средней угловой скоростью 0,34° в 1 млн. лет. Адекватно происходят структурные перестройки планетарного масштаба, сопряженные с перестройкой фигуры Земли и перераспределением масс в ее глубинных сферах. Наиболее вероятной причиной и движущей силой процесса является соответственное вращение глобального поля тектонических напряжений, обусловленное направ-ленным изменением положения оси вращения Земли относительно звезд".

Ю.И. Тверитинов считает, что "Формирование структурных планов и их перестройки определяет сложный механизм взаимодействия внешних и внутренних сип, меняющих свои соотношения во времени и пространстве. На уровне планетарных мегаструктур

непосредственной причиной глобальных деформаций выступают внутренние сипы (тепловая энергия, гравитация, радиальные напряжения), а влияние внешних (ротация) – носит скрытый характер. Подвижные пояса сохраняют высокую тектоно-магматическую активность в течение одного–трех циклов. Воздействие внешних сил выражается в образовании складчатости общего смятия, в ее закономерном расположении по отношению к координатной сети, в поворачивании структурных планов против часовой стрелки, в смене режимов растяжения – сжатия, погружения – воздымания. Рассмотренный механизм предполагает одновременное развитие разноориентированных структур, прямолинейных складчатых зон и дуг разного радиуса кривизны, образующих парагенезис, что не противоречит выявленной закономерности.

Структурные перестройки обусловливают и объясняют наблюдаемые в попициклических областях несовпадения структуры верхних этажей и фундамента, наличие "регматической" сети разломов и их перекрестков, мозаично-блоковое строение коры и сложную изменчивость режимов ее развития".

С течением времени структура континентов усложняется, но при этом главные структурные направления "сохраняют" признаки основного этапа своего формирования как складчатые системы. Структуры северо-западной ориентировки на территории Северной Евразии повсеместно являются байкалидами и герцинидами, структуры северо-восточной – каледонидами и киммеридами. В современной структуре разновозрастные орогены являются частями складчатых поясов, имеющих тенденцию к ортогональной ориентировке.

В Урало-Монгольском поясе выделяется субмеридиональный (между Восточно-Европейской и Сибирской платформами) и субширотный (между Сибирской и Китайскими платформами) участки. Средиземноморско-Индонезийский пояс ориентирован в целом в субширотном направлении, Тихоокеанский – в субмеридиональном. В пределах подвижных поясов отдельные орогены и рифтогенные структуры расположены кулисообразно с формированием местами сдлэных структурных рисунков. Наиболее сложным структурным рисунком характеризуется центральная часть Урало-Монгольского пояса и Тибетская Средиземноморско-Индонезийского за счет сложных субдукционно-коллизионных деформационных процессов при закрытии предшествующих орогенам океанических бассейнов.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

1. Анохин В.М., Маслов Л.А. Опыт изучения закономерностей направленности и протяженности линеаментов и разломов в регионах // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2015. Вып. 25. № 1. С. 7–18.
2. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Геодинамика как динамика блоковой вращающейся среды // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2014. С. 48–51.
3. Гущенко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 26–51.
4. Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю. Вращение Земли и планетарные зоны скалывания, сжатия и растяжения // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 2. М.: ИФЗ РАН. 2016. С. 545–552.
5. Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю. Земля как эллипсоид деформаций // Система "Планета Земля": 200 лет Священному союзу. М.: ЛЕНАНД. 2015. С. 615–624.
6. Ребецкий Ю.Л. Поле глобальных коровых напряжений Земли // Геотектоника. 2020. № 6. С. 3–24.
7. Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях / В.А. Тверитинова и др. М.: Недра. 1981. 222 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ УЧАСТКА ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Тимошина В.А.[1], Гордеев Н.А.[2], Куропаткина Т.Н.[1], Любимова Т.В.[1]
valeriatimosina708@gmail.com
[1] Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Исследовалась Туапсинская сдвиговая зона, характеризующаяся сложной складчатостью и разнообразными дизъюнктивными нарушениями [1]. Последняя тектоническая активизация здесь связана с постплейстоценовым временем, когда существующая сеть разломов была обновлена и/или частично заново сформирована [2]. Для оценки активности неотектонических нарушений необходимо понимание их ориентировки в поле сложившихся напряжений. Неотектонические напряжения восстанавливались структурно-геоморфологическим методом Л.А. Сим [3] с использованием программного обеспечения SimSGM [4]. Реконструкция напряжений выполнена на основе карты неотектонической раздробленности [5]. По составленной карте неотектонических напряжений было установлено преобладание напряжений двух типов левого сдвига, образованного в обстановке: дополнительного сжатия и дополнительного растяжения. При этом отмечено, что наиболее активные оползневые проявления на участке за последние 5 лет [6] приурочены к абсолютным отметкам 300–400 м и находятся в зоне парагенезиса мегатрещин левого сдвига. образованных в обстановке дополнительного растяжения Для этих зон характерны повышенные мощности четвертичных отложений, которые под влиянием переувлажнённости приобретают вязкопластичную консистенцию. Полученную закономерность можно использовать при проектировании зданий и сооружений в горно-складчатых областях. Данное исследование будет продолжено за счет расширения территории исследования.

Литература

1. Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Строение Туапсинской сдвиговой зоны по полевым тектонофизическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер 4. Геология. 2016. №1. С. 41-55.
2. Куропаткина Т.Н. Геомеханические свойства тектонических нарушений как фактор геодинамической опасности участков земной коры // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа: Материалы XIII Всерос. науч.-техн. конф. с междунар. участием, г. Владикавказ, 04–08 октября 2023 г. М.: Ин-т истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН. 2023. С. 311-314.
3. Сим Л.А., Сычева Н.А., Гордеев Н.А. Неотектонические и современные напряжения юго-восточного Алтая // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т. 22. № 4. С. 98-110.
4. Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений Л.А. Сим // Геоинформатика. Моделирование геообъектов и геопроцессов. 2019. № 2. С. 25–33.
5. Куропаткина Т.Н., Любимова Т.В. Исследование тектонических особенностей участка Черноморского побережья Краснодарского края при проведении инженерно-геологических изысканий // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в РФ: Материалы XVI Общерос. науч.-практ. конф. изыскательских организаций, г. Москва, 1–3 декабря 2021 г. М. 2021. С. 127-131.
6. Интерактивная карта проявлений опасных экзогенных геологических процессов на территории РФ [Электронный ресурс https://egpmapold.geomonitoring.ru/] (дата обращения 08.03.2024)

О НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКЕ И РАНГОВОМ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА)

Умурзаков Р.А.[1], Дононов Ж.У.[2] , Исмадуллаев Б.И.[3]
umrah@mail.ru, jasurdononov@mail.ru, ismadullayev@mail.ru
[1] Ташкентский государственный технический университет, г. Ташкент, Узбекистан
[2] Каршинский инженерно-экономический институт, г. Карши, Узбекистан
[3] Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений, г. Ташкент, Узбекистан

В пределах территории Южного Узбекистана находятся горные сооружения Юго-западных отрогов Гиссара и Сурхандарьирнская впадина. Важной особенностью этой территории является то, что·именно здесь наиболее контрастно проявляются различные генетические типы тектонических движений и деформаций, происходящих, с одной стороны, как утверждают многие исследлователи, под влиянием направленных сжимающих усилий со стороны Памира – Гиндукуша [1], с другой стороны, под влиянием тлубинных термодинамических процессов, сопровождающихся фазовыми превращениями, с возникновением упруго-пластических деформаций, перетеканий и внедрений вещества как по вертикали, так и по латерали. Здесь наиболее отчётливо проявляется наложение двух систем структурных элементов [1, 2] - северо-западной и северо-восточной. Первая проявляется активизацией вдоль древних домезозойских структур, вторая свойственна альпийскому времени. Несмотря на множество опубликованных работ по региону, многие аспекты новейшей тектоники и тектодинамики остаётся не решённой. Именно здесь наблюдается наложение движений и деформаций различного генезиса, что обуславливает сложность не только структурно-морфологического облика региона, но и внутренней глубинной структуры.

Настоящая статья содержит описание отдельных результатов изучения новейшей тектоники региона на основе накопленных новых материалов полевых структурно-геоморфологических наблюдений, дистанционных и скважинных данных. Были составлены обновлённые карты-схемы неотектоники отдельных участков региона в масштабах 1:200 000.

На рисунке 1 представлена схематическая карта новейшей тектоники Сурхандарьинской впадины, которая представляет собой грабен-мегасинклинальное опускание (рисунок 1, цифра 1 в квадрате) и является составной частью Афгано-Таджикской депрессии. С западной стороны Сурхандарьинская впадина примыкает к системе поднятий Юго-западных отрогов Гиссара (рисунок 1): Сурхантауской (4), Байсунтауской (5), Кугитанской (6). На востоке ограничена цепочкой узких поднятий: Бабатагского (8 – Северо-Бабатагское, 9 -Южно-Бабтагское поднятия) и Аузыкентского (10.). На севере впадина протягивается в северо-восточном направлении и в пределах территории Таджикистана ограничена зоной Бухаро-Гиссарского глубинного разлома. Крупная Байсунская (2) впадина, а также небольшая Верхне-Музрабатская (3) впадина относятся к Сурхандарьинской, отделяясь от основной её части Келиф -Сарыкамышской локальной зоной поднятий (7).

На рисунке 2 приводится схематическая карта новейшей структуры юго-западной части Юго-Западных отрогов Гиссара, составленной на основе обобщения имеющихся опубликованных материалов с привелчением новых данных (скважинных, полевых и дистанционных). Крупнейшими положительными структурными элементами здесь представлены горст- мегантиклинальные поднятия: Сурхантауская (1), Бойсунтаускуая (2), Чакчартауская (3) и Лангар-Караильская (4) (Ишакмайданская по Тевелеву, 2012). Эти горст-мегантиклинали образуют собственно Юго-Западные отроги Гиссара. На геологических картах в ядерных частях этих складок обнажаются образования домезозойского возраста. Сурханская, Байсунская, Чакчарская антиклинальные поднятия имеют юго-западное (северо-восточное) простирание. Некоторые, меньшие по размерам, поднятия, за некоторым исключением, имеют такое же простирание. Шоргузарская (18) и Дехканабадская (17) впадины имеют вытянутую форму, Байсунская (16) впадина - изометричная (рисунок 2).

Значения амплитуд деформаций на этой структурной карте представляют собой наложенную картину деформаций разных рангов - как составных элементов тектодинамических систем разных рангов.

Неотектоническое районирование на основе изучения вида обратной связи между тектодинамическими системами разных рангов впервые осуществлено на примере нефтегазоносной территории Юго-Западного Гиссара. Прежде всего отметим, что на основе метода декомпозиции [3] карта, представленная на рисунке 2, была разложена на три ранговые составляющие. Сопоставление их показало, что структурные рисунки неотектонических карт первого, второго и третьего рангов резко различаются между собой. На карте первого ранга изображен фрагмент крупного мегантиклинория северо – восточного простирания. Максимальная амплитуда её составляет более 4800 метров. На карте второго ранга выделено единое Байсун - Кугитангское мегантиклинальное поднятие, также северо–восточного простирания. Его максимальная амплитуда составляет 2500 метров, в северо-западной и юго-восточной крыльях амплитуда достигает от 500 до 1500 метров. На карте третьего ранга отражены основные структурные элементы, характерные для Юго-Западных отрогов Гиссара. Это антиклинальные (амплитудой до 2000 метров) и синклинальные (амплитудой -1000 метров) структурные элементы, имеющие простирания с северо-востока на юго-запад: Сурхантауское, Бойсун - Кугитангское, Чакчартауское, на северо-западе - Лянгаро - Караильское, на юго-западе - поднятие Тюбегатан и впадины Шургузарская, Бойсунская, и небольшой фрагмент Сурхандарьинской впадины. Эти материалы послужили основой для разработки карты рангового неотектонического районирования этой территории. На рисунках 3 и 4 приводятся карты схемы рангового неотектонического районирования по виду обратной связи. На карте-схеме соотношения движений и деформаций первого и второго рангов наблюдается простая картина (рисунок 3) – на фоне общего преобладающего поднятия первого ранга, в центральной части региона наблюдается зона усиления поднятий за счёт наложения обеих составляющих (рисунок 3, зона +/+), а по периферии на северо-западе и юго-востоке - наблюдается наложение опусканий второго ранга на поднятия первого (рисунок 3, зона +/-). Соотношение движений и деформаций второго и третьего рангов показывает относительную дифференциацию территории на четыре зоны по виду обратной связи (рисунок 4).

В целом для этого региона по соотношению первого, второго и третьего ранговых составляющих движений и деформаций выделяется четыре категории зон их взаимодействия: 1) движения первого, второго и третьего ранга совпадают по направлению и находятся в восходящем режиме – положительная обратная связь (+/+/+); 2) движения первого и второго рангов совпадают по направлению и на фоне подъёма наблюдается опускания третьего ранга – отрицательная обратная связь между 2-ой и 3-ей ранговой составляющей (+/+/-); 3) движения первого ранга восходящие, второго - опускание, третьего, поднятие – отрицательная обратная связь между 1-м и 2-м, между 2-м и 3-м составляющими (+/-/+); 4) движения первого ранга восходящие, а вторая и третья нисходящие – отрицательная обратная связь между 1-м и 2-м составляющими, и положительная связь обратная связь между 2-ой и 3-ей ранговыми составляющими (+/-/-).

В случае проявления этих режимов тектонического развития в зависимости от типа обратной связи может проявиться резкое усиление или резкое снижение интенсивности поднятий или опусканий, либо на фоне резкого усиления поднятий могут проявляться локальные опускания и наоборот.

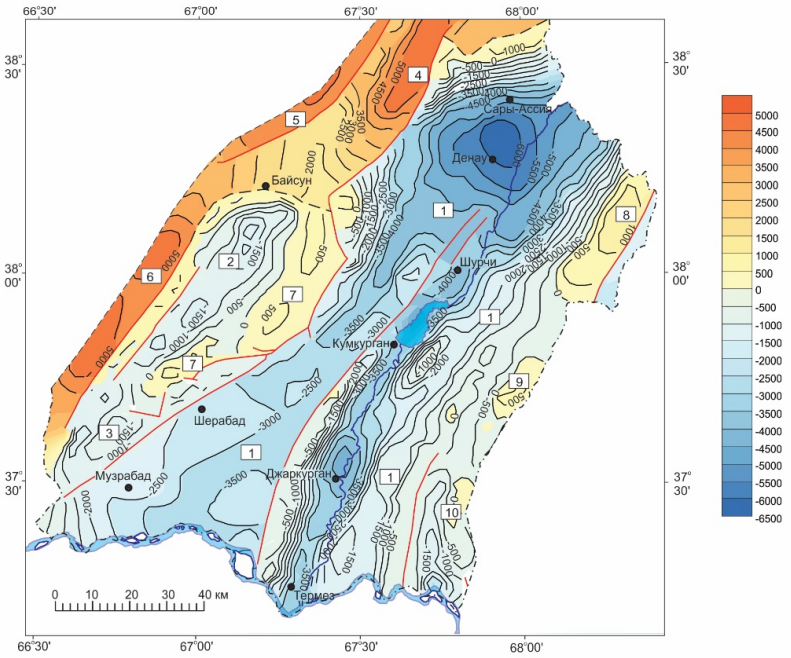


Рисунок 1 – Схематическая карта новейшей структуры Сурхандарьинской впадины и её обрамления (составили Умурзаков Р.А., Исмадуллаев Б.И. (2024) с использованием материалов А.А.Юрьева, Б.Б.Ситдикова (1967), с дополнениями и уточнениями)

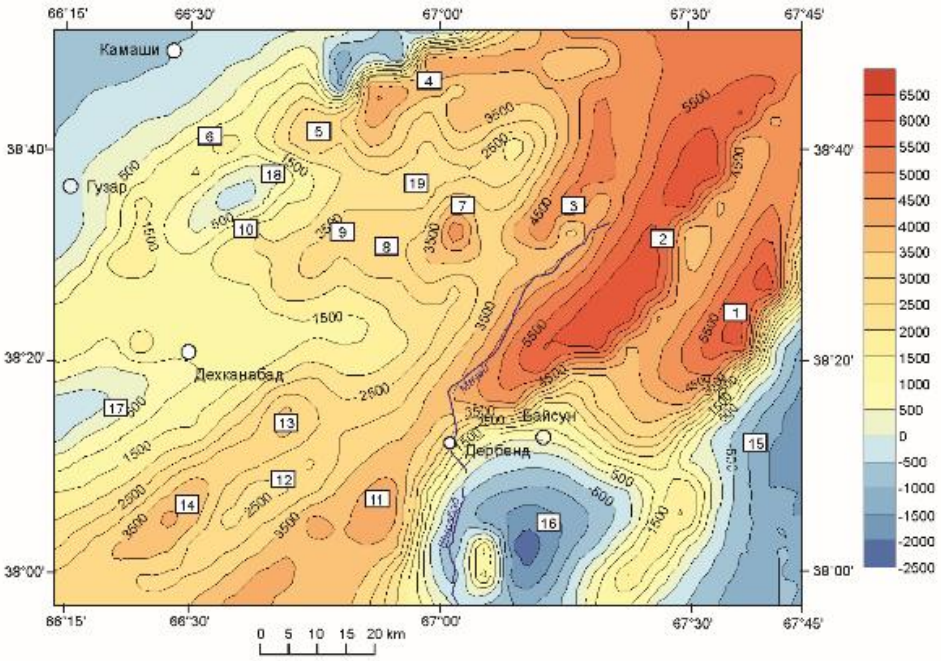


Рисунок 2 – Схематическая карта новейшей структуры Юго-Западных отрогов Гиссара (составили Р.А.Умурзаков, Ж.У.Дононов (2023) основе личных наблюдений, анализа геологических и топографических карт, а также с использованием опубликованных данных С.В. Екшибарова, А.А.Юрьева, Б.Б.Ситдикова, Ш.Н. Арсланбекова, К.А.Набиева). Изолиниями в метрах обозначены стратоизогипсы кровли олигоценовых отложений (или подошвы тандырчинской свиты неогена), цифры в квадратах - названия структурных элементов: Крупные горст меганртиклинали: 1-Сурхантауская, 2- Байсунтауская, 3-Чакчартауская, 4 – Лангаро-Караильская (*в отдельных публикациях представлена как Ишакмайданская [Тевелев, 2012]*). Антиклинали: 5 – Лангарская, 6-Аманатинская, 7-Чигирткалинская, 8 -Карасыртская, 9-Гоуханинская, 10- Адамташская, 11- Сайробская, 12-Гужумская, 13-Жибагильская, 14-Тюбегатангская, 15-Сурхандарьинская, 16 – Бойсунская, 17-Дехканабадская, 18 -Шоргузарская. Солянокупольные поднятия: 19 – Катта Урадарьинская.

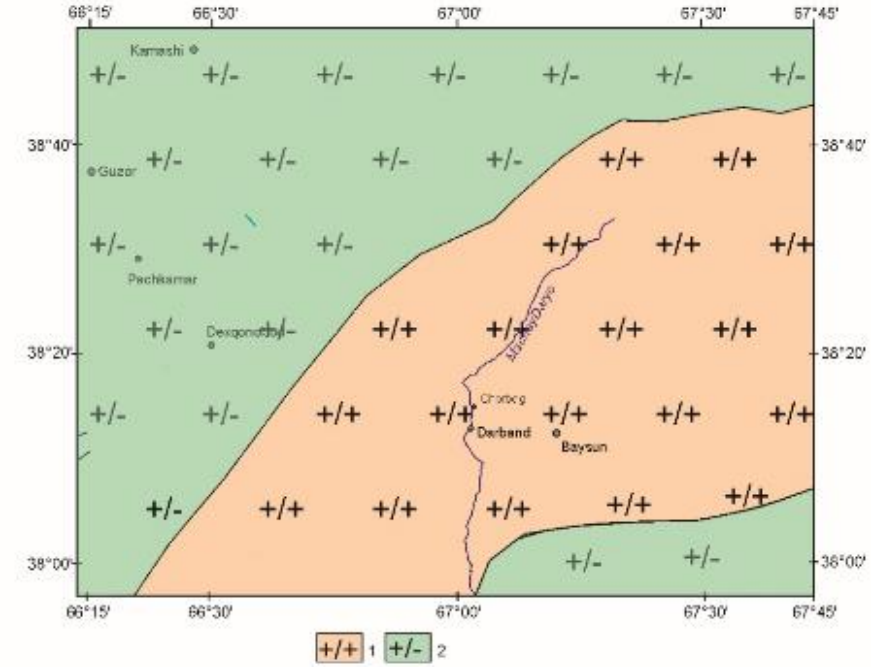


Рисунок 3 – Карта-схема неотектонического районирования по виду обратной связи движений и деформаций первого и второго рангов (составили Умурзаков Р.А., Дононов Ж.У., 2023. Масштаб: 1:200 000). 1 – движения обеих рангов – поднятия, положительная обратная связь (+/+), 2 – первый ранг испытывает поднятие, второй опускание – обратная связь отрицательная (+/-)

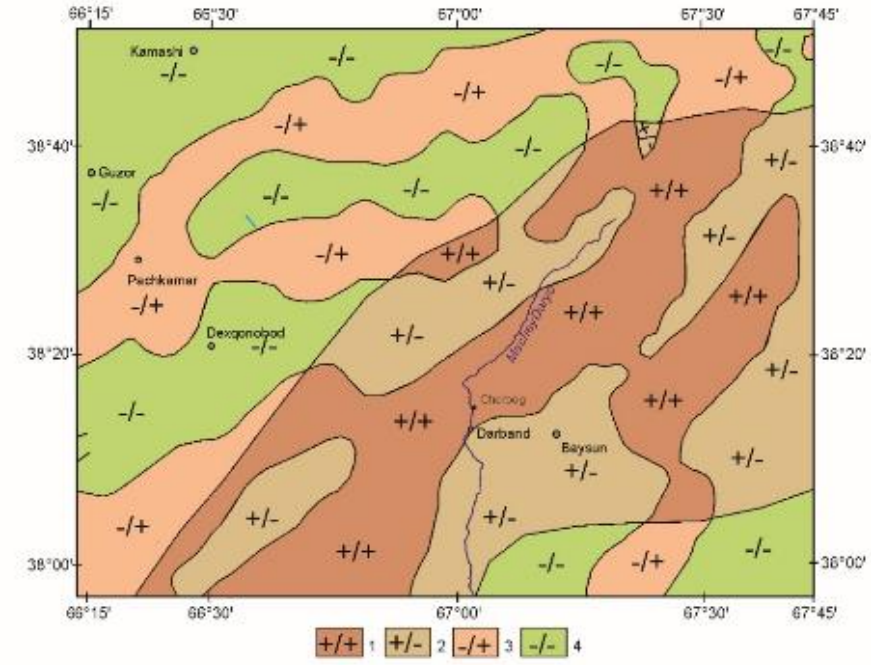


Рисунок 4 - Карта-схема неотектонического районирования по виду обратной связи движений и деформаций второго и третьего рангов (составили Умурзаков Р.А., Дононов Ж.У., 2023. Масштаб: 1:200 000).
1 – обе ранговые составляющие испытывают поднятие - обратная связь положительная (+/+);
2 – движения второго ранга - поднятие, третьего опускание - обратная связь отрицательная (+/-);
3 - движение второго опускания, третьего ранга поднятия - обратная связь отрицательная (-/+);
4 – движения второго и третьего ранговых составляющих опускание - обратная связь положительная (-\-)

Анализ ранжированных картографическитх материалов показал, что отмеченное многими исследователями разделение территории Юго-Западного Гисара на две зоны - Лангаро-Караильскую и Байсун- Кугитангскую, является результатом различного типа взаимодействия неотектонических движений второго и третьего рангов.

Нами был проведён анализ влияния ранговых показателей неотектонических движений на характер распределения месторождений нефти и газа в пределах Юго-Западного Гиссара. При обычном сопоставлении оказалось, что на карте первого ранга месторождения нефти и газа приходятся на западный прибортовой склон неотектонического поднятия 1-го ранга. На карте неотектонических движений второго ранга залежи нефти и газа, в основном, приурочены к прибортовым склонам со значениями изолиний амплитуд от -1250 до +1000 метров. На карте неотектонических структур третьего ранга месторождения, преимущественно газовые, приурочены, в основном к зонам поднятий, в частности, к Лангаро-Караильской и Адамташ-Карасиртской антиклинальным зонам.

Анализ распределения месторождений на карте рангового неотектонического районирования показал следующее. Большая часть газовых месторождений наблюдается в зонах с отрицательной обратной связью между 1-м и 2-м, 2-м и 3-м ранговыми составляющими - (+/-/+). Здесь на фоне восходящих движений первого ранга, движения второго ранга испытывают погружения, а на фоне погружений второго ранга развиваются поднятия третьего ранга. Эти зоны являются зонами отрицательной обратной связи на всех трёх иерархических уровнях неотектонической деформации. Отмечено также, что месторождения нефти и газа приурочены к граничным участкам зон проявления отрицательной и положительной обратных связей.

Установлено, что известные месторождения нефти и газа западной части Юго-Западного Гиссара приурочены в основном к зонам новейших поднятий третьего ранга. Большая часть газовых месторождений наблюдается в зонах с отрицательной обратной связью между 1-м и 2-м, 2-м и 3-м ранговыми составляющими (+/- и -/+). Эти показатели были предложены в качестве поисковых критериев выделения перспективных зон и определения тектонических условий формирования ловушек нефти и газа.

Литература

1. Тевелев А.В., Георгиевский Б.В. Деформационная история и нефтегазоносность Юго-Западного Гиссара (Южный Узбекистан) // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2012. № 6. С. 21-35.
2. Арсланбеков Ш.У., Набиев К.А. Разрывные нарушения и геологические процессы (Юго-Западные Гиссары). Ташкент: Фан. 1981. 104 с.
3. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра. 1992. 295 с.

О НАПРЯЖЕННОМ СОСТОЯНИИ ЗОНЫ СЕВЕРО-ФЕРГАНСКОГО И ЮЖНО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМОВ (ВОСТОЧНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Усманова М.Т.
m.usmanova@mail.ru
Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз, г. Ташкент, Узбекистан

На базе сборного каталога механизма очагов землетрясений Узбекистана из решений, полученных авторами [1-3] данных механизмов очагов умеренных и слабых землетрясений с M≤4.5 рассмотрена характеристика сейсмичности по определению морфологии подвижек в очагах землетрясений в результате напряженного состояния региона исследований.

С целью оценки напряженного состояния тектонических структур Восточного Узбекистана в зонах Северо-Ферганского и Южно-Ферганского разломов проведены статистические исследования распределения параметров механизма очагов землетрясений (МОЗ) с M≤4.5. Составлена предварительная сводка пространственного распределения морфологии подвижек землетрясений с M≤4.5 в зонах крупных сейсмоактивных разломов Восточного Узбекистана.

Исследования пространственно-временного распределения по площади типов подвижек полученных по решениям МОЗ (механизм очагов землетрясений) показали, что поле напряжений в регионе неустойчиво в пространстве и во времени [4-6]. Вместе с тем отметим основные особенности решений МОЗ. Более 50% случаев очагов землетрясений с M≥5.0 (K≥13.0) ось сжатия расположена близгоризонтально и ориентирована субмеридионально при близвертикальном положении оси растяжения [4].

Известно, что тип очага определяется положением осей главных напряжений, которые характеризуются углом простирания - Az (*azimuth,* относительно направления на север) и углом погружения - Plp (*plunge,* относительно горизонтальной плоскости).

Северо-Ферганский разлом Для определения морфологии подвижек землетрясений с M≤4.5 на основе каталога МОЗ Узбекистана за период 1970-2005 гг в пределах координат (ϕ=41°20‘-- 41°40‘; λ=70°40‘– 2°20‘; ϕ=41°50 ‘– 41°25‘; λ=70°40‘ – 72°20‘) в среде Excel проведена выборка землетрясений произошедших в зоне и в окрестностях северо-восточной части Северо-Ферганского разлома.

Согласно выборке в зоне Северо-Ферганского разлома значения Azp оси сжатия состоят из 3-х групп землетрясений: 1) $Azp_{ср}=57^0$, который составляет 5,2 % от общего числа выборки; 2) $Azp_{ср}=141^03‘$, 63^02 %; 3) $Azp_{ср}=262^01‘$, 31,6 %.

При определении морфологии подвижки в очаге землетрясения другим важным параметром является угол погружения оси сжатия Plp. Анализ распределения углов погружения осей сжатия Plp в очагах землетрясений показал, что значения Plp состоят из 2-х групп: 1) $Plp_{ср}=5^0\ 7‘$, который составляет 41,2‘ % от общего числа выборки; 2) $Plp_{ср}=42^09‘$, 58,8 %.

Для полного определения морфологии подвижек в зоне разлома необходимо рассмотреть также параметры осей растяжения Azt и Plt.

Распределение азимутов Azt оси растяжения в очагах землетрясений с магнитудой M≤4.5 северо-восточной части Северо-Ферганского разлома показал, что имеются неоднородные 3 группы данных значений азимутов осей растяжения: 1) $\underline{Azt_{ср}}=28^0$ который составляет 26,3 % от общего числа выборки; 2) $\underline{Azt_{ср}}=64^06‘$, 26.3 %; 3) $\underline{Azt_{ср}}=250^01‘$, 47,4 %.

Рассмотрим значения углов погружения оси растяжения Plt в очагах землетрясений, которые состоят из 2-х групп: 1) $Plt_{ср}=15^05‘$ который составляет 21,1 % от общего числа выборки; 2) $Plt_{ср}=59^06‘$ и 78,9 %.

На основе анализа распределения МОЗ в зоне разлома были выделены группы по азимуту простирания и углам погружения осей сжатия-P и растяжения-T, попытаемся определить морфологию землетрясений и выделить типы подвижки в очагах землетрясений (таблица 1).

Таблица 1 – Критерии выбора морфологии подвижки в очаге землетрясений в зоне Северо-Ферганского разлома

Параметры	**Тип механизма в зоне Северо-Ферганского разлома**					
	Взбросы	**Сбросы**	**Сдвиги**	**Взбросо-сдвиги**	**Сбросо-сдвиги**	**Надвиги**
Угол погружения оси P	$Plp<30^0$	$Plp>30^0$	$Plp<30^0$	$Plp<30^0$	$30^0 \leq Plp \leq 60^0$	$30^0 \leq Plp \leq 60^0$
Угол погружения оси T	$Plt>60^0$	$Plt<60^0$	$Plt<30^0$	$30^0 \leq Plt \leq 60^0$	$Plt<30^0$	$30^0 \leq Plt \leq 60^0$
Количество	7+9= 16	4+3= 7	7+2= 9	7+5= 12	5+2= 7	5+5= 10
В %	26,2	11,5	14,7	19,7	11,5	16,4

- Общее количество землетрясений ∑N=61. Из них:
- **Взбросы** **26,2 %**
- Сбросы 11,5 %
- Сдвиги 14,7 %
- **Взбросо-сдвиги** **19,7 %**
- Сбросо- сдвиги 11,5 %
- **Надвиги** **16,4 %**

Анализ данных таблицы 1 распределения подвижек в очагах землетрясений показал, что выделяются 3 группы подвижек объединенные в одну систему: ***взбросы, взбросо-сдвиги, надвиги,*** которые составляют ∑N=62,3 % от общего количества землетрясений участвующих в определении морфологии подвижки по Северо-Ферганскому разлому.

Полученные результаты статистических исследований распределения различных подвижек в очагах землетрясений в зоне Северо-Ферганского разлома показали, что более 60 % подвижек в очагах землетрясений имеют взбросовый характер со сдвиговой и надвиговой компонентой. Данный вывод не противоречит нижеследующим геологическим оценкам данной территории Ферганской впадины. Как уже отмечалось выше, оси складок смещены на юго-запад и юг за счет влияния полей тангенциальных тектонических напряжений возникающих в результате роста Чаткало-Кураминской мегантиклинали [7]. Эти напряжения в условиях регионального субмеридионального горизонтального сжатия Тянь-Шаня могут привести к интенсивной деформации толщ земной коры района Намангана, с обновлением существующих и появлением новых разломов, способных вызвать сильные сейсмические события. Еще одним немаловажным фактом является смещение Северо-Ферганского разлома в сторону Чуст-Папской, Касансайской, Наманганской полосы антиклиналей, что и предполагали ранее В.И.Попов и О.А.Рыжков [7-9]. То есть, разлом не находится как обычно в зоне контакта отложений палеозоя и мезокайнозоя, а смещен на 6-8 км на запад, юго-запад.

Вывод: Статистические исследования распределения по площади подвижек в очагах землетрясений с M≤4.5 по данным МОЗ в зоне Северо-Ферганского разлома показали, что более 60 % подвижек в очагах землетрясений имеют взбросовый характер со сдвиговой и надвиговой компонентой. Данный вывод не противоречит геологическим оценкам смещения Северо-Ферганского разлома на юг-запад, юг по данной территории Ферганской впадины.

Южно-Ферганского разлом. Для определения морфологии подвижек землетрясений с M≤4.5 на основе каталога МОЗ Узбекистана за период 1970-2005 гг. [1-3] в пределах координат (ϕ=41º00‘ – 40º12‘; λ=73º25‘ – 73º10‘; ϕ=39º30 ‘– 39º55‘; λ=69º00‘ – 69º00‘) в среде Excel проведена выборка землетрясений произошедших в зоне и в окрестностях северо-восточной части Южно-Ферганского разлома для проведения статистических исследований.

Проведенный анализ распределения значений Azp - азимута простирания осей сжатия по данным МОЗ в зоне Южно-Ферганского разлома значения Azp состоят из 4-х групп

землетрясений: 1) $Azp_{ср.}=310^07$‘ который составляет 31,8 % от общего числа выборки; 2) $Azp_{ср.}=159^03$‘, 42 %; 3) $Azp_{ср}=84^03$‘, 14,5 %; 4) $Azp_{ср}=19^05$‘, 11,6 %.

Следующий параметр определяющий положение очага землетрясений является угол погружения оси сжатия Plp, который состоит из 3-х групп землетрясений: 1) $Plp_{ср}=56^01$‘ который составляет 20,3 % от общего числа выборки; 2) $Plp_{ср}=27^05$‘, 42 %; 3) $Plp_{ср}=9^06$‘ , 37,7%.

По величине значений Azt азимуты простирания осей растяжения по данным МОЗ в зоне Южно-Ферганского разлома значения Azt состоят из 3-х групп землетрясений: 1) $Azt_{ср}=280^03$‘ который составляет 40,6 % от общего числа выборки; 2) $Azt_{ср}=147^09$‘, 26,1 %; 3) $Azt_{ср}=28^09$‘, 33,3 %

А вот значения углов погружения оси растяжения Plt состоят из следующих 2-х групп землетрясений: 1) $Plt_{ср}=59^02$‘ который составляет 77,9% от общего числа выборки; 2) $Plt_{ср}=20^06$‘, 22,1%.

Для подведения итогов статистического анализа механизма очагов землетрясений (МОЗ) в зоне Южно-Ферганского разлома на основе значений углов погружения главных осей напряжений сжатия Plp и растяжения Plt попытаемся выделить типы подвижки в очагах землетрясений (таблица 2).

Таблица 2 – Критерии выбора морфологии подвижки в очаге землетрясений в зоне Южно-Ферганского разлома

Параметры	**Тип механизма в зоне Южно-Ферганского разлома**					
	Взбросы	**Сбросы**	**Сдвиги**	**Взбросо-сдвиги**	**Сбросо-сдвиги**	**Надвиги**
Угол погружения оси P	$Plp<30^0$	$Plp>30^0$	$Plp<30^0$	$Plp<30^0$	$30^0\leq Plp\leq 60^0$	$30^0 \leq Plp\leq 60^0$
Угол погружения оси T	$Plt>60^0$	$Plt<60^0$	$Plt<30^0$	$30^0\leq Plt\leq 60^0$	$Plt<30^0$	$30^0 \leq Plt\leq 60^0$
Количество	**26+29=55**	**7+14=21**	**26+8=34**	**26+21=47**	**32+8=40**	**32+21=53**
В %	**22**	**8,4**	**13,6**	**18,8**	**16**	**21,2**

Общее количество землетрясений ∑=250. Из них:

Взбросы	**22,0 %**
Сбросы	8,4 %
Сдвиги	13,6 %
Взбросо-сдвиги	**18,8 %**
Сбросо- сдвиги	16,0 %
Надвиги	**21,2 %**

Анализ распределения подвижек в очагах землетрясений показал, что выделяются 3 группы подвижек объединенные в одну систему: ***взбросы, взбросо-сдвиги, надвиги,*** которые составляют ∑N=62 % от общего количества землетрясений участвующих в определении морфологии подвижки по Южно-Ферганскому разлому.

Полученные результаты статистических исследований распределения различных подвижек в очагах землетрясений в зоне Южно-Ферганского разлома показали, что более 60 % подвижек в очагах землетрясений имеют взбросовый характер со сдвиговой и надвиговой компонентой. Данный вывод не противоречит геологическим оценкам данной территории Ферганской впадины.

Вывод: Статистические исследования распределения подвижек в очагах землетрясений по данным МОЗ в зоне Южно-Ферганского разлома показали, что более 60 %

подвижек в очагах землетрясений имеют взбросовый характер со сдвиговой и надвиговой компонентой.

Заключение. Статистические исследования распределения типов подвижек в очагах землетрясений с M≤4.5 по данным МОЗ (механизма очагов землетрясений) в зонах Северо-Ферганского и Южно-Ферганского разломов показали, что более 60 % подвижек в очагах землетрясений имеют взбросовый характер со сдвиговой и надвиговой компонентой. Данный вывод не противоречит геологическим оценкам смещения Северо-Ферганского разлома на юго-запад, юг на данной территории Ферганской впадины.

Данный вывод также не противоречит геологическим оценкам зоны Южно-Ферганского разлома на территории Ферганской впадины.

Литература

1. Абдукадыров А.А., Беленович Т.Я., Власова А.А., Лукк А.А., Леонова В.Г., Лопатина Т.А., Матасова Л.М., Муралиев А.М. и др. Каталог механизма очагов землетрясений Средний Азии и Казахстана // Землетрясения в СССР в 1980 году. М.: Наука. 1980. С. 112-117.
2. Каталог механизма очагов землетрясений Узбекистана с M≥3.0 за 1970-2005 гг. Ташкент, Комплексная экспедиция Института сейсмологии АН РУз (электр. форма).
3. Безродный Е.М., Туйчиев Х.А. Механизм очагов сильных землетрясений Узбекистана. Ташкент: Фан. 1987. 143 с.
4. Ибрагимова Т.Л., Ибрагимов Р.С., Мирзаев М.А., Ребецкий Ю.Л. Современное напряженное состояние земной коры территории Узбекистана по данным сборного каталога механизмов очагов землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 435-454.
5. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Кузиков С.И., Костюк А.Н. Тектонические напряжения, сейсмотектонические и общие тектонические деформации земной коры Центрального Тянь-Шаня // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. Материалы Междунар. конф. «Современные проблемы сейсмологии, гидрогеологии и инженерной геологии». Т. 1. Ташкент: Изд-во НУУз. 2010. С. 268-274.
6. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Кузиков С.И. Вычислительные технологии в сейсмологических исследованиях (на примере KNET, Северный Тянь-Шань). Южно-Сахалинск: ИМГИГ. 2020. 360 с.
7. Якубов Д.Х. Геотектонические условия возникновения сильных землетрясений Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан. 1991. 103 с.
8. Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во Ком. наук УзССР, 1938. 297 с.
9. Рыжков О.А. К сейсмотектонике Узбекистана // Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе: Илим. 1964. С. 61-67.

О ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ЭПИГЕРЦИНСКОГО ТЕКТОГЕОМОРФОГЕНЕЗА ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Ходжаев А.К.[1,2], Умурзаков Р.А.[3]
khodjaev50@mail.ru, umrah@mail.ru
[1] Университет геологических наук, г. Ташкент, Узбекистан
[2] Национальный университет Узбекистана, г. Ташкент, Узбекистан
[3] Ташкентский государственный технический университет, г. Ташкент, Узбекистан

Настоящая работа посвящена разработке геохронологической модели этапности эпигерцинского тектогеоморфогенеза Чаткало-Кураминской горной системы на основе анализа древних (пенеплены) и молодых (педименты, педиплены) поверхностей выравнивания и коррелятных им отложений. Использование термина «тектогеоморфогенез» связано с необходимостью подчеркнуть структурно-геоморфологическую основу полученных результатов, которые можно будет сопоставлять с другими геодинамическими реконструкциями. Работа построена на анализе опубликованных источников [1-5], а также собранных авторами на протяжении многолетних целенаправленных полевых исследований, фактического материала по геологии, неотектонике, стратиграфии мезозоя-кайнозоя, полигенетическим поверхностям выравнивания (пенеплены, педименты, педиплены) и коррелятным отложениям сопряжённых с горными поднятиями впадин исследуемой территории. Сюда входят горные сооружения, которые на северо-востоке примыкают к Таласскому хребту, имеющему поперечное по отношению к ним простирание (рисунок 1).

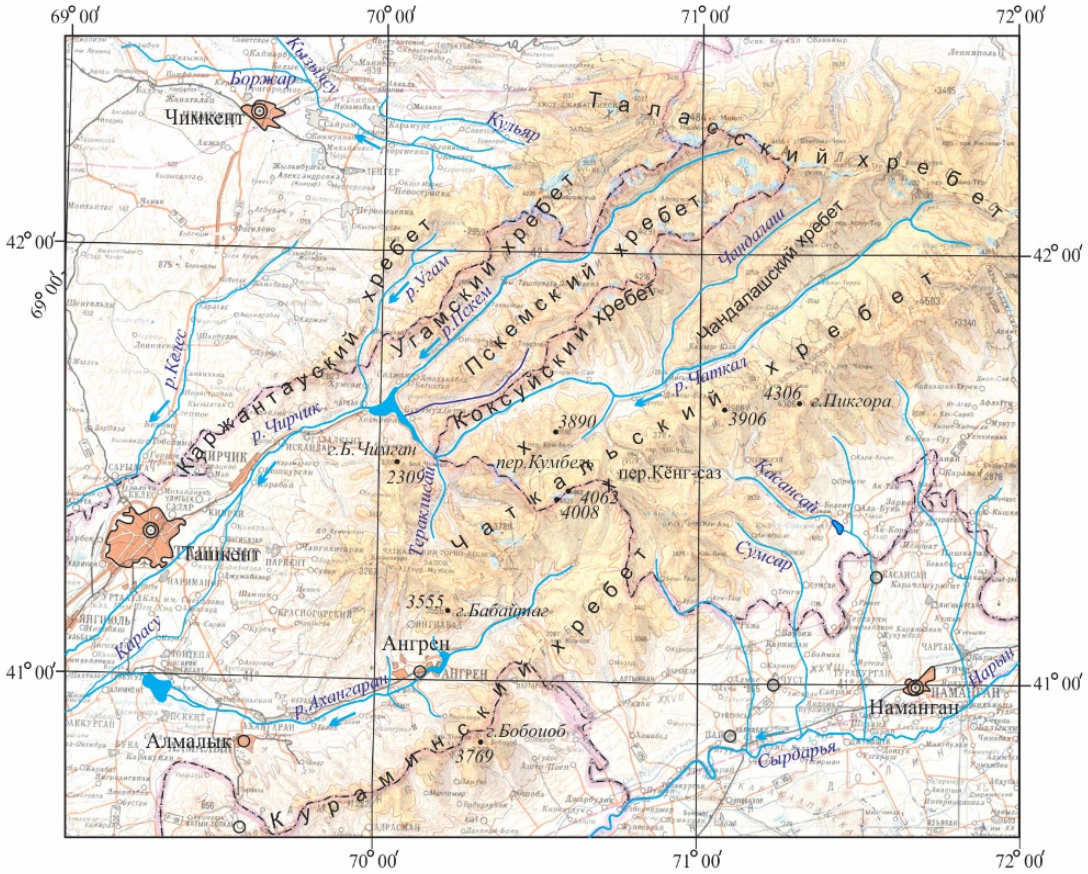


Рисунок 1 – Основные горные сооружения и впадины исследуемой территории

К ним относятся помимо Чаткальского и Кураминского хребтов, с северо-запада на юго-восток, меньшие по размерам – Каржантауский, Угамский, Пскемский, Коксуйский

хребты. Их разделяют узкие линейно вытянутые впадины, приуроченные к речным долинам Угам, Пскем, Чандалаш, Чаткал, Ахангаран, Чирчик. С юго-запада Чаткало-Кураминская горная область граничит с Ферганской межгорной впадиной. Вся гидросеть этого борта имеет направление стока на юго-запад и являются притоками Сыр-Дарьи.

Структурно-геоморфологический и геолого структурный анализ показал, что современный структурно-геоморфологический облик Чаткало-Кураминской горной системы сформирован не только новейшими тектоническими движениями, но и в процессе длительной (с конца палеозоя по современное время) и сложной истории геолого-геоморфологического развития и является результатом суммарного проявления разноранговых и разновозрастных процессов тектогеоморфогенеза. Нами в качестве геолого-геоморфологических признаков проявления фаз тектогеоморфогенеза приняты - угловые несогласия, стратиграфические перерывы, полигенетические поверхности выравнивания, быстрая смена седиментационно-палеогеографической обстановки, внезапное появление в фациальном разрезе слоев грубообломочных пород, кратковременная активизация вулкано-магматической деятельности и др. [1, 2, 3, 5]. Эти признаки были отмечены при составлении сводной литолого-стратиграфической колонки (рисунок 2). Анализ этих полученных материалов позволил установить различные этапы проявления деформационных режимов постгерцинского периода (с пермо-триаса до настоящего времени) развития территории. Они представлены чередованием ритмов разных рангов (с разной длительностью), которые в соответствии с накопленными литологическими разностями определены в фазы различной интенсивности режимов тектогенеза: активные (относительное воздымание) и относительно стабильные (относительное опускание). По чередованию полигенетических поверхностей выравнивания и коррелятных отложений были выявлены тринадцать эпох тектогеоморфогенеза. Каждая из них отличается своими структуро- и рельефо-образующими, а также разновозрастностными и разноранговыми особенностями. Длительность эпох тектоморфогенеза колеблется в широком геохронологическом диапазоне от 15млн.лет (седьмая эпоха) до 40 млн.лет (вторая эпоха).

Первый этап эпигерцинского тектогеоморфогенеза, судя по мощности коррелятных комплексов пород, имеет продолжительность 25 млн. лет (рисунок 2, 1). Он представлен раннепермской тектоно-магматической активизацией, которая обусловила накопление мощной толщи кислых и средних вулканитов, прибрежно-континентальных грубообломочных конгломератов, разнозернистых песчаников с прослоями известняков и гипсов шурабсайской свиты, несогласно залегающих на позднегерцинских гранитоидах. Раннепермский этап активизации сменился проявлением относительной стабилизации тектонического режима, которая длилась около 15 млн.лет в поздней перми. В это время в основании шалдырсайской свиты была сформирована кора выветривания.

Второй этап активизации дифференцированных тектонических поднятий продолжительностью 15 млн.лет проявился с конца поздней перми до середины раннего триаса. Он фиксируются на западе накоплением мощных толщ кислых вулканитов с прослоями туфопесчаников и гравелитов кызылнуринской свиты, на востоке грубообломочными континентальными отложениями конгломератов, песчаников и глин шалдырсайской свиты. Со второй половины раннего триаса (рэтский век) до рубежа позднего триаса (геттанский и синемюрский века) на протяжении около 30 млн. лет господствовал режим повсеместной и полной эпигерцинской платформенной тектоно-геоморфологической стабилизации [2, 5]. На данном этапе произошло отмирание седиментационных бассейнов, угасание поднятий, денудационный срез участков контрастного рельефа, широкое развитие коры выветривания, полное отсутствие грубообломочных пород.

Третий этап активизации проявился с конца позднего триаса (рэтский век) до начала середины лейаса (гетангский и синемюрский века). Его продолжительность составила 15-20 млн. лет. Эпигерцинский пенеплен испытал первую и значительную тектоно-

геоморфологическую деструкцию в форме проявления поднятий и их расчленения, сводовых и флексурно-разрывных деформаций, прогибов и др.

Эти процессы зафиксированы коррелятными отложениями кельтемашатской свиты рэт-лейаса – это коры выветривания, песчано-глинистые осадки и базальные конгломераты. несогласно залегающие на отложениях карбона и перми. Очередной этап ослабления интенсивности тектонических движений приходится на геттанг – синемюр-плинсбах – ааленский временной интервал длительностью в 15-20 млн. лет. При этом накопились угленосные песчаники с редкими прослойками алевролитов ленгерской свиты.

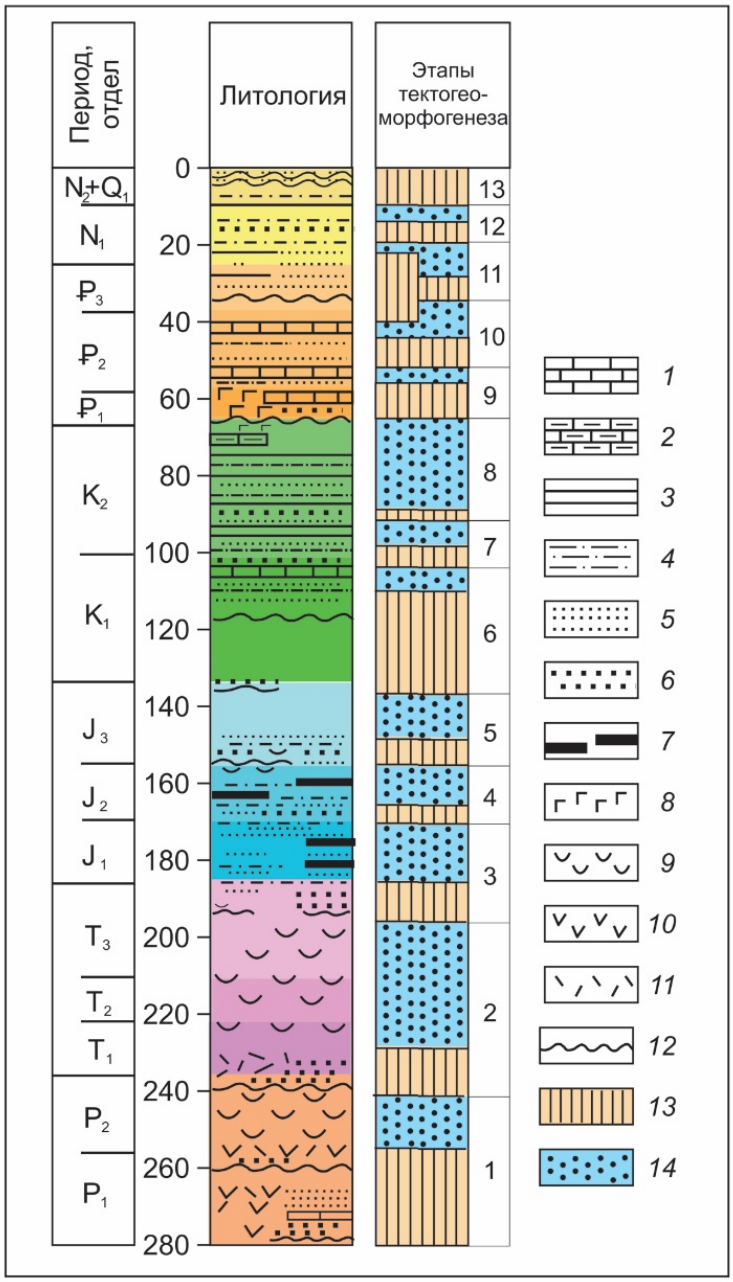


Рисунок 2 – Этапность геолого-геоморфологического развития Чаткало-Кураминской горной системы. *Условные обозначения:* Стадии накопления осадков: 1-карбонатных, 2-глинисто-карбонатных, 3- глинистых, 4-песчано-глинистых, 5-песчаных, 6-грубообломочных, 7-угленосных, 8-гипсоносных; 9-кора выветривания; вулканиты: 10- среднего и основного состава, 11-кислого состава; 12-несогласия. Фазы различной интенсивности режимов тектогенеза: 13-активные, 14-относительно стабильные.

Очередной этап тектонико-эрозионной активизации приурочен на начало-середину доггера, длительность которого составляла не более 5 млн. лет. Его проявление отмечено накоплением конгломератов, гравелитов, крупнозернистых песчаников кичкильской свиты аалена. В это время, с активизацией восходящих тектонических движений началось эрозионное расчленение краевых частей платообразных возвышенностей и сохранившихся остатков средне-позднетриасового пенеплена, подрезанием их уступов, зародившимися на этой стадии педиментами, а местами с частичным откапыванием из под осадочного чехла ранее погребенных участков разновозрастного (средне-поздне-триасового, лейасового) выровненного рельефа [2].

Во второй половине доггера тектоническая активность существенно снизилась, разрез коррелятных отложений сложенный песчано-глинистыми, угленосными породами свидетельствует о существенной геоморфологической выровненности рельефа. Длительность данной эпохи оценивается в 10-15 млн. лет.

Раннемеловой (неоком–аптский) этап активизации тектогеоморфогенеза длился 25 млн. лет, поднятия Чаткало-Курамы значительно разрослись по площади, за счет зоны периферических погружений, происходило частичное откапывание юрских педиментов и ранее захороненных участков эпигерцинского пенеплена. Коррелятные отложения сложены 250 метровой толщей красноцветных брекчий, конгломератов, песчаников и алевролитов азадбашской свиты, с размывом залегающей на породах верхней юры и палеозоя.

Новый этап тектоно-геоморфологической активизации около 5 млн.лет приходится на конец раннего и начало позднего мела. Под его воздействием апт-альбская полигенетическая поверхность выравнивания подверглась деформации. Последняя проявилась в вовлечении в поднятие внутренних частей Чаткало -_Курамы, а также наращиванием ее площади за счет откапывания педиментов раннего мела и последующего его эрозионного расчленения. Коррелятные отложения выражены 150 метровой толщей алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов верхнеальб-нижнесеноманской акдачинской свиты.

Очередное ослабление поднятий и эрозии проявилось во второй половине сеномана-первой половине туронаэ Её длительность составила 5-10 млн. лет. В разрезах коррелятных отложений преобладают песчано-глинистые отложения.

Следующий этап активизация поднятий и эрозии приходится на конец турона–начало сантона. Его длительность около 5 млн. лет. Коррелятные отложения толщиной до 200 метров представлены песками, алевролитами, гравелитами и галечниками верхнетурон-коньякской сюксюкской свиты.

Высокая интенсивность, большая суммарная длительность меловых тектоно-геоморфологических активизаций, широкий фронт эрозионного расчленения обусловили значительную переработку сохранявшихся в осевых частях поднятий реликтов позднеюрской поверхности, вероятно с почти полным ее разрушением.

С середины позднего мела до конца эоцена на протяжении 40-45 млн. лет, территория Чаткало-Курамы представляла полигенетическую поверхность выравнивания [3, 4]. Ко второй половине олигоцена и в раннем миоцене продолжительностью в 5-10 млн. лет интенсивность поднятий повсеместно снизилась, активность глубинной эрозии уменьшилась. Здесь коррелятные отложения представлены преимущественно песчано-глинистыми осадками. По окраинам ранне-средне олигоценовых возвышенностей сформировалась узкие полосы педиментов. Они вложены в сохранившуюся еще в то время эоценовую денудационную первично обнаженную поверхность выравнивания (в сводовых частях поднятий), а также в раннекайнозойскую, сложенную палеозоем, но откопанную к тому времени, из под верхних горизонтов чехла, денудационно-абразионную поверхность. Педименты данной стадии развития примыкают к склонам останцовых возвышенностей на высокогорных водоразделах с проблематичными реликтами эоценовой денудационной поверхности на них.

Среднемиоценовый этап активизации продолжительностью около 5 млн. лет выявлен по преимущественному преобладанию в коррелятных отложениях гравелитов и

конгломератов. На данном этапе продолжается, а местами и завершилось эрозионное разрушение еще сохранившиеся местами к тому времени позднеэоценовой первично обнаженной поверхности. В это время заложился процесс расчленения олигоцен – миоценовых педиментов, участков разновозрастной поверхности палеозойского основания, откапываемой из под меловых и кайнозойских пород. Одновременно продолжилось частичное захоронение олигоцен миоценовых (местами еще эоценовых) поверхностей позднекайнозойскими образованиями в пределах молодых прогибов.

Очередное ослабление тектонической активности продолжительностью около 5 млн. лет отмечается по мелкообломочным коррелятным отложениям и ее возрастным аналогам конца миоцена раннего плиоцена. Они коррелятны по времени формированию долинообразных понижений выровненной поверхности палеозойского основания.

Последний этап тектонической активности приходится на среднеплиоцен-четвертичное время длительностью менее 5 млн. лет. Здесь выделяются: среднеплиоценовая, среднеакчагылская, позднеакчагылская –раннеапшеронская, средне-позднеапшеронская, раннечетвертичная стадии тектонической активности обусловившие интенсивную эрозию и формирование современного контрастного горного рельефа. Упомянутые стадии активизации разделялись раннеакчагылской, позднеакчагылской, раннеапшеронской, позднеапшеронской –раннечетвертичной и несколькими более поздними стадиями выравнивания с образованием ступеней педиментов и речных террас.

Таким образом, Чаткало-Кураминский регион претерпел длительную и сложную историю тектогеоморфогенеза под воздействием многократной смены разномасштабных по площади и длительности проявления этапов усиления и ослабления тектонических движений. По степени завершенности выравнивания предшествующего рельефа, продолжительности и площади охвата представляется возможным выделение двух масштабных уровней этапов выравнивания: широкорегионального и локального [5]. К широкорегиональным относятся средне-позднетриасовый, юрский и позднемеловой-эоценовый. Изучение особенностей проявления широкорегиональных и локальных этапов тектогеоморфогенеза и их пространственно-временных соотношений является актуальной задачей для создания историко-генетической модели развития региона. Она может стать базой (основой) развития других геолого-геофизических и палеотектодинамических моделей, позволяющих на новом методологическом уровне пересмотреть теоретические и прикладные аспекты поисково-разведочных работ.

Литература

1. Соловьев В.О. Хронология тектонических движений: фазы, эпохи, циклы тектогенеза. Харьков. 2011. 112 с.
2. Троицкий В.И. Особенности формирования раннемезозойской поверхности выравнивания в Средней Азии // Доклады Академии наук СССР. 1974. Т. 215. № 4. С. 955-957.
3. Лемзин И.Н. Особенности геоморфологического строения бассейна реки Чаткал // Геология кайнозоя и новейшая тектоника Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим .1984.
4. Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 1. Фрунзе: Илим. 1971. 332 с.
5. Ходжаев А.К., Наймарк А.А. Неотектоника и тектодинамика Западного Тянь-Шаня (этапность мезозойско-кайнозойского тектогеоморфогенеза). Ташкент: Фан. 1988. 151 с.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Черемных А.В.
cherem@crust.irk.ru
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Иерархическая разломно-блоковая структура верхней части земной коры имеет важное значение для понимания протекающих в ней геодинамических процессов. Её формирование обусловлено деформациями, возникающими под действием тектонических напряжений. В Прибайкалье и Западном Забайкалье формирование и активизация разломно-блоковой структуры обусловлены последовательными процессами в краевой части Сибирского кратона и в Центрально-Азиатском подвижном поясе. При этом крупные разломы земной коры характеризуются длительной историей развития, в ходе которой на фоне изменяющейся во времени ориентировки полей напряжений меняются и знаки подвижек по разломам при консервативности их сети [1]. В результате наложения разрывных дислокаций различных тектонических этапов современная сеть разломных зон содержит элементы соответствующих геодинамических режимов прошлого, которые необходимо идентифицировать и дифференцировать по времени формирования. Такие исследования проведены для Прибайкалья и Западного Забайкалья [2-5]. При реконструкции кинематики разноранговых разломов и соответствующих им полей тектонических напряжений использовались известные тектонофизические методы. Изучение разломной структуры земной коры с учетом ее ранговой соподчиненности было выполнено на основе спецкартирования разломных зон [6, 7] – метода, базирующегося на парагенетическом анализе разрывных нарушений и трещиноватости горных пород. Таким образом, на основе геолого-структурных данных для крупных разломных зон юга Восточной Сибири проведены реконструкции тектонических напряжений трех иерархических уровней - локального, субрегионального и регионального, которые не только подтвердили известные этапы формирования разломно-блоковой структуры региона, но и дополнили их новой обстановкой регионального сдвига в Западном Забайкалье.

Литература

1. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука/ 1977. 102 с.
2. Черемных А.В. Разломы Центрального Прибайкалья: результаты структурно-парагенетического анализа // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2015. Вып. 2. С. 59-72.
3. Cheremnykh A.V., Burzunova Yu.P., Dekabryov I.K. Hierarchic features of stress field in the Baikal region: Case study of the Buguldeika Fault Junction // Journal of Geodynamics, 141–142, (2020), 101797. https://doi.org/10.1016/j.jog.2020.101797
4. Cheremnykh A.V., Dekabryov I.K. The fault and stress patterns of Western Transbaikalia // Journal of Geodynamics, 155, (2023), 101959. https://doi.org/10.1016/j.jog.2022.101959
5. Черемных А.В., Декабрёв И.К. Тектонические напряжения в зоне разлома Черского (Байкальская рифтовая система) // Геодинамика и тектонофизика. 2023. 14 (5). 0722. doi:10.5800/GT-2023-14-5-0722
6. Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 445–467]. https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0136.
7. Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 2: Основные этапы и перспективы // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 1. С. 1–43]. https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-1-0170.

Секция 3

Комплексный мониторинг сейсмоактивных областей.
Вопросы взаимодействия геосфер,
включая влияние физических полей на эндогенные процессы

ON THE ABSORPTION OF TRANSVERSE WAVES IN THE REOLOGICAL MAXWELL MODEL AND CONDITIONS OF GEOSTRAINING PROCESSES SUSCEPTIBILITY TO EXOGENIC INFLUENCE

Bogomolov L.M.[1], Naimark O.B.[2]
bleom@mail.ru
[1] Institute of Marine Geology and Geophysics Far Eastern Branch, Russian Academy of sciences, Yuzhno-Sakhalinsk city, Russia
[2] Perm Federal Research Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Perm city, Russia

Searching for a mechanism that can provide a trigger effect on the deformation process of very weak exogenous disturbances (in particular, electromagnetic fields), one can consider the conditions for the occurrence and stability of shear waves in an elastically viscous medium. Very slow waves with a phase velocity less than the velocity of particles under exogenous perturbations are of the greatest importance for explaining this effect. Actually, the phase resonance (known by the Vavilov-Cherenkov effect) can be realized for such slow waves. The conventional theory of elasticity describes seismic or acoustic waves, depending on the frequency range, but their speed is high, and the resonance with weak disturbances is impossible. Those shear waves are also absent in the usual fluid dynamics of continuous media. The presentation shows the new result that desired shear waves may exist for a Maxwell rheological body, in a specific range of wave numbers k. The dispersion relations Omega(k) have been obtained for a system of equations of motion of a continuous medium: the equations of continuity (or incompressibility, in particular), the Navier-Stokes equations and the Maxwell rheological relation. The results are derived for a two-dimensional model. The condition Omega(k)=0 determines the points at which the phase velocity of the waves vanishes. At these points, the system is most susceptible to exogenous impacts. Shear waves, which can be excited due to the energy of external sources, are damped. Therefore, trigger effects can occur only with sufficiently powerful influences, which, nevertheless, are much weaker in comparison with straining processes power. It is worth to highlight that the used model is similar to the well-known Rodionov model describing the deformation of the geological environment in a one-dimensional approximation. The instability is proved to develop even at very small Reynolds numbers, when a shear flow exists in an undisturbed state. This is in accordance with the well-known result on the instability of the laminar flow in the boundary layer. The rationale to apply the obtained results for the straining processes in fault zones has been discussed.

ON THE TEMPORAL DISTRIBUTIONS OF STRESS DROPS IN THE SOURCES OF MODERATE AND WEAK EARTHQUAKES

Bogomolov L.M.[1], Sychev V.N.[1], Sycheva N.A.[2]
bleom@mail.ru
[1]Institute of Marine Geology and Geophysics Far Eastern Branch, Rssian Academy of sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russian Federation
[2]Schmidt institute of physics of the Earth of the Russian academy of sciences, Moscow, Russian Federation

An analysis has been performed of the change in stress drops over time during the period of foreshock activity of strong earthquakes for two seismically active regions with different geodynamic settings: the Northern Tien Shan and the Southern Kuril Islands. The catalogs of earthquake dynamic parameters, DP (source ones in English publications), in these regions, with a number of events, were used as initial data [1]. The DP catalog for the Northern Tien Shan includes 183 records of source parameters of earthquakes with magnitudes of 2.6–6.0, and the catalog for the Southern Kurils – 264 records. The stress drop values throughout a general sampling were analyzed as well as that in foreshock periods of 500 days length before the strongest earthquakes. For each region 12 such meaningful events have been specified, the magnitudes were $M > 5$ for the Northern Tien Shan, and $M \geq 6.5$ for the Southern Kurils. The median average values of stress drops during 500-day period have been determined. The temporal variations of stress drops have been compared with changes in the b-value parameter (angular coefficient of earthquake recurrence graph) in the same observation periods. The computation of b-value for the case of the Northern Tien Shan involved the catalog data of KNET seismological network (1994–2021, more than 10 000 events), and the catalog of International Seismological Center (ISC, 1964–2000) for the Southern Kurils. In both cases, b-values were determined in 500-day sliding interval with one day step. The computation gave the result that the well-known effect of b-value growth before strong earthquakes manifested itself explicitly in the considered regions. It has been established that such increase in b-value is accompanied by a decrease in the averaged stress drop values. The obtained results showed that the monitoring of the stress drop values can be used for identifying the non-stationary stage of the seismic regime.

References

1. Sycheva N.A., Bogomolov L.M. On the stress drop in North Eurasia earthquakes source-sites versus specific seismic energy // Geosystems of Transition Zones. 2020. V. 4. No. 4. P. 393-446.

ПРЕДВЕСТНИКОВЫЕ АНОМАЛИИ РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ГИДРОМЕТЕО-ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛЯХ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНАХ АЗИИ

Абдуллаев А.У.
u.abdullaev@mail.ru
ТОО «Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований» МЧС РК, г. Алматы, Казахстан

Неоднократное рассмотрение и анализ данных режимных наблюдений, а также исторических записей, проведенных в периоды реализации разрушительных землетрясений в Азии за последние 150 лет, показывает, что их возникновение, помимо строгой приуроченности к четким сейсмогенным зонам, отличаются знакопеременными аномалиями в ходе многолетнего режима подземных вод, а также формирующих его гидрометео факторов. В той или иной степени детальности удалось рассмотреть данные из различных источников по следующим землетрясениям: Верненское 1885г. (М=7,3), Шемахинское 1902г. (М=7,3), Кеминское 1911г. (М=8,4), Кемино-Чуйское 1938 г. (М=6,8), Ашхабадское 1948г. (М=7,3), Сарыкамышское 1970г. (М=6,5), Хайченское 1975г. (М=6,8), Тяньшанское 1976г. (М=7,3), Жаланаш-Тюпское 1978г. (М=6,8), Байсорунское 1990г. (М=6,4), Сусамырское (М=7,3) [1, 2, 4, 7].

Весьма ценные сведения получены при анализе данных, изложенных по древним сейсмическим событиям в исторических записях Китая и Японии за последние 500 лет [6]. В этих источниках отмечаются, что до и после крупных землетрясений возникают экстремальные изменения в уровне или в расходах, а также температуре и физических свойствах подземных вод (изменение цвета, вкуса) в скважинах, колодцах, родниках и водоемах. Вместе с тем одновременно отмечались весьма контрастные погодные условия и аномальные метеорные осадки [7, 8].

В целом в итоге устанавливаются группы изменения во времени: 1) уровень или расход подземных вод, вплоть до их исчезновения или фонтанирования; 2) температурные изменения, предшествующие и сопутствующие сильным разрушительным землетрясениям, в течение полугода до нескольких лет; 3) изменение газового состава подземных вод. Такие изменения укладываются в рамки современного понятия среднесрочных предвестниковых аномалий землетрясений [5, 8]. На основе анализа этих данных нами сформулированы важнейшие критерии-признаки подготовки сильных землетрясений в гидрометео-гидрогеодинамических режимах подземных вод, обнаруживаемых накануне подготовки крупных землетрясений. Они сведены в следующую таблицу.

Для изучения этих критериев и установления закономерностей их проявления в многолетнем режиме подземных вод и гирометео-факторов в Институте сейсмологии МЧС РК разработана новая методика расчета и анализа многолетнего хода временных рядов этих показателей путем вычисления их модульных коэффициентов (метеоосадков, УПВ или дебита скважины, Мк (Н), Мк (ос)), а также режима слабой сейсмичности Мк(N) на контролируемой территории. Практическое изучение этих коэффициентов дали достаточно хорошие результаты при выявлении среднесрочных прогностических признаков готовящихся сильных землетрясений в режиме подземных вод на контролируемой территории.

Анализ данных исторических источников и произошедших в XIX и XX веках крупных землетрясений в Китае, Средней Азии, Казахстане показал [6], что главным предваряющим (предвестниковым) эффектом этих землетрясений были многолетние (3-5 лет) ступенчатые снижения уровня (дебита) подземных вод в скважинах и родниках с достижением дна «бухты» и резким скачковым (взрывным) подъемом УПВ, с возникновением сейсмического удара – землетрясения. На рисунке 1 и 2 приведены примеры реализации таких землетрясений, ход которых укладывается в следующую схему: **ступенчатое ежегодное**

снижение → клин → бухта → инверсия → взрыв → (подъем) → землетрясение → возврат к исходному сезонному подъему (рисунок 1).

Таблица 1 – Основные критерии (признаки) среднесрочного прогноза сильных землетрясений в гидрогеодинамических полях на примере разрушительных землетрясений Азии

№	Основные критерии и формы проявления предвестниковых аномалий крупных землетрясений	Время проявления предвестников	Форма предвестников	Время ожидания до землетрясения
1	Многолетнее скачкообразное снижение УПВ до минимального уровня и его переход на обратное возрастание (инверсии) с сохранением годовой сезонной волны (Ашхабад-Хайченская форма)	2-5 лет минимум	трендовые, сезонные волновые скачки, идущий быстро вниз до уровня обратный ход (инверсия) на обширные площади	1-2 года
2	Изменение температуры воды (Кеминско-Сарыкамышская форма)	1-2 года	затяжные температурные изменения на 1°С до 12 °С	в течение полугода, год
3	Изменение вкуса (солесодержание) воды (Кеминско-Верненское-Чиликско-Кемино-Чуйская форма)	0,5-2 года	редко больше, в скважинах-родниках	в течение полугода
4	Предваряющие затяжные погодные аномалии (непрерывные дожди или отсутствие осадков-засуха)	1-2 года	засуха или затяжные дожди, наводнения	от года до нескольких месяцев
5	Десинхронизация хода осадков и УПВ, их транзит и формирование сезонного хода	1-3 года	дисбаланс и сбой, десинхронизация в ходе УПВ	0,5-1,5 года
6	Разрушение регулярности, типичности, формы классического сезонного хода УПВ или расхода восходящих гидрогеотермальных вод в скважинах и родниках	0,5-3 года	разрушение синхронных связей хода между осадков и УПВ в скважинах и родниках	год
7	Инверсионные тренды и их резкие знакопеременные скачки в основных показателях режима подземных вод	0,5-2 года	Деформирование или разрушение малых гидрогеологических ритмов в режиме подземных вод, на фоне 11 летних циклов солнечной активности	0,5-1 год
8	Разрушение (удлинение или укорачивание), или исчезновение гидрогеологических периодичностей различных рангов; от солнечных 11 летних циклов до сезонных волн в многолетнем режиме подземных вод.	2-6 лет		год

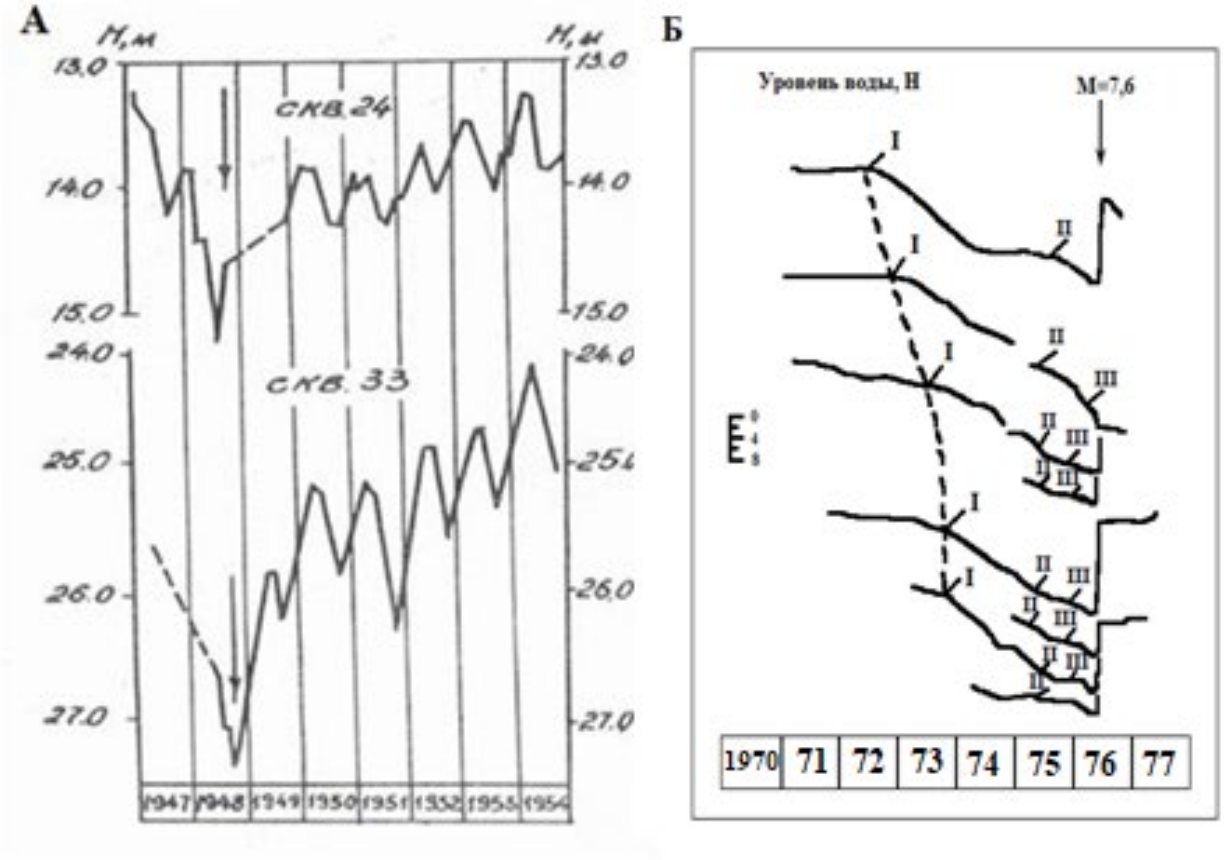


Рисунок 1 – Изменение хода УПВ в период реализации Ашхабадского и Тянь-Шанского землетрясений. А - Ашхабадское землетрясение 1948 года, магнитуда 7,3.
Б – Тянь-Шанское землетрясение 1976 года, магнитуда 7,6.

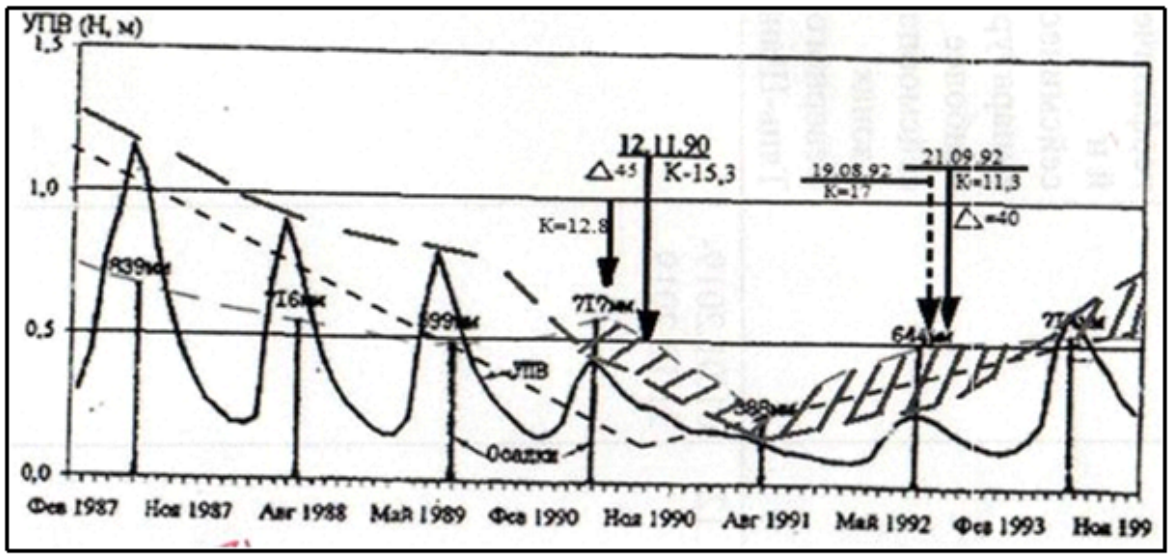


Рисунок 2 – Проявление ГГД аномалий перед сильнейшими землетрясениями в Средней Азии: 1 – Байсорунское землетрясение 1990 года, магнитуда 6,4;
2 – Сусамырское землетрясение 1992 года, магнитуда 7,3

Такую схему мы видим в ходе реализации Байсорунского землетрясения 12.11.1990г. и Сусамырского землетрясения 19.08.1992г. на северном Тянь-Шане [8]. На рисунке 2

отчетливо видно, как годовая сезонная волна ступенчато уменьшается, а крупные землетрясения возникают на ветвях потери устойчивости и десинхронизации годовой сезонной волны из-за резкого снижения УПВ в массивах гидрогеотектонических массивах в течение нескольких лет.

Наиболее впечатляющие изменения в гидрогеодинамических полях хорошо видны на рисунке 3 на примере катастрофического Кеминского землетрясения 1911г. с магнитудой M=8,4.



Рисунок 3 – Карта гидрогеологических наблюдений накануне и после кеминского землетрясения 1911 года, магнитуда 8,4 (составил А.У.Абдуллаев,2000 год)

Важно отметить, что накануне этого события гидрогеодинамические поля на огромной территории северного Тянь-Шаня характеризовались раздробленными деформационными полями разного знака. Поэтому, в одних водопунктах отмечалось резкое снижение или исчезновение УПВ, а в других – наоборот: повышение и взрывное фонтанирование воды в скважинах и родниках, и появление новых родников [1, 7]. Аналогичные примеры наблюдались накануне и в период реализации многих разрушительных землетрясений в континентальной Азии, особенно в истории Японии, Китая, России, Кавказа и Средней Азии [4, 7, 8].

Заключение. Все сильные и разрушительные землетрясения Азии предварялись достаточно эффектными предваряющими гидрогеодинамическими аномалиями. Площадной анализ накопленных исторических данных в этом плане дает достаточно надежный материал для выявления важнейших критериев подготовки и распознавания больших землетрясений. Это позволяет разработать методику прогнозирования крупных землетрясений в долго и среднесрочном плане в сейсмоактивных регионах Средней Азии.

Литература

1. Абдуллаев А.У. Флюидный режим земной коры, как отражение современных геодинамических процессов. Алматы: Эверо. 2002. 352 с.

2. Абдуллаев А.У., Тукешова Г.Е. Гидрогеологические аномалии Кеминского катастрофического землетрясения 1911 г. (в связи со 100-летием события) // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы 5 Междунар. симп. В 2 т. Т. 1. Бишкек. 2012. С. 10-14.
3. Ковалевский В.С. Многолетние колебания уровня подземных вод и подземные стоки. М.: Наука. 1976. 270 с.
4. Милькис М.Р. Гидрогеологические предвестники Ашхабадского землетрясения 1948 г. // Гидрогеологические предвестники землетрясения. М.: Наука. 1984. С. 76–84.
5. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 313 с.
6. Предваряющие землетрясения природные аномалии. Пекин: Сейсмология. 1980. 205 с. (на китайском языке).
7. Богданович К.И., Кларк М.И., Корольков Б.Я., Муштеков Д.И. Землетрясения в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). Труды геологического комитета. Новая серия, вып. 89. СПб., 1914. 256 с.
8. Абдуллаев А.У., Тукешова Г.Е. Прогноз катастрофических землетрясений по аномалиям флюидного режима земной коры // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Сб. материалов 4 Междунар. симп. Москва – Бишкек. 2009. С. 148-154.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВЫСОКОГОРНЫЕ ОЗЁРА КАК ФАКТОР НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Абдуллаев А.У., Борисов В.Н., Есенжигитова Е.Ж.
u.abdullaev@mail.ru, borisov_wn_71052@mail.ru, liza_1103@mail.ru
ТОО «Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований»
МЧС РК, г. Алматы, Казахстан

Введение. Главными орографическими элементами Юго-Восточного и Восточного Казахстана являются горные хребты северной ветви Тянь-Шаня (Заилийский, Кунгей, Терискей, Киргизский, Таласский Алатау, Кетмень), горы Кендыктас и Джунгарского Алатау, чередующиеся с межгорными впадинами. На Востоке наиболее значительные хребты: Катуньские белки, Ивановский, Листвяга, Холзун, Сарым-Сакты, Нарымский, Курчумский, Саур, Тарбагатай и др.[1-4].

Горные цепи разделены межгорными впадинами и широкими долинами. Среди них выделяются Балхаш-Алакольская и Копа-Илийская впадины и ряд более мелких – Текесская, Жаланашская, Каркаринская, Талды-Курганская, Кугалинская и др. На Востоке – Зайсанская, Чиликтинская, Нарымо-Бухтарминская, Зыряновская, Лениногорская, Чарская впадины и др.

Севернее, северо-западнее высокогорных хребтов Алтая, Джунгарского, Заилийского, Киргизского Алатау, Каратау расположены обширные слабонаклонные равнинные территории с основным направлением поверхностного стока к Бухтарминскому водохранилищу, реке Иртыш, озерам Балхаш и Алаколь, Аральскому морю – региональным базисам эрозии, [1-4].

Основную роль в формировании современного рельефа играют тектонические нарушения различного направления. Все основные геологические структуры региона сформированы и контролируются крупными тектоническими нарушениями краевыми разломами, по которым происходило смещение отдельных блоков относительно друг друга. Активные разломы играют ключевую роль в контроле сейсмичности региона являясь важнейшими деформационными структурными элементами земной коры.

Наиболее общей закономерностью сейсмичности является ее приуроченность к существующим горным системам, которые характеризуются морфологическим выражением новейших структур [10, 12-14].

В пределах сильно расчлененных территорий землетрясения, как правило, инициируют образование сейсмообусловленных обвалов, озёр, сейсмодислокаций, что характерно и для горно-складчатых территорий Юго-Восточного и Восточного Казахстана.

Отмечая широкое развитие сейсмообусловленных ОГП в горных районах можно отметить, что их распространение и формирование подчинено парагенетическому принципу, т.е., развитие одного процесса ведёт за собой образование или активизацию другого. Завальные тектонические озёра на современном этапе обладают значительными рисками прорыва и формирования разрушительных селевых потоков.

Горные озёра орогенного пояса Казахстана представлены большим разнообразием и по размерам, и по очертаниям. Генезис горных озёр зависит от различных взаимообусловленных факторов, имеющих как тектоническое, так и экзогенное происхождение. Для горных территорий происхождение озёр связано в основном с процессами новейших тектонических движений и высокой сейсмичностью, составом горных пород, слагающих горные плотины, активностью оползневых, обвальных и других склоновых процессов.

Помимо тектонического происхождения существует множество классификаций горных озёр.По генезису и составу плотин горные озера можно разделить на следующие типы:1) тектонические; 2) моренно-ледниковые; 3) завальные.[6-9, 11, 16].

Тектонические озера, образованы в результате неотектонических подвижек передвижения или перекрытия отдельных блоков в понижениях тектонических разломов, сбросов, грабенов и др. Они отличаются большими размерами и глубинами (Иссык-Куль, Алаколь, Маркаколь). Происхождение озера Маркаколь связывают с одной из ледниковых фаз четвертичного периода альпийского тектонического цикла, когда в результате поднятий и разломов сформировалась веерообразная система современных хребтов и межгорных впадин, подвергшихся затем воздействию оледенения (рис. 1).

Маркакольская котловина окаймлена горными хребтами Курчумским и Азутау. На северо-востоке она сочленяется с Бобровской впадиной, а на юго-западе по реке Кальжыр имеет выход в Зайсанскую долину. Озеро расположено на высоте 1447 м над уровнем моря, имеет овально-вытянутую форму и простирается с северо-востока на юго-запад. Длина озера — 38 км, ширина — 19 км, площадь — 455 км², длина береговой линии — 106 км, глубина в среднем — 14,3 м, максимальные глубины — 24-27 м. В озёрной чаше содержится 6,5 км³ воды. Площадь водосбора составляет 1180 км². Всего в озеро впадает более 50 водотоков, основными являются Тополевка, Тихушка, Еловка, Карабулак, Жиренька. Из озера вытекает единственная река Калжыр [2-4, 7, 8].

Моренно-ледниковыми являются озера, формируются на поверхности моренно-ледниковых комплексов и внутриморенных депрессий, котловина которых образовалась в результате неравномерного протаивания льда и просадок, возникающих вследствие развития термокарста в «теле» ледника или морены. Озёра образуются в областях многолетней мерзлоты в интервале высот 3000–4500 м над уровнем моря (рис. 2).

Моренные озера располагаются гипсометрически ниже моренно-ледниковых и образуются в результате формирования моренного рельефа. Это самый многочисленный тип плотин, находятся повсеместно на высоте более 2500 м над уровнем моря [7-9, 11].

Завальные озера - озера, возникающие в результате обрушения и перекрытия долины горными обвалами, оползнями, причём наиболее крупные плотины образуются при сильных сейсмических колебаниях земной коры.После грандиозных обвалов горных склонов, обусловленных сейсмическими толчками, на днищах долин формируются мощные завальные плотины, выше которых накапливаются значительные массы воды. Сток из завально-обвальных озер происходит как поверхностным, так и подземным путем.

По данным ГУ «Казселезащита» в Алматинской области насчитывается 675 моренных и завальных озер. В Восточно-Казахстанской области расположено 146 моренных и завальных озёр. Они находятся в бассейнах рек Сарымсакты, Бухтарма, Берель, Громотуха, Белая Уба и Кендырлык [8, 9].

Самый яркий пример действия геодинамических сил на природную среду — это образование Сарезского озера в результате землетрясения в 1911 году. Вот уже 112 лет угроза прорыва этого озера висит над долиной р. Бартанг. До сих пор никто с уверенностью не может сказать, устойчива плотина или нет, произойдет спуск Сарезкого озера естественным путем или спуск воды из него будет катастрофическим и приведет к огромному числу жертв (только в долине р. Бартанг проживают 17 000 человек). Кроме того, при наличии гравитационных деформаций склонов по периметру озера может возникнуть ситуация перелива воды через плотину с частичным или полным ее разрушением и формированием катастрофического паводка (такой сценарий особенно вероятен при сильных землетрясениях) [6].

После Верненского землетрясения (М – 7,3, глубина очага – 20 км, горизонтальная протяженность очага – 35 км, максимальная сила в эпицентре – более 9-10 баллов) громадные оползни, оплывины перекрыли долины рек от Бельбулака до Каскелена, образовав временные озёра. Прорыв этих озер, происходил через 1-3 дня, и сопровождался мощными потоками жидкой грязи,что давало повод к слухам о наводнении [15-16].



Рисунок 1 – Озеро Маркаколь в Восточно-Казахстанской области



Рисунок 2 – Река Малая Алматинка , моренное озеро № 6 им. Маншук Маметовой

Сейсмогенные обвалы на территории Орогенного пояса Казахстана

В горных районах Юго-Восточного Казахстана выявлено более 60 крупных сейсмогенных обвалов. Но не все они стали причиной возникновения завальных озёр. В Иле Алатау сейсмогенные обвалы формируются преимущественно в среднегорной зоне (от 2000 до 3200 м н.у.м.), где распространены скальные породы, преимущественно граниты. Эта зона отличается крутосклонным глубокорасчлененным рельефом. Крутизна склонов здесь – более 30 градусов, глубина расчленения рельефа – более 500 м[8-9].

В Иле Алатау имеется 19 крупных сейсмогенных обвалов. Многие из них образовались при Верненском землетрясении М-7,3, интенсивность которого составляла 9 баллов. Эпицентр землетрясения находился у подножия северного склона хребта(рис. 3).

Помимо сейсмодислокаций 1887 г. в Иле Алатау есть много древних обвалов. Размеры некоторых из них превышают размеры обвалов 1887 г. Палеосейсмодислокации несут информацию о землетрясениях за несколько тысяч лет. Поэтому они являются более

надежными источниками сведений о землетрясениях редкой повторяемости, и их необходимо принимать во внимание при оценке максимальной интенсивности землетрясений.

Самым крупным является палеосейсмогенный обвал на реке Улкен Алматы в центральной части Иле Алатау(рис. 4), возраст которого примерно 15000 лет. Тело обвала подпруживает Большое Алматинское озеро. В результате обрушения крупного блока скальных гранитных пород с левого борта долины. Высота вершины блока располагалась на высоте 3200 м н.у.м.

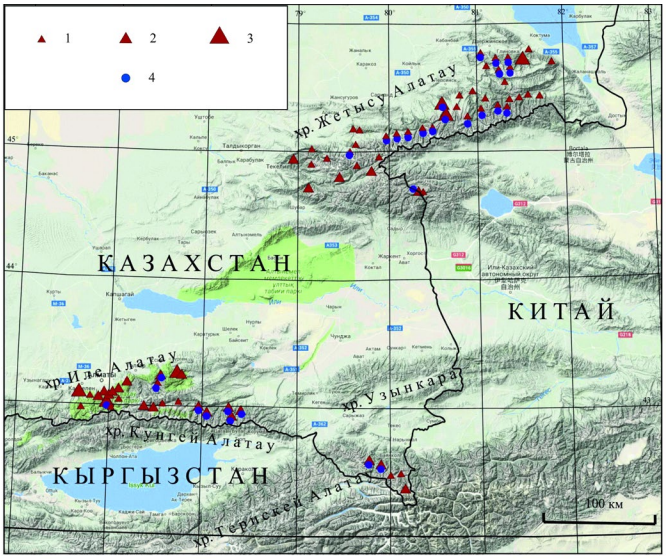


Рисунок 3 – Распространение крупных сейсмогенных обвалов, и обвально-завальных горных озер в Юго-Восточном Казахстане. Объем перемещенных горных пород, млн. м^3: 1 – 1-10, 2 – 10-100, 3 – более 100; 4 – горные озера

Под действием сейсмических колебаний произошло раздробление скальных пород. В результате, блок длиной почти 1500 м, шириной 500 м и высотой 400 м потерял устойчивость и под действием силы тяжести устремился вниз в долину Улькен Алматы. Передний вал обвала пересек долину почти под прямым углом и взметнулся на противоположный борт долины на высоту 200 м. Такое могло произойти только при скорости вала более 60 м/с. Следовавшие за передним валом обвальные массы повернули влево по уклону долины и остановились на высоте 2000 м н.у.м., пройдя путь в 5,5 км. Высота падения обвала составила 1050 м. Средняя толщина отложений составляет 100 м, достигая местами 200 м. Его объем составляет 380 млн. м^3, что позволяет отнести его к числу крупнейших сейсмодислокаций [8].



Рисунок 4 – Космический снимок сейсмогенного обвала на Большом Алматинском озере

Большое Алматинское Озеро (БАО) расположено на абсолютной отметке2 500 м. Озера возникло тектонически-обвальным путём. Длина озера 1,6 км, ширина 0,75 – 1,0 км, глубина озера 30-40 м, площадь зеркала озера 0,9 км^2, объём водной массы 14 млн м^3.В 1953 г. в наиболее узкойчастисеверного залива озера возведена искусственная плотина высотой 10 м (рис. 4).

Озероиспользуетсявкачествеводохранилищасезонногорегулированиядлякаскада Алматинских ГЭС.

Второй крупнейший палеосейсмогенный обвал в Иле Алатау объемом 150 млн. м^3 находится в восточной части хребта, в бассейне реки Турген. Обвальный цирк имеет длину 3,3 км и ширину 1.3. на 1,3 км. Вершина его находится на высоте 3100 м н.у.м. Завал простирается вниз по долине до высоты 1320 м н.у.м. Длина завала – 5,2 км, средняя ширина – 400 м. Площадь завала – 2,5 км^2, площадь обрушения – 2,1 км^2, общая площадь нарушенных земель – 4,6 км^2.

В бассейне р. Есик есть два крупных обвала, образовавших мощные естественные плотины одноименного озера в среднегорной зоне на высоте 1760 м н.у.м. и оз. Акколь в высокогорной зоне на высоте 3080 м н.у.м.[8].

Озеро Есик – находится в среднегорной зоне на высоте 1760 м н.у.м. Плотина озера образована обвальной массой объемом 20-25 млн. м^3. Она имеет холмистую поверхность, расчлененную врезами. С востока над плотиной оз. Есик наблюдается обвальный цирк. Крутизна склона – 35-40°. Его вогнутая центральная часть сложена рыхлыми отложениями, с поверхности закрытыми глинисто-дресвяным шлейфом. Шлейф задернован и местами покрыт лесом. Крутизна его в нижней части – 25-30°(рис. 5).



Рисунок 5 – Озеро Есик. Обвальный цирк

Озеро Акколь расположено в бассейне реки Есик на высоте 3080 м н.у.м. Озеро подпружено крупно-глыбовой обвальной плотиной, протянувшейся вниз по долине на 600 м. (рис. 6). Обвальные отложения представляют собой беспорядочные нагромождения угловатых обломков различного размера (глыбы до 15-20 м в поперечнике).

Жасылкольские озера в Жетысу Алатаунаходятся в центральной части северного склона хребта, расположены каскадом в долине р. Аганакты бассейна реки Лепсы (рис. 7-8).

В результате обвала, расположенного на высоте 1700 м образовалось озеро **Нижний Жасылкол** объемом 35 млн. м^3(рис. 7). Объём завала составляет 100 – 120 млн. м^3. В нижнем завале, приуроченном к породам интрузивного комплекса, максимальный размер глыб достигает 12 м в поперечнике [8].

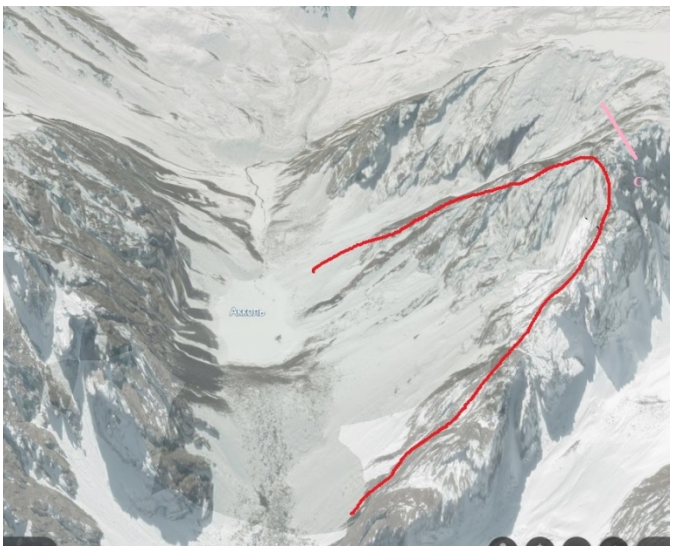


Рисунок 6 – Озеро Акколь, бассейн реки Есик, высота 3080 м.

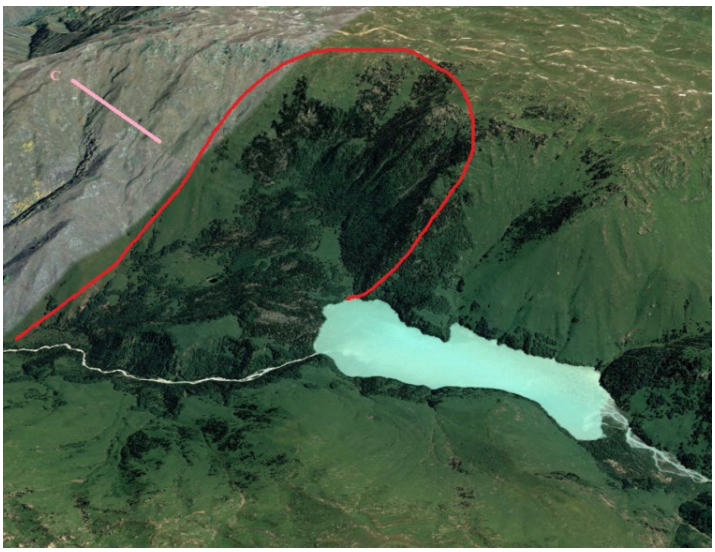


Рисунок 7 – Озеро нижний Жасылкол, река Аганакты бассейна реки Лепсы

Второй обвал находится на высоте 2500 м н.у.м. Объём этого обвала – 140 млн. м^3, Завалом подпружено озеро **Верхний Жасылкол** объемом 44 млн. м^3.Завальная плотина верхнего озера представлена породами осадочной формации.

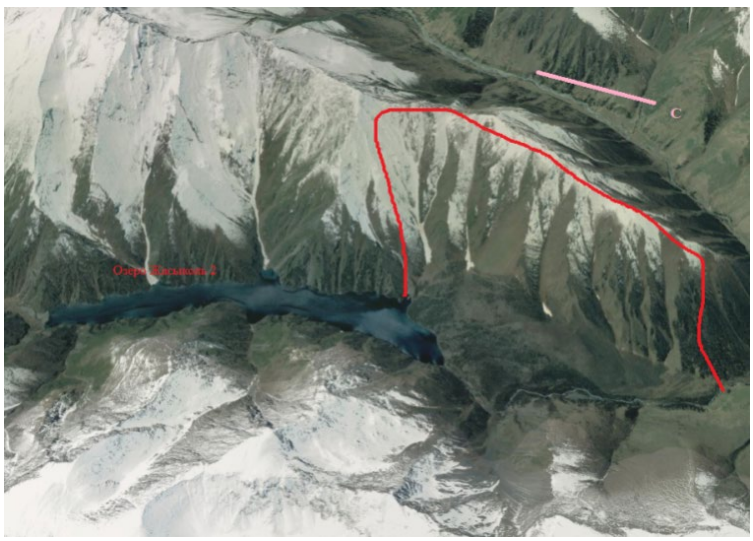


Рисунок 8 – Озеро верхний Жасылкол, река Аганакты бассейна реки Лепсы

В Кунгей Алатау в долине реки Шелек выделяются 10 сейсмообвалов возникших при Кеминском землетрясении 1911 года, это обвалы Кайынды, Колсай и ЧонУрюкты. У четырех обвалов сформированы завальные озера. Это озёра в долинах правых притоков Шелека: ЧонУрюкты, Кольсай (2 озера) и Кайынды. Самыми крупными являются обвалы ЧонУрюкты, объемом 22 млн. $м^3$, Колсай Нижний (50 млн. $м^3$), Колсай Верхний (20 млн. $м^3$) и Кайынды (15 млн. $м^3$). У всех этих обвалов имеются озера, которые неоднократно прорывались.

Река Кольсай берет свои истоки с ледников, расположенных на горных хребтах Кунгей-Алатау, и впадает по очереди в три озера: Верхнее, Мынжылки и Нижнее.

Верхнее Колсайское озеро расположено на высоте 2850 м, в долине реки. Ширина озера достигает 270 – 300 м, длина 300 – 400 м, глубина до 8 м. Верхняя точка дамбы имеет превышение над урезом воды 10 – 12 м. Тело дамбы имеет плавные очертания, густо поросла альпийской растительностью, арчовником (горный можжевельник). Происхождение озера, вероятно – древнее моренное озеро.

Второе Колсайское озеро (местное название - Мынжылкы) расположено на высоте 2252 м над уровнем моря и является самым большим и красивым озером каскада (рис. 9). Ширина озера достигает 300 – 500 м, длина 700 – 1200 м, глубина – до 50 м. Озеро образовалось в результате обвала, вызванного землетрясением. Объём обрушившихся пород составил до 20 млн. $м^3$[8].

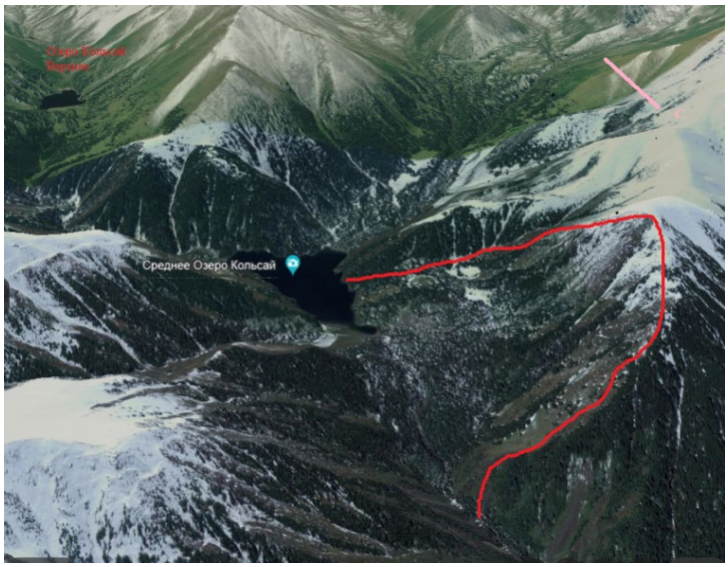


Рисунок 9 – Среднее Колсайское озеро (Мынжылгы) расположено на высоте 2252 м н.у.м.

Нижнее Колсайское озеро (местное название - Саты), находится на высоте 1800 м над уровнем моря (рис. 10). Оно образовано в результате горного обвала, перекрывшего долину реки Колсай. Длина озера около 1 км, ширина до 400 м, наибольшая глубина 80 м. Температура водной поверхности, даже в летний период, не превышает 8 градусов. Завальное Нижнее Колсайское озеро прорывоопасное и может служить причиной возникновения селевого потока.

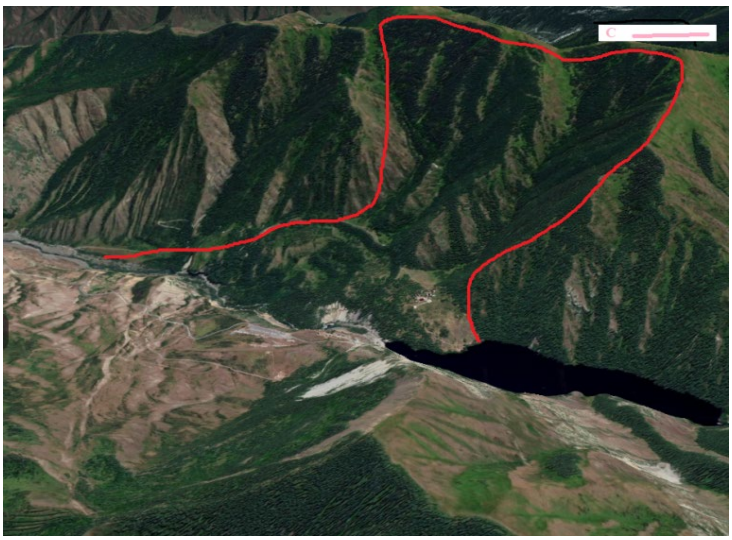


Рисунок 10 – Нижнее Колсайское озеро (Саты) расположено на высоте 1800 м н.у.м.

Завальное озеро Кайынды находится юго-восточнее10 км пос. Саты, на высотных отметках1865 м н.у.м. В результате сильного Кеминского землетрясения долина реки Кайынды была перекрыта обвалом объёмом 15 млн. м^3, образовалось **озеро Кайынды** (рис. 11). Длина озера около 400 м, ширина – 100 м, глубина до 18 м. В 80 годы площадь зеркала воды в озере была несколько больше, а глубина достигала 23 м. Обмелению и изменению размеров озера способствовал селевой поток вызванный землетрясением М=5.5 в 2010 г, который частично разрушил природную дамбу.



Рисунок 11 – Озеро Кайынды, расположено на высотной отметке 1865 м н.у.м.

Проточное, запрудное озеро Чон-Урюкты расположено на высоте 2163 метров над уровнем моря, находится на северном склоне хребта Кунгей Алатау в ущелье реки Чон-Урюкты, в 5 километрах от впадения в р. Чилик (рис. 12).

Озеро образовалось в результате землетрясения, за счет левобережного обвала склона, объёмом 22 млн. м^3, который имеет протяженность 1,5 километра от западного гребня ущелья.

Протяженность озера 494 метров, озеро вытянуто по ущелью с юго-запада на северо-восток и имеет ширину в центральной части 71 метр.Периметр озера 1125 метров, площадь 36387 квадратных метров[8].

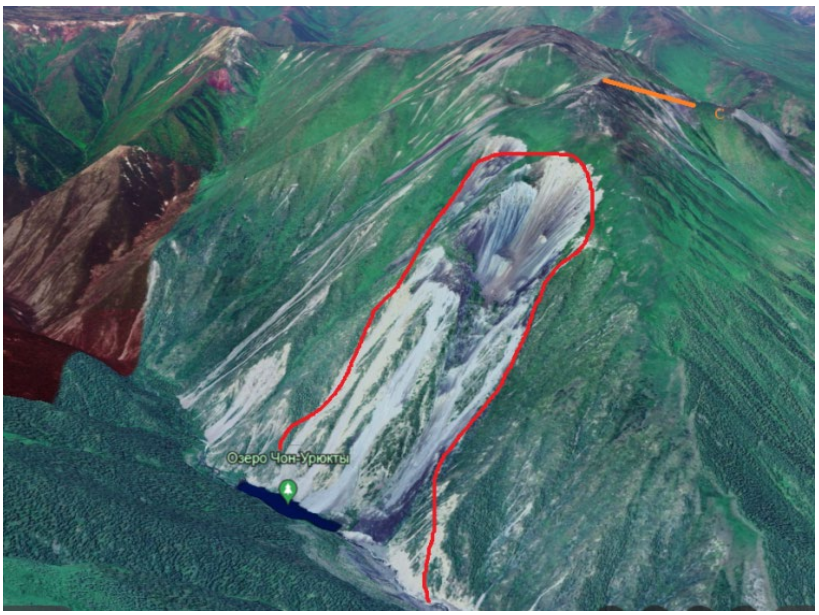


Рисунок 12 – Проточное, запрудное озеро Чон-Урюкты расположено на высоте 2163 м

Однако больше всего сейсмогенных обвалов отмечено в западной части Жетысу Алатау, в бассейнах рек Тентек, Жаманты и Тастау. Там обнаружено 20 сейсмогенных обвалов. Из них 8 обвалов имеют объем более 10 млн. $м^3$. В этом районе один обвал приходится на 70 $км^2$ площади. Доля земель, нарушенных сейсмодислокациями, составляет 1,5 % площади бассейнов.

В центральной части Жетысу Алатау, в бассейнах рек Большой Баскан, Баскан, Саркан и Аксу имеется шесть крупных сейсмодислокаций. Объем двух из них превышает 100 млн. $м^3$. Плотность сейсмогенных обвалов составляет 1/250 $км^2$

Заключение. Горные озёра – это красивейшие места, голубое ожерелье гор, любимые места отдыха горожан. Но горные озёра таят в себе и опасности.В случае прорыва тектонических обвальных горных озёр в результате сильных землетрясений, и определённых гидрометеорологических факторов, очень высока вероятность возникновения катастрофических селевых потоков.

Землетрясения могут вызвать и закупорку подземных каналов стока в моренно-ледниковых комплексах. Также при закупорке каналов стока образуются озера с объемом до нескольких сотен тысяч кубометров. Прорыв озер приводит к формированию селевых потоков.

Крупные обвальные озера в случае прорыва могут служить причиной возникновения катастрофических селей.Потенциально опасными в этом плане являются Большое Алматинское озеро, озеро Есик в Иле Алатау и Жасылкольские озера в Жетысу Алатау.

Отслеживание возникновения горных озёр, развития, а также его опорожнения однозначно показывает неотектонический характер их истории. Поэтому есть полное основание считать, что оно представляет безусловный фактор проявления активизации современных геодинамических, в том числе сейсмических процессов в Тянь-Шанском сейсмоопасном регионе

Литература

1. Гидрогеология СССР. Т. XXXVI. Южный Казахстан / В.И. Дмитровский и др. М.: Недра. 1970. 472 с.
2. Гидрогеология СССР. Т. XXXVII. Восточный Казахстан / Ред.: Антыпко Б.Е., Кузнецов А.П., Левин С.В. М.: Недра. 1971. 307 с.
3. Инженерная геология СССР. В 8 т. Т. 6. Казахстан / Под ред. В.И. Дмитровского. М. 1977. 296 с.
4. Геология СССР. Т. XLI. Восточный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание / Под ред. В.П. Нехорошева. М.: Недра. 1967. 471 с.

5. Колотилин Н.Ф., В.П. Бочкарев и др. Инженерно-геологические условия предгорной зоны Заилийского Алатау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР. 1967. 165 с.
6. Устойчивость горных озер Центральной Азии. Риски воздействия и принятие мер. Душанбе. 2008. 51 с.
7. Бочкарев В.П, Подольный О.В. и др. Опасные геодинамические процессы на территории Казахстана. Пояснительная записка к комплекту карт Казахстана масштаба 1:2000000. Кокшетау. 2004. 182 с.
8. Опасность сейсмообусловленных экзогенных процессов в горных районах Казахстана / В.П. Благовещенский, Т.С. Гуляева, В.В. Жданов. Алматы. 2017. 55 с.
9. Селевые явления Юго-Восточного Казахстана / Медеу А.Р., Благовещенский В.П., Баймолдаев Т.А. и др. Алматы: Институт географии. 2018. 288 с.
10. Абдуллаев А.У. Флюидный режим земной коры как отражение современных геодинамических процессов (на примере Тянь-Шаня). Алматы. Эверо. 2002. 352 с.
11. Благовещенский В.П. Снежные лавины Казахстана. Алма-Ата. 1981. 24 с.
12. Абаканов Т.Д., Ли А.Н., Садыкова А.Б., Методология разработки карт сейсмического районирования сейсмоопасных территорий Казахстана. Алматы. 2013. 127 с.
13. Курскеев А.К., Белослюдцев О.М., Жданович А.Р. и др. Сейсмическая опасность орогенов Казахстана. Алматы: ЭВЕРО. 2006. 294 с.
14. Курскеев А.К., Тимуш А.В., Шацилов В.И. и др. Сейсмическое районирование Республики Казахстан. Алматы: ЭВЕРО. 2000. 220 с.
15. Мустафаев С.Т., Смоляр В.А., Буров Б.В. Опасные геологические процессы на территории Юго-Восточного Казахстана. Алматы: Гылым. 2008. 278 с.
16. Мазур И.И., Иванов О.П. Опасные природные процессы. М.: Экономика. 2004. 702 с.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НАЦИОНАЛЬНОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И ИССЛЕДОВАНИЙ МИНИСТЕРСТВА ПО ЧРЕЗВЫЧАЙНЫМ СИТУАЦИЯМ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

Абдуллаев А.У., Курскеев А.К., Белослюдцев О.М., Есенжигитова Е.Ж., Сарсенбаев Д.А., Силачева Н.В., Степаненко Н.П., Узбеков Н.Б., Хачикян Г.Я.
u.abdullaev@mail.ru
ТОО «Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований» МЧС РК, г. Алматы, Казахстан

Введение. Территория Казахстана огромна и на ней происходят все виды опасных геологических явлений. Основные закономерности в распределении геодинамически активных структурных неоднородностей земной коры, где возникают очаги сильных землетрясений предопределены новейшими неотектоническими движениями (30-35 млн.лет). На территории Казахстана, как часть Евроазиатского континента, по тектоническому режиму развития выделяется 5 крупных регионов: Прикаспийская впадина, Туранская плита, Юго-Западно-Сибирская плита, Казахский щит и обширная орогенная область юга, юго-востока и востока страны (рис.1).

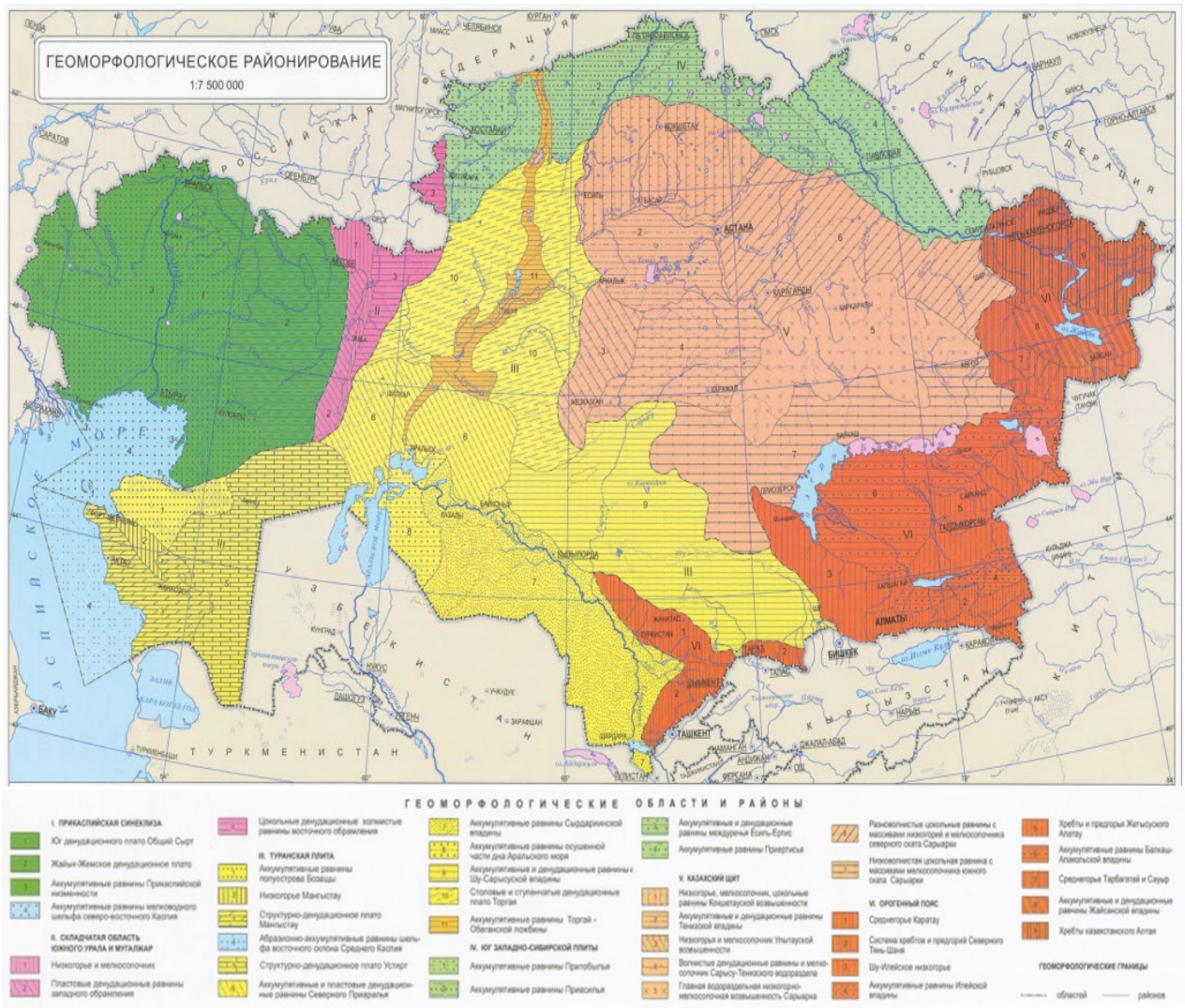


Рисунок 1 – Карта новейшего тектогеоморфологического районирования Казахстана

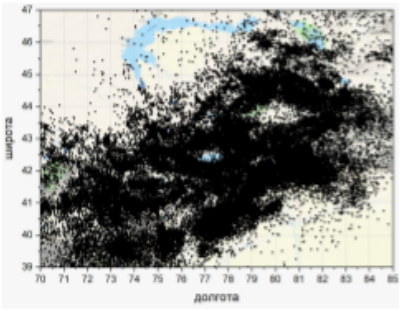
Земная кора Прикаспийской впадины отличается низкой энергонасыщенностью, низким тепловым потоком, значениями современных движений и низкой плотностью слагающих горных пород и поэтому она сейсмически неактивна. Более 80% территории Республики занимает Туранская плита и Казахский щит, которые занимают площадь от Каспийского моря до отрогов Северного Тянь-Шаня, а его сейсмопотенциал не превышает $5*10^7$ E/S. Зато наибольшую опасность на этой огромной территории представляют техногенные землетрясения в районах газо-нефтедобычи и постоянно возникают площадные наводнения. За последние годы возникло немало опасных техногенных землетрясений (ТЗТ) в результате нарушения гидрогеодинамического режима всего региона.

Среди новейших геоструктурных областей Казахстана наиболее опасные чрезвычайные ситуации возникают в Южном, Юго-Восточном и Восточном Казахстане. На территориях этого орогенного пояса, господствуют горст-глыбовые поднятия, разделенные орогенными впадинами. В этих регионах максимально тепловой поток достигает до 200 мВ/м^2, а сейсмопотенциал достигает максимального значения - 2,2х10^{12}E/S Дж/км^2. В этой связи здесь весьма интенсивно развиты опасные геодинамические процессы, прежде всего сильнейшие и катастрофические землетрясения с магнитудой до 8,5 и их обусловленные последствия: сейсмодислокации, сейсморывы, сейсмолавины, сейсмообвалы, селевые потоки, замкнутые тектонические горные озера и много других явлений, которые возобновляются и развиваются после каждого очередного сильного землетрясения.

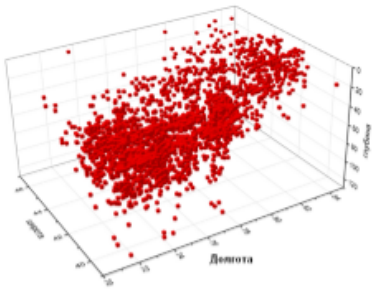
1. Научные основы исследований современных геодинамических и сейсмических процессов в земной коре Тянь-Шаня. Современные достижения в науках о Земле позволяют определить, что сейсмические процессы постоянно происходят в недрах Земли и планет земного типа (Земля, Марс, Луна, Венера и др.). На Земле они имеют четкую приуроченность к конкретным структурным поясам, расположенным на стыке выходов на земную поверхность древних жестких консолидированных каледонских и палеозойских метаморфизированных массивов и областей развития альпийского пояса новейших тектонических движений, т.е. к современным орогенным геоструктурам. Ярким примером таких мегаструктур является Центрально-Азиатский горный пояс (ЦАГП), где в альпийский этап тектогенеза сформировались Гималайская, Памирская, Тянь-Шаньская и другие горные системы. При исследованиях закономерностей формирования очаговых зон крупных землетрясений в земной коре и верхней мантии выяснилось иерархическое устройство тектоносферы ЦАГП и он имеет строго упорядоченный характер. Развиваемые в ней сейсмические процессы обладают периодичностью, обусловленной с внешними факторами во взаимодействии с его структурными элементами. Согласно тектоническим концепциям в качестве структурных элементов, подвергающихся деформациям разрушения, выступают орогенные системы, (блоки, разломы, слои), которые обладают свойствами самостоятельного перемещения, рождая существенные изменения в условиях меняющихся физических и гидрогеохимических полей.

Тянь-Шаньская орогенная система протяженностью более 2500 км в длину и шириной 60-100 км. является наиболее сейсмоактивной частью Альпийского орогенного пояса. Она возникла в результате субмеридионального сжатия Индостанской плиты и Таримской платформы на север, а Казахстанского щита на юг. В результате этого сформировался субширотный пояс смятия с горст-антиклинориями и с горст-впадинами с размахом вертикальных перемещений 6-8 км. в отдельных узлах вверх (+) и столько же вниз (-).

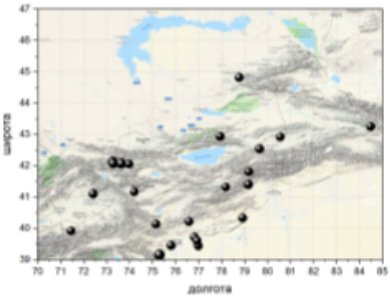
В данном поясе очаговые зоны землетрясений представляли собой срывы, отрывы и дробление структурных неоднородностей земной коры, которые сопровождаются выделением сейсмических волн различной энергии от самых слабых (М=2) до самых сильных (М=8,5). Весь этот процесс выделения сейсмической энергии сопровождается в разной степени изменением геофизических полей и флюидного режима в определенных объемах земной коры, которые служат объектами исследований сейсмопрогноза и оценки сейсмической опасности.



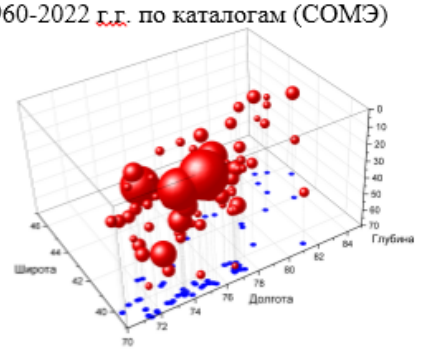
Пространственно-временное распределение землетрясений с M>2.0, за период 1960-2022 г.г.



3-D проекция гипоцентров землетрясений региона исследования за 1960-2022 г.г. по каталогам (СОМЭ)



Пространственно-временное распределение сильных землетрясений региона исследования за 1960-2022 г.г. по каталогам (СОМЭ)



3-D модели проекции гипоцентров сильных землетрясений региона исследования в зависимости от магнитуды за 1960-2022 г.г.

Рисунок 2 – пространственно-временное распределение эпицентров и гипоцентров землетрясений в Северном Тянь-Шане

Надо сказать, что первыми исследователями сейсмологии Казахстана были известные русские и советские ученые: К.И.Богданович., И.В.Мушкетов., Б.Я.Корольков., М.И.Кларк., Е.А.Розова, а начиная с 60-х годов XX века в научных исследованиях в разных направлениях принимала участие большая группа специалистов-сейсмологов, геофизиков, гидрогеологов, геохимиков, математиков, инженеров, которые внесли существенный вклад в развитие сейсмологии Казахстана: Т.А.Акишев., А.К.Курскеев., В.И.Шацилов., А.В.Тимуш., А.Б.Оспанов., Е.Н.Нусипов., Т.Д.Абаканов., А.Нурмагамбетов., А.У.Абдуллаев., А.Б.Садыкова., Н.Н.Михайлова., О.М.Белослюдцев., Н.П.Степаненко., А.Тихомиров., Б.З.Серазетдинова., Н.В.Силачева и другие. Эти работы всегда проводились в тесном сотрудничестве с учеными сейсмологами ИФЗ АН СССР, ГИН АН СССР, Институтами СО АН СССР, Дальнего Востока и других Среднеазиатских республик.

2. Региональный прогноз сейсмической опасности. Сейсмическая опасность в широком понимании – угроза жизни и здоровью людей, их имуществу, промышленным объектам и сооружениям. В практическом плане она означает вероятность возникновения сейсмических воздействий определенной силы на заданной площади в течение заданного времени. Сейсмическую опасность принято характеризовать средними периодами повторяемости землетрясений с различной интенсивностью, которые округляются с точностью до порядка: раз в 100, 1000, 10 000 лет. Оценка (прогноз) сейсмической опасности определенной территории принято называть сейсмическим районированием.

Следует отметить, что карта сейсмического районирования СССР (ОСР-78), входившая в СНиП-11-7-81, несмотря на относительное улучшение по сравнению с предыдущими (1937,1957,1968,1988) характеризовалась значительным занижением сейсмической опасности.

В ряде регионов почти ежегодно возникали сильные землетрясения, превышавшие прогнозируемую интенсивность. В Казахстане к числу таких событий можно отнести

Баканаское (1979 г., М=14, I=6-7) и Зайсанское (1990 г., М=7,0, К=16, I=8). Кроме того, имеются территории, которые в тектоническом отношении являются платформенными, но испытали активизацию на неотектоническом этапе развития (Мангышлак, Приаральские Арыскумы и др.). Их потенциальная сейсмическая опасность на карте ОСР-78 не была оценена. Вследствие названных обстоятельств возникла необходимость составления новой карты сейсмического районирования, где главными направлениями были:

1. Выявление особенностей глубинного строения сейсмоактивных и прилегающих к ним регионов на основе комплексных геофизических моделей, в том числе моделей очаговых зон сильных землетрясений и глубинного трассирования сейсмогенерирующих зон и плотностных параметров слоев консолидированной коры и верхней мантии.

2. Направленность и интенсивность неотектонических движений, нарушенность земной коры разрывными дислокациями.

3. Установление на основе мировых и региональных данных зависимостей интенсивности сотрясений, максимальных ускорений и скоростей колебаний грунта от магнитуд, расстояний, механизмов очагов и разломов.

Содержание карты общего сейсмического районирования территории Казахстана (2000г.), в масштабе 1:2 500 000 имеет следующее содержание:

1) основной нагрузкой являются изолинии, разделяющие зоны максимальной интенсивности сотрясений в баллах и инженерных характеристиках, вероятность превышения которой, в заданный интервал времени меньше заданного порога на картах такого масштаба не выделяются.

2) на карту ОСР нанесены очаги известных крупных землетрясений;

3) показаны активные разломы;

4) показаны сейсмогенерирующие зоны.

В Казахстане выполняется три вида сейсмического районирования: - общее (ОСР); детальное (ДСР); сейсмическое микрорайонирование (СМР).

Первая карта общего сейсмического районирования Тянь-Шаня по сейсмической интенсивности была создана на основе Казахстано-Китайского-Киргизского сотрудничества в конце 90-х годов прошлого столетия (рис.3,4), которая дала большой толчок для дальнейших исследований в этих странах.

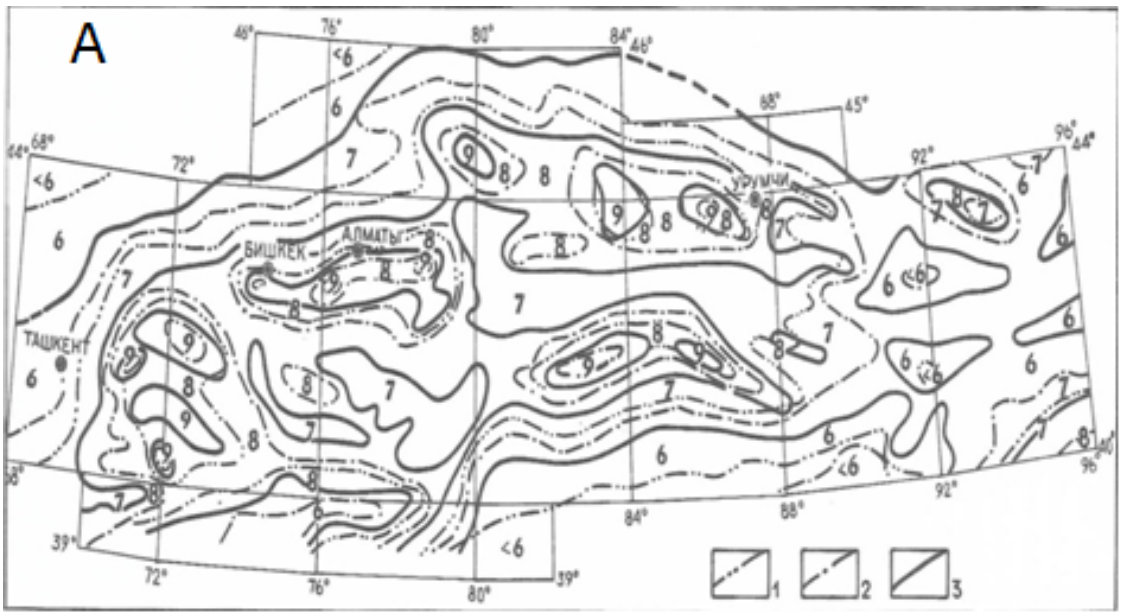


Рисунок 3 – Карта районирования Тянь-Шаня по сейсмической интенсивности (Китайский вариант): 1-3 вероятность превышения заданной интенсивности: 1- в ближайшие 50 лет -0,12 – в ближайшие 100 лет – 0,1; 3-в ближайшие 100 лет – 0,05

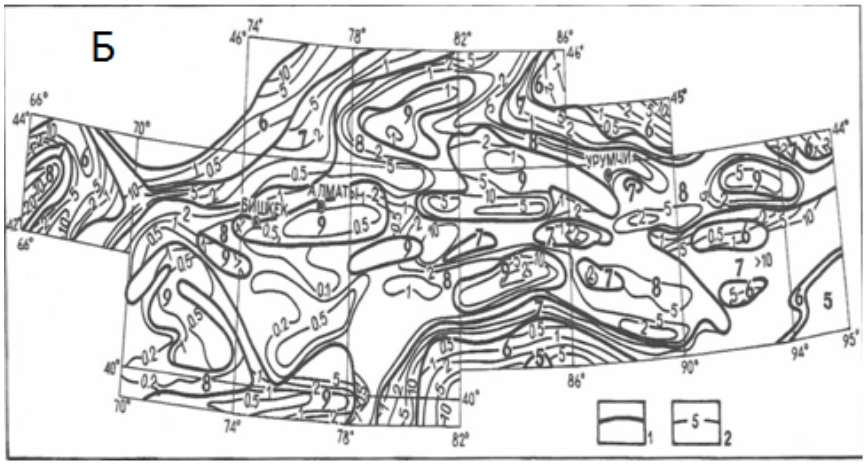


Рисунок 4 – Карта сейсмического районирования Тянь-Шаня (Кыргызско-Казахстанский вариант): А1- границы зон различной исходной балльности по шкале MSK-64; 2- повторяемость сотрясений в пределах зон различной балльности (тыс.лет)

До недавнего времени нормативные документы Казахстана, регламентирующие строительство в сейсмических районах, основывались на детерминистской оценке сейсмической опасности, а основным параметром, описывающим сейсмический эффект была макросейсмическая интенсивность. С переходом государственных строительных нормативов Республики Казахстан на стандарты Еврокод 8 потребовалась и разработка отвечающих этим принципам карт сейсмического районирования. Первыми такими картами, вошедшими в строительные правила Республики Казахстан в 2017 и 2021 гг., стали Карты общего сейсмического зонирования территории Казахстана и Карты сейсмического микрозонирования территории г.Алматы. При их разработке применены вероятностный подход к оценке сейсмической опасности и ее представление не только в баллах макросейсмической интенсивности, но и в количественных параметрах - пиковых ускорениях грунта (рис.5,6).

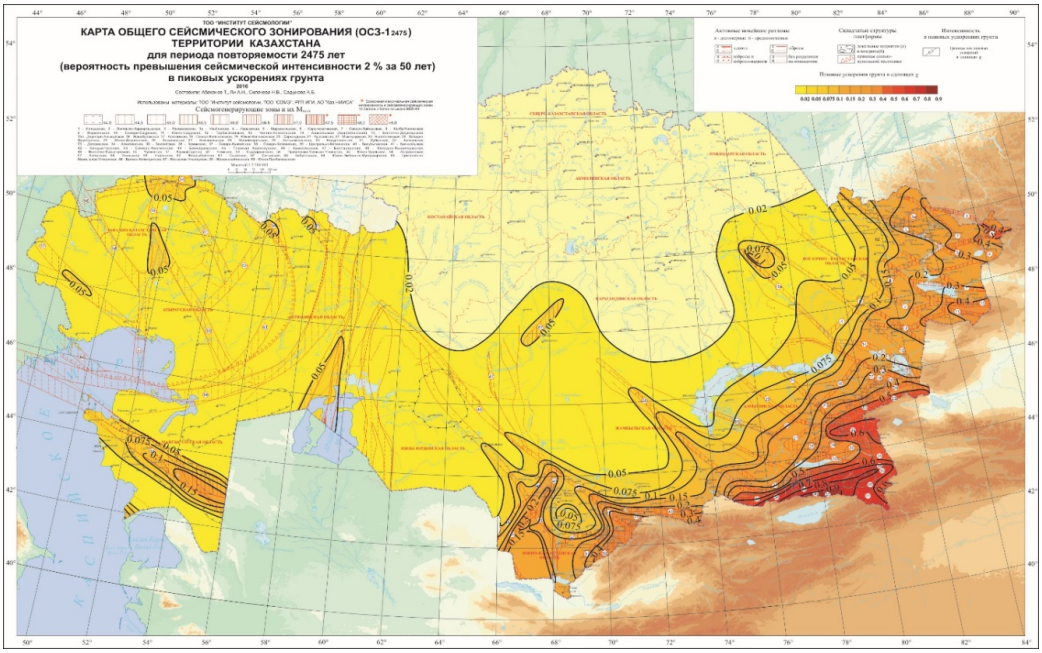


Рисунок 5 – Карта общего сейсмического зонирования (ОСЗ-1_{2475}) территории РК для периода повторяемости 2475 лет (вероятность превышения сейсмической интенсивности 2% за 50 лет) в пиковых ускорениях грунта

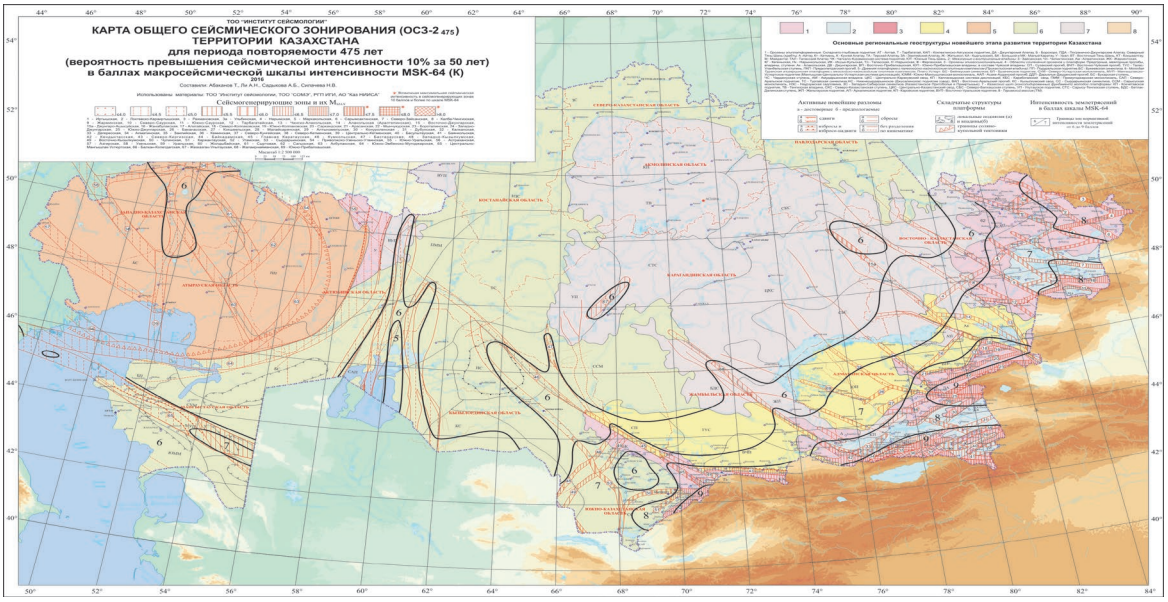


Рисунок 6 – Карта общего сейсмического зонирования (ОСЗ-2_{475}) территории Казахстана для периода повторяемости 475 лет (вероятность превышения сейсмической интенсивности 10% за 50 лет.) в баллах макросейсмической шкалы интенсивности MSK-64(K)

Следующим этапом на этом пути явился проект Института сейсмологии по детальному сейсмическому зонированию территорий областей и микрозонированию городов, выполняющийся в 2021-2023 гг. В нем существенно обновлены все элементы вероятностной оценки опасности. Детальность исследований соответствует требованиям ДСЗ и СМЗ. Модель сейсмических источников включает не только площадные источники, как ранее, но и активные разломы. Использован самый полный и достоверный каталог землетрясений, разработанный в рамках международного проекта с нашим участием в 2022 г.На основе последних данных о сильных землетрясениях и мировых разработок обновлен набор моделей движений грунта. Для выполнения вероятностного анализа использовано современное, постоянно обновляющееся специализированное программное обеспечение. Исходная сейсмическая опасность при СМЗ также рассчитывается на вероятностной основе. Для учета влияния грунтовых условий в пиковых ускорениях грунта применяются современные наработки российских ученых.

Результатом проекта явилась разработка пакетов карт ДСЗ для территорий Восточно-Казахстанской, Алматинской и Жамбылской областей Казахстана в баллах и ускорениях для двух периодов повторяемости 475 и 2475 лет и пакета СМЗ г. Усть-Каменогорск из 14 карт, включающего различные карты сейсмического микрозонирования и карты условно геолого-геофизического микрозонирования. На ближайшие три года запланированы проведение СМР в Жамбылской, Туркестанской областях, а также в городах Шымкент, Туркестан, Талдыкорган, Тараз. Создание этих карт послужат основой для разработки новых строительных правил Республики Казахстан.

4. Глубинное строение земной коры Казахстана:

- Разработана и реализована методика профильной сейсмической томографии земной коры и верхней мантии высокосейсмичных орогенов по материалам региональной сейсмологии;

- Разработана и реализована методика сейсмогравитационного моделирования земной коры на основе Р-скоростных моделей и наблюденного поля силы;

- Впервые разработана объемная многопараметрическая модель земной коры сейсмоактивных районов юго-востока Казахстана в цифровом и графическом вариантах (рис.7,8);

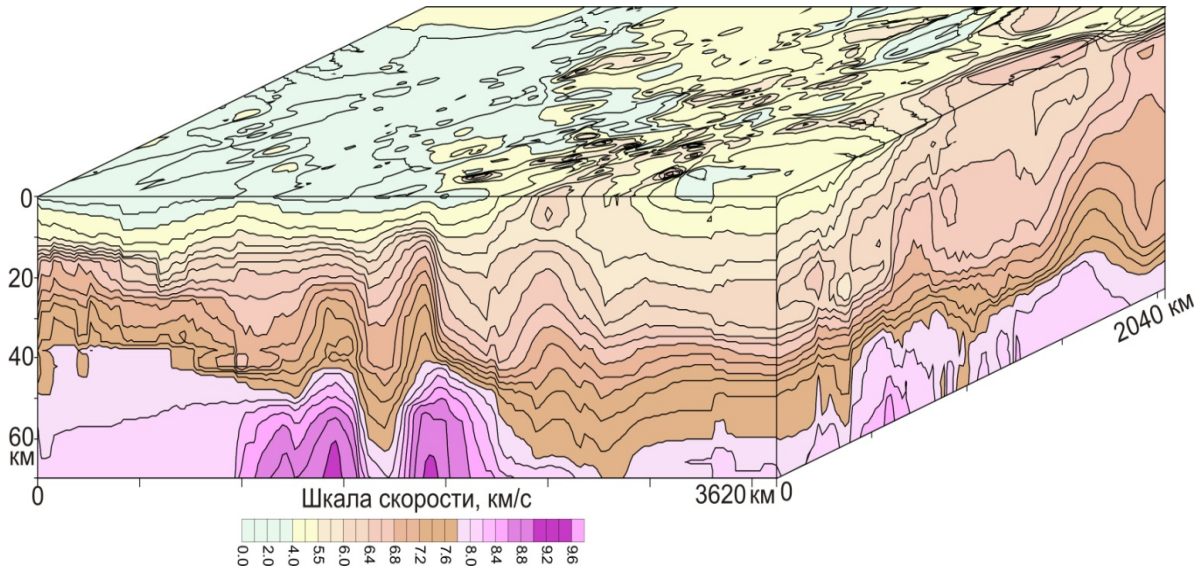


Рисунок 7 – Объемная Р-скоростная модель литосферы Казахстана

Впервые за весь период геофизических исследований созданы объемные Р-скоростные и плотностные модели литосферы Казахстана в цифровом и графическом вариантах на основе представительных экспериментальных данных, переобработанных и обобщенных на единой методологической основе.

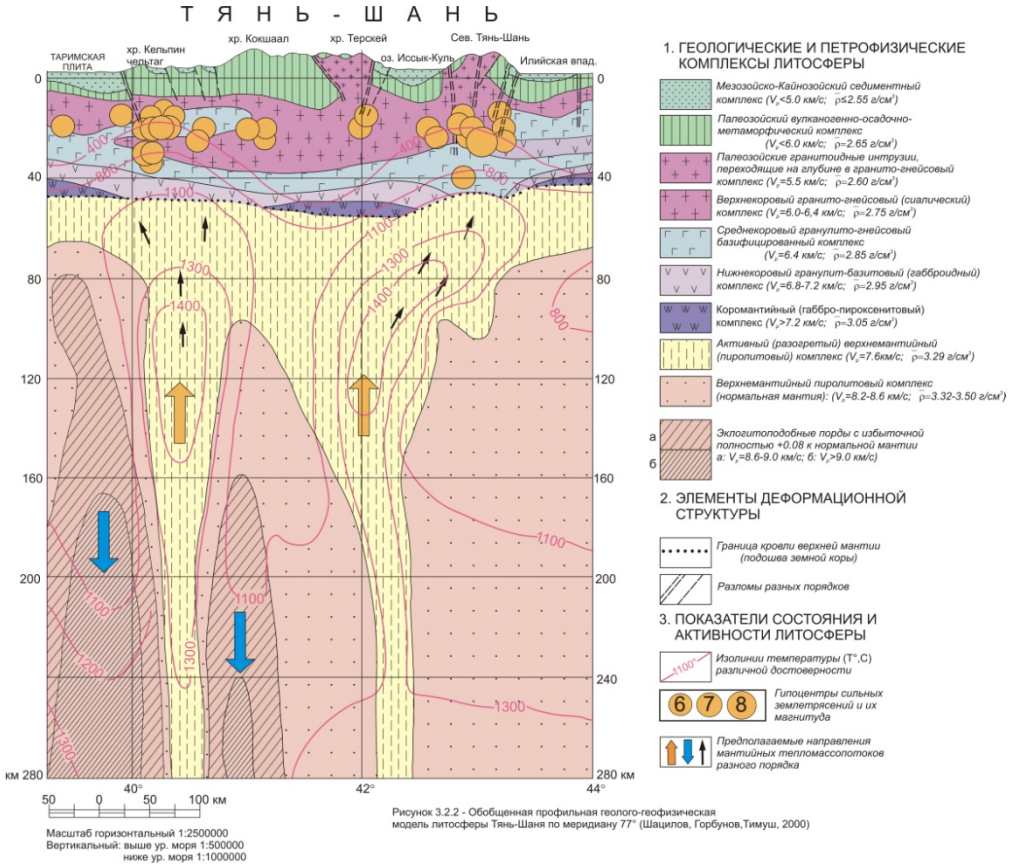


Рисунок 3.2.2 - Обобщенная профильная геолого-геофизическая модель литосферы Тянь-Шаня по меридиану 77° (Шацилов, Горбунов,Тимуш, 2000)

Рисунок 8 – Объемная модель глубинного строения сейсмоактивного слоя и положения мантий с распространением плюмов, как источники эндогенного теплового прогрева

Разработана достаточно объективная объемная модель глубинного строения сейсмоактивного слоя с указанием источников глубинного теплового потока (плюмов) с точными координатами гипоцентров крупных землетрясений (рис.8)

Эти результаты могут быть применимы в фундаментальных и прикладных исследованиях по оценке сейсмической опасности, позволяют получить наиболее полное представление о глубинном строении земной коры и верхней мантии, максимально достоверно в совокупности с данными сейсмотектоники, сейсмического режима выделять геодинамически активные объемы земной коры.

Разработаны векторные цифровые карты активных разломов для территорий ВКО, Алматинской, Жамбылской областей в рамках выполнения задания по программе целевого финансирования «Оценка сейсмической опасности территории областей и городов Казахстана на современной научно-методической основе».

5. Прогнозирование землетрясений. Прежде всего необходимо отметить, что до сих пор отсутствует общепринятая исследователями разных стран модель подготовки сильных землетрясений в земной коре и литосфере в целом, что могло бы служить основополагающим алгоритмом возникновения на базе которого можно было развивать прогнозные исследования. Уже предложенные более 5-10 моделей имеют пока гипотетический характер.

Важнейшим направлением исследований ННЦСНИ является прогнозирование землетрясений, представляющих опасность жизни людей и окружающей среды обитания. Таковыми для Юго-Восточного Казахстана является сейсмические удары с магнитудой (М) не менее 5,5.

Согласно разработанной в ННЦСНИ генетической классификации в прогнозе землетрясений выделяются три этапа: - долгосрочный (от 5 до 10 лет); среднесрочный (до 1 года), краткосрочный (дни-часы). В таблице 1 представлены в укрупненном виде все эти стадии прогноза землетрясений, отметив при этом, что сверхдолгосрочный (на более 10 лет) относится к содержанию карты ОСЗ (ОСР).

Таблица 1 – Стадии прогноза землетрясений

ДОЛГОСРОЧНЫЙ 5 - 10 лет	СРЕДНЕСРОЧНЫЙ до 1 года	КРАТКОСРОЧНЫЙ до 30 суток
Выделение областей 11 периодов активизации сейсмического процесса, в пределах которых наиболее вероятно возникновение сильных землетрясений в ближайшие 5-7 лет	Оценка сейсмической обстановки на ближайший год для землетрясений с М >5.0-5.5 на основе детального анализа пространственно-временных вариаций различных параметров в пределах районов, выделенных на основе долгосрочного прогноза.	Слежение за сейсмическим режимом микротолчков, геофизическими, гидрогеохимическими и др. параметрами в реальном времени или близком к этому режиме, в пределах районов, где наблюдаются среднесрочные предвестники

В Казахстане все эти виды прогноза реализованы. Долгосрочный прогноз базируется на установленных закономерностях в протекании сейсмических процессов в земной коре и их отражении в изменениях сейсмического режима геофизических, гидрогеохимических и деформационных характеристик, слагающих ее структурных неоднородностей, где также очень важны периодические проявления сейсмичности в виде цикла активизаций – затишья.

Впервые такая карта была составлена в 1992 году для Юго-Восточного Казахстана (рис.9).

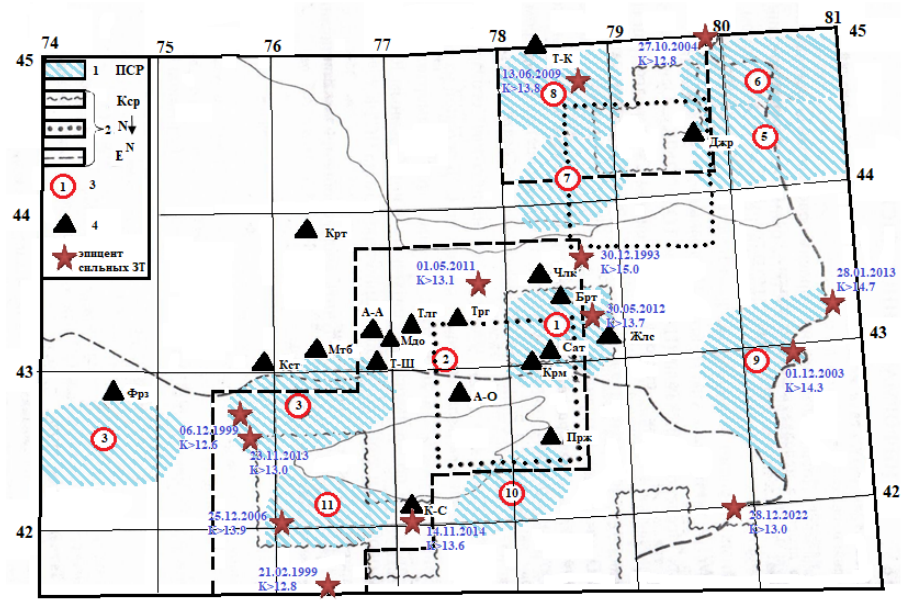


Рисунок 9 – Карта долгосрочного прогноза сильных землетрясений на территории Юго-Восточного Казахстана ,1992 год

На указанной площади было выделено 11 участков, где была наиболее высокая вероятность возникновения сейсмических событий с К≥13. На выделенных участках произошло 11 событий с К≥13-15. Только 1 (К=12,8, 1999 г.) из них было отмечено за пределами выделенных прогнозных участков в Центральном Тянь-Шане. Эта карта в целом оправдалась. В 2002 году была составлена следующая карта долгосрочного прогноза для этого же региона, где были выделены 3 участка с наибольшей вероятностью возникновения ЗТ с К ≥13 в ближайшие 5-7 лет: Чиликский, Кастекский, Джунгарский (рис.10).

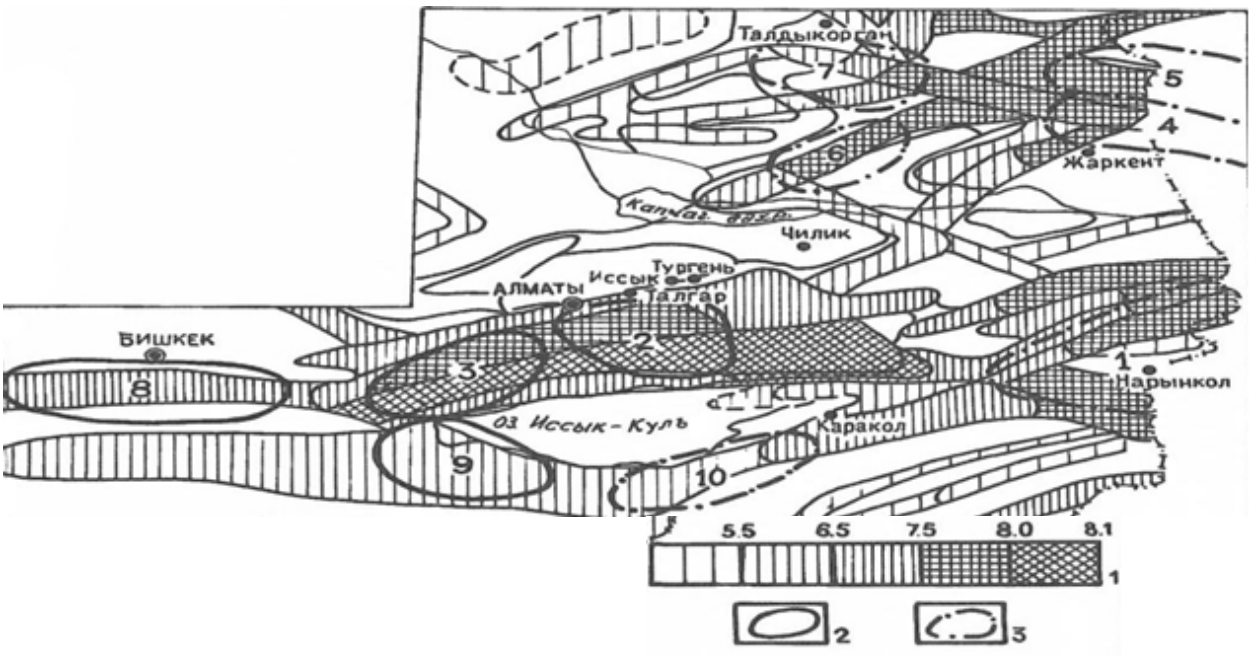


Рисунок 10 – Карта долгосрочного прогноза сильных землетрясений Восточного Тянь-Шаня и Джунгарии: 1 – зоны возможного возникновения очагов землетрясений по сейсмотектоническим данным; 2-3 – районы вероятного возникновения землетрясений с М≥5,0-5,5 в ближайшие 5-7 лет; 2- более вероятные (выделены по четырем и более параметрам); 3- менее вероятные (выделены по трем и менее параметрам)

В настоящее время представительная сеть наблюдений для осуществления качественного -средне, -краткосрочного прогнозов сильных землетрясений создана лишь для территории Алматинского сейсмоактивного региона (АСР), в координатах 42^0-45^0 с.ш. и 75^0-81^0 в.д.

На данном этапе изучения проблемы прогноза землетрясений среднесрочный прогноз представляется наиболее проработанным в методическом отношении и востребован в практическом плане, т.к. именно за этот период ожидания представляется возможным осуществить государственным структурам ряд важных превентивных мер защиты, а также подготовки самого населения. На рис.10 представлена карта среднесрочного прогноза для АСР на 2010 год. Основная нагрузка на картах дается в виде отдельных оконкуренных участников (зон), где они по комплексу признаков наиболее вероятна реализация СЗТ с M=5,5 (интенсивность 7 баллов по шкале MKS-64), т.к. именно такие землетрясения представляют определенную угрозу. Такая карта составляется прогнозной комиссией, опытными специалистами по направлениям составляется «прогнозное заключение», которое утверждается Ученым советом ННЦСНИ как официальный документ для директивных органов.

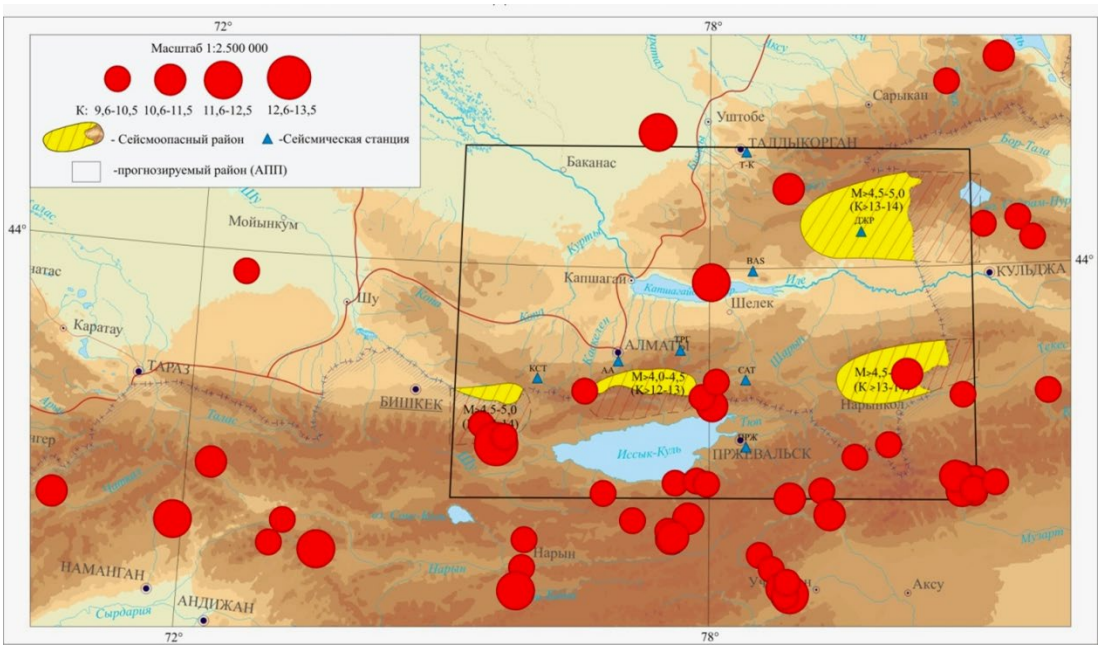


Рисунок 11 – Карта среднесрочного прогноза землетрясений на 2010 год

В начале каждого года Межведомственная комиссия по прогнозу землетрясений при МЧС РК утверждает среднесрочный прогноз на текущий год. Среднесрочный прогноз землетрясений, переданный официально в Правительственные органы Республики Казахстан за последние годы, включая 2010 год, в целом оправдывался. Эффективность таких карт обычно составляет 0,60-0,70 только для АСР.

В последние годы стало очевидным, что краткосрочный прогноз землетрясений – является весьма сложной, многоплановой и в тоже время острой научной проблемой современного естествознания. Отсутствие универсальных предвестников, а также чрезвычайная неустойчивость и неопределенность аномальных вариаций, во времени и на местах наблюдений многих физических, гидрогеохимических и деформационных полей, предшествующих землетрясениям, предопределила крайнюю необходимость проявлений большой осторожности к её решению с непременным учетом всех триггерных факторов. Между тем, сохраняя в этом вопросе умеренный оптимизм, специалисты Центра на этой стадии отдают предпочтение к научной оценке сейсмической ситуации в реальном времени для конкретного района.

Для целей краткосрочного прогноза возможности возникновения конкретного землетрясения в ближайшее время используют следующие данные:

-широкий набор данных по вариациям сейсмического поля, сейсмического режима:

- параметры V_p/V_s.
- вариации электротеллурического поля (ЭТП);
- вариации естественного электромагнитного поля (ЭМИ);
- вариации деформационных параметров;
- вариации приливных сил;
- количеством сейсмических микротолчков (N);
- вариации широкого спектра показателей флюидного режима, в т.ч. радонового поля, дебита и уровня, температуры, а также газо-химического состава подземных вод, а также обязательно анализу выпавших метеорных осадков в каждом районе расположения водопунктов наблюдений.

Вместе с тем, особое внимание уделяется детальному исследованию сейсмотектонического режима с учётом взаимосвязи процессов в системе Солнце – Земля от потока солнечных космических лучей. Для достижения этих целей изучаются также все виды наблюдений на пригранычных районах по каналу международного обмена данных.

6. Комплексный сейсмомониторинг. Единственной основой сейсмологических и прогнозных наблюдений для комплексных исследований и оценки сейсмических опасностей является комплексный сейсмомониторинг. За прошедшие годы удалось сохранить, а в ряде усилить и обновить сейсмическую сеть и увеличить представительность сейсмических наблюдений, ввести новые методы геофизических, гидрогеодинамических, гидрогеохимических наблюдений для усиления сейсмопрогностической информативности в юго-восточном Казахстане.

В настоящее время Республиканская сеть комплексного сейсмомониторинга Казахстана состоит из 63 станций сейсмических наблюдений (планируется довести до 200 станций), 13 - магнитометрических, 5 - электрометрические, 6 - GPS, 4 – станции компонентных магнитометрических, а также 5 пунктов сейсмобиологических наблюдений и 11 анализаторов импульсного потока, 21 станций сильных движений. Гидрогеохимическая и гидрогеодинамическая сеть наблюдений охватывает 22 водопунктов. В итоге по всем пунктам наблюдений проводится непрерывные наблюдения за 162 параметрами с частотой от минутных, часовых до суточных и недельных замеров, которые составляют реальную научную основу сейсмологических наблюдений, прогнозирования сильных землетрясений в реальном времени (рис.12).

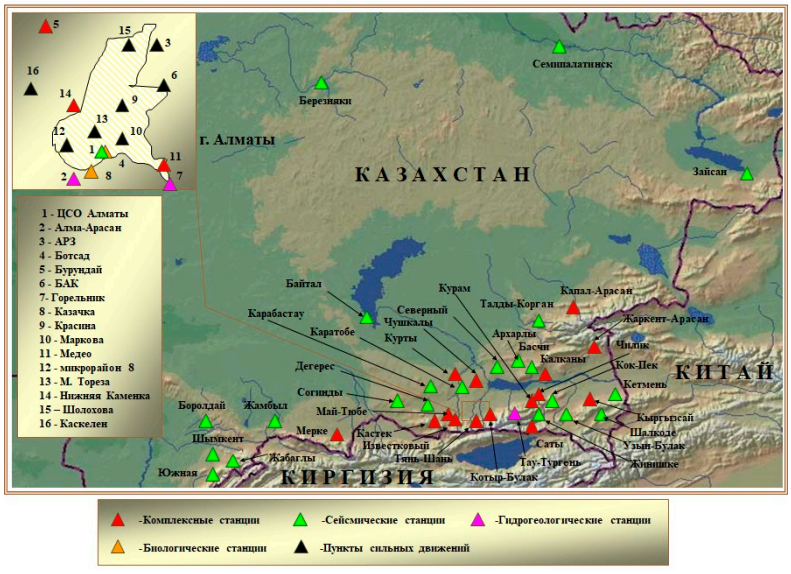


Рисунок 12 – Комплексная сейсмологическая наблюдательная сеть Республики Казахстан

7. Фундаментальные исследования. В последние годы для развития прогнозных исследований и выявления причины возникновения, разрушительных ЗТ осущетсвлены фундаментальные исследования по различным направлениям теории возникновения сейсмического процесса и землетрясений. При этом выясняется, что:

• Сейсмичность планет земного типа показывает, что силы гравитационного взаимодействия Солнечной системы являются предикторами сейсмичности в их недрах.

• Гравитационные взаимодействия объектов солнечной системы, солнечная активность, вращение Земли, являются причинами активизации сейсмических процессов и выступают как предикторы этих процессов.

• Геодинамические процессы наиболее интенсивно происходят в пределах мобильных неоднородностей земной коры. С точки зрения сейсмологии принципиальное значение имеет развитие в ней дислокационных процессов. К перемещению структурных неоднородностей по разломам или границам разделов между структурными этажами.

• Современные дислокационные процессы, где образуются очаги крупных землетрясений, сопровождаются аномальными изменениями физических свойств горных пород, формированием различных геофизических полей, флюидного режима и других явлений, а также геометрических размеров структурных неоднородностей. Эти аномалии с трудом выделяются на фоне естественных помех на земной поверхности.

• Дискретная реакция структурных неоднородностей земной коре на силовые воздействия – основа их современных движений, вследствие которых формируются очаговые зоны землетрясений.

• В качестве основных причин изменения напряжений в земной коре и глубинах литосферы выступают: 1) тепловое поле (мантийные плюмы); 2) структурные преобразования (в процессе расширения объёма пород возрастает количество дислокаций); 3) механические эффекты трения; 4) увеличение объёма при вещественном преобразовании в низах земной коры и верхней мантии.

8. Исследования флюидного режима земной коры. Важной составляющей фундаментальных исследований и прогноза СЗТ является использование параметров флюидного режима земной коры в целом и его отдельных компонентов для определения уровня сейсмической активности. Разработана теория отражения современных геодинамических процессов в флюидном режиме земной коры. Установлено, что флюиды (водно-газовые смеси) в недрах Земли в дислокационных зонах сейсмоактивных областей формируют очаги землетрясений, а благодаря раскалывающим и разупрочняющим свойствам глубинных флюидов в верхней части земной коры эти процессы отражаются в вариациях флюидных полей различных аномалий в локально-равновесных гидрогеохимических системах. Данная научно-теоретическая база является основой для реализации газо-гидрогеохимических методов прогноза СЗТ различной срочности в сейсмоактивных районах.

Обоснована концепция о холодной восходящей дегазации Земли в мобильных геотектонических зонах сейсмоактивных областей. Эти разработки получили признание и практическое использование в изучении современной геодинамики и прогнозной сейсмологии в Казахстане, КНР и странах СНГ.

Разработаны алгоритмы создания комплексного интегрального параметра флюидного режима и его пространственно-временное картирование с различными шагами. Для обработки данных созданы программы «Модель-фактор», «Экспресс-оценка», «Картирование безразмерных аномалий» и другие показатели. Необходимо отметить, что предикторы флюидных параметров оказались более эффективными и продуктивными в реализации –средне, -краткосрочном прогнозах СЗТ в Казахстане.

9. Геофизические исследования. Геофизические исследования включают режимные наблюдения за вариациями геомагнитного, электротеллурического, импульсно-электромагнитного и деформационного полей. За период длительных прогнозных наблюдений установлено, что сильные ЗТ (К>12,6) предварялись статистически значимыми

аномалиями разностного геомагнитного поля длительностью 60-120 суток. Создано программное средство «Монитор» с использованием данных геофизических наблюдений. Выявленные деформационные предвестники в значении 10^{-6}-10^{-5}. Важным этапом исследований является «комплексирование» данных системы сейсмологического мониторинга для –средне, -краткосрочного прогнозов сильных землетрясений. Особенностью этой программы является учет влияния внешних факторов и преобразования временных рядов в такие ряды, которые не имеют трендов, все аномалии имеют один положительный знак, затем их значение должен быть нормирован на фоне каждого ряда, т.е. на доверительный интервал фона. При анализе рядов за длительный период для каждого параметра отдельно определяется фоновое среднее значение за интервал сейсмоактивного и сейсмоспокойного периодов продолжительностью не менее года и этот порог в нормированных рядах = 0. В случае превышения значения 1.0 это значение принимается за аномалию. Разработана программа по учету и выделению приливных составляющих геофизического поля и выделение приливных предвестников сильных землетрясений.

10. Космофизические исследования. В последние два десятилетия проводятся исследования связи между вариациями параметров сейсмической активности и главного геомагнитного поля. Разработан метод оценки (в первом приближении) значений Mmax в труднодоступных регионах или на территориях с ослабленной сейсмичностью по данным о геомагнитной Z-компоненте в геоцентрической солнечно магнитосферной системе координат (Z_{GSM}))

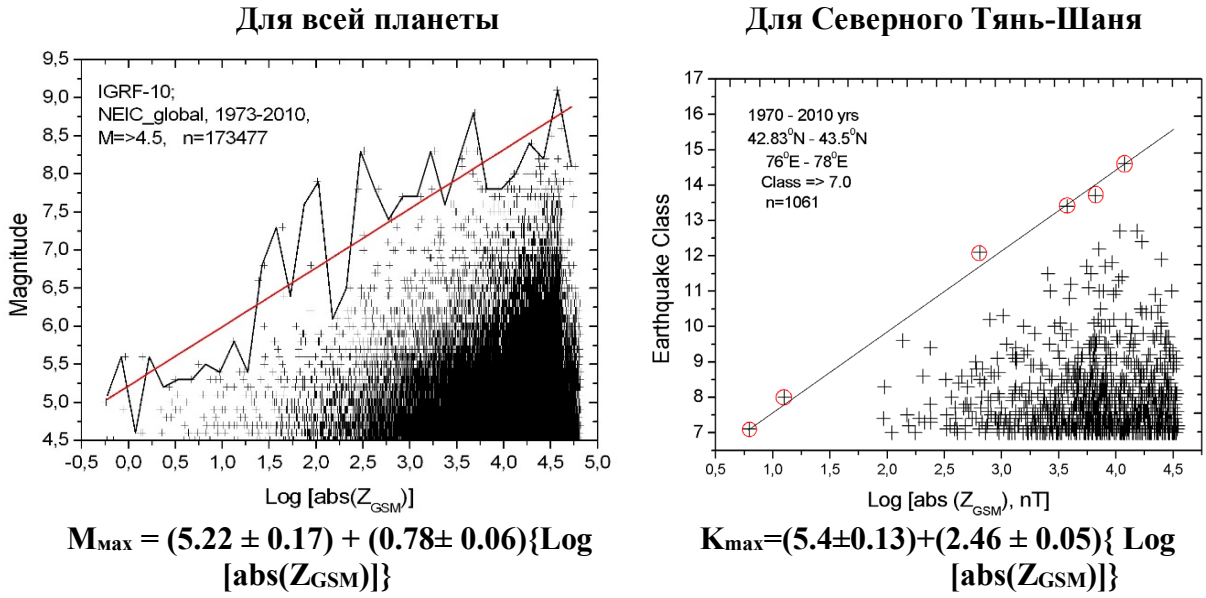


Рисунок 13 – Гистограммы распределения числа землетрясений от значений Z_{GSM}- компонента в эпицентре событий от магнитуд землетрясений логарифма значения геомагнитного Z_{GSM}

11. Перспективы изучения данных космических аппаратов для прогноза сейсмической ситуации. Установлено, что накануне землетрясений наблюдаются аномалии в параметрах ионосферы, и уже более 20 лет проводятся работы по выявлению ионосферных предвестников землетрясений, в том числе, по данным космических аппаратов. Первым сейсмическим предвестником, обнаруженным по данным космических аппаратов, были «ОНЧ шипения» – всплески низкочастотного радиоизлучения над районом подготовки очага, что позднее подтвердили данные французского спутника «DEMETER», который регистрировал естественное излучение Земли в ОНЧ диапазоне на частоте 1.7 кГц. По репрезентативной статистике (8400 коровых землетрясений с M≥5.0) было установлено, что интенсивность принимаемых сигналов ослабляется примерно на 3 дБ, если радиоволна на

пути к спутнику проходит через район будущего землетрясения за 0 - 4 часа до сейсмического толчка.

В 2013 году Европейское космическое агентство (ESA) запустила на орбиту группировку спутников Swarm (3 спутника), которая работает по настоящее время и ее время жизни планируется продлить еще на несколько лет. Спутники совершают 14–15 витков вокруг Земли в сутки, проходя в разных секторах местного времени. Постепенно дрейфуя по долготе, орбиты охватывают все сектора местного времени за ~130 дней. Данные спутников Swarm можно скачать с сервера ESA через HTTP-браузер http://swarm-diss.eo.esa.int и ftp-клиент ftp://swarm-diss.eo.esa.int.

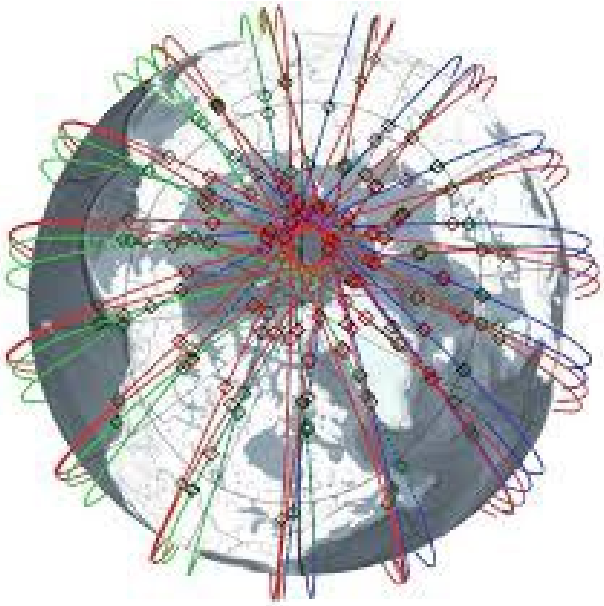


Рисунок 14 – Траектории орбит трех космических аппаратов Swarm в течение суток

В регионе широт 30º-50º N и 60º-90º E на нисходящей орбите спутников Swarm A, 14 ноября 2014 г. в 01:24:15 UTC произошло ощутимое землетрясение с магнитудой Mw=5.2 на глубине 10 км на южном берегу озера Иссык-Куль, в нескольких километрах на юго-восток от пос. Каджи-Сай с координатами эпицентра (42.093°N; 77.262°E) (https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/) (рис.15).



Рисунок 15 – Расположение эпицентра Каджисайского Mw5.2 землетрясения 14 ноября 2014 г.

Анализируя спутниковые данные, было отмечено, что в течение пяти дней (11, 12, 14, 15 и 16 ноября) электронная концентрация уменьшалась при движении спутника от более низкой широты (30^0N) к более высокой (50^0N). Это нормальный естественный широтный ход электронной концентрации. Однако, за сутки до землетрясения (13 ноября 2014 г.) нормальный широтный ход был нарушен. Форму образа-предвестника называли сигнатурой, т.е «подписью», что говорит о том, что процесс подготовки землетрясения может заблаговременно (в данном случае – за 1 сутки) оставлять свою «подпись» в ионосфере над очагом грядущего землетрясения.

Понятно, что форма подписи (сигнатуры) может изменяться в зависимости от магнитуды землетрясения, тектонических условий, где расположен очаг, времени, сезона, уровня солнечной и геомагнитной активности, взаимного расположения Луны и Солнца и т.д. Понятно, что только после анализа громадного количества таких сигнатур и после их систематизации можно будет говорить об их использовании для прогноза места, времени и магнитуды предстоящего землетрясения.

Представляется, что в настоящее время ситуация созрела для решения этого вопроса. Только по данным 10-летней работы спутников Swarm накоплено более 14 терабайт информации о параметрах ионосферы. За эти годы на планете произошло несколько десятков тысяч ощутимых землетрясений с магнитудой 5 и более, и каждое оставило свою сигнатуру в ионосферных данных. К настоящему времени уже создан искусственный интеллект, которому (и только которому) по силам выполнить данную работу по распознаванию ионосферных сигнатур (образов-предвестников землетрясений), что возможно продвинет проблему краткосрочного прогноза.

12. Сейсмобиологические исследования. С 1990 года на 5 биостационарах осуществляются наблюдения по реагированию на подготовку СЗТ за поведением отдельных биологических видов животных (змеи, попугаи, куры и др.). Отмечены некоторые аномальные поведения видов животных перед отдельными сильными землетрясениями. В процессе этих работ показано, что основным энергетическим источником, вызывающих необычные поведения животных перед и во время ЗТ являются электромагнитные излучения из очаговых зон СЗТ по разрывным нарушениям, которые возбуждающе действуют на чувствительные рецепторы отдельных видов.

13. Проблема техногенных землетрясений.Последние десятилетия характеризуются небывалым вмешательством человека в природную геологическую среду, что провоцирует крупные землетрясения. Свидетельством тому являются большое количество сильных землетрясений возникших на разрабатываемых месторождениях углеводородного сырья и твердых полезных ископаемых. Масштабы таких событий можно видеть на примере месторождения Вилмингтон в США, которое разрабатывается с 1926 года, а ЧП случались регулярно два десятилетия - в 1947, 1949, 1951, 1954, 1956 и 1961-ом годах. В результате земная поверхность опустилась до 8 м. Из-за сильных разрушений прекращена работа на более 200 скважинах. В связи с чем разработка этого месторождения прекращена.

14. Оценка сейсмического риска населенных пунктов и особо ответственных объектов и прогноз ущерба от землетрясений. В 2008 году создана лаборатория сейсмостойкости здании и сооружении для работы в области сейсмостойкого строительства, осуществляющая научно-методические исследования по оценке сейсмической опасности и сейсмического риска населенных пунктов, локальных территорий, в том числе стратегических объектов.

В 2023 году лаборатория сейсмостойкости зданий и сооружений начала участие в паспортизации для более 500 объектов города Алматы. Данное направление работы продолжается на последующие годы.

15. Международное сотрудничество. ННЦСНИ тесно сотрудничает с научными организациями России (ИФЗ, Научная станция РАН в г.Бишкек, ГИН, Институт Динамики геосферы, Институт теории землетрясений и математической физики, Институты геологии и геофизики Новосибирска, КНР, Киргизии, Узбекистана, Таджикистана, Германии).

В последние годы Центр участвует в реализации международных программ «Унифицированный бюллетень и оценка сейсмической опасности Центральной Азии», «Расширение сейсмических сетей на Кавказе и Центральной Азии», программа обмена параметрами сейсмомониторинга в приграничных районах КНР, Киргизии и Узбекистана.

13. Ближайшие задачи и перспективы научных исследований. Эти работы предусматривают решение основных вопросов теории и практики оценки сейсмической опасности, прогноза землетрясения, оценки ущерба и снижения рисков от землетрясений в сейсмически опасных регионах. Для реализации этих вопросов предусматриваются следующие задачи:

1. Принять Закон «О Землетрясениях».
2. Усовершенствовать существующие и создание новых методов по -долго, -средне- и краткосрочному прогнозу сильных землетрясений с использованием возможностей подземных, наземных и космических наблюдений и дистанционного зонирования Земли из Космоса.
3. Организация системы государственного сейсмологического и геодинамического мониторинга в районах нефтегазовых и рудных месторождений, на крупных водохранилищах, находящихся в сейсмоопасных регионах.
4. Организация постоянно действующего отряда эпицентральных работ.
5. Снижение сейсмического риска крупных населенных пунктов, селитебно-промышленных агломераций и стратегических объектов.
6. Организовать два локальных комплексных мониторинга в Чиликской и Кеминской зонах, где высока вероятность реализации крупных землетрясений.
7. Модернизировать и развивать существующую сеть комплексного сейсмомониторинга с цифровой обработкой данных.

Эти мероприятия дадут возможность Казахстану в ближайшие годы повысить эффективность прогнозов и создадут условия для снижения риска хозяйственной деятельности в сейсмоопасных регионах Казахстана.

Заключение. В целом сейсмический процесс достаточно детерминирован во времени и пространстве, хотя каждое землетрясение, можно сказать, происходит случайно в непрерывной цепи сейсмических событий. По общему потоку сейсмического режима на Тянь-Шане устанавливается отчетливое чередование периодов повышенной сейсмичности для событий с M≥6-8 продолжительностью 24-26 лет ±2 года и относительного затишья 14 лет±2 года. Примечательно что такая последовательность совпадает с аналогичными циклами в других горных областях.

Достижения в области изучения теории сейсмических и современных геодинамических процессов ННЦСНИ опубликованы во многих международных научных публикациях и способствуют существенному прогрессу в изучаемых проблемах. Современные природные катастрофы за последние годы имеют четкую тенденцию к усилению и расширению. Однако они не имеют государственные границы, ограничения или распространения. Это положение делает данную проблему весьма важной международной проблемой неотлагательного характера. В этих ситуациях единственным конструктивным решением может быть создание «Межгосударственного мониторинга природных катастроф» (ММПК) Центральной Азии (Казахстан, Кыргызстан, Узбекистан, Таджикистан, КНР, Россия), задачей которого будет являться отслеживание и предупреждение угрожающих катастроф природы в реальном времени.

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД К АНАЛИЗУ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Александров П.Н.[1], Забинякова О.Б.[2]

[1] Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Троицк, Россия

[2]Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Объектом исследования геофизического мониторинга современных геодинамических процессов являются любые изменения в геологической среде (естественного или техногенного характера), происходящие в настоящее время и отражающиеся в физических полях и физических параметрах горной породы, в частности, электромагнитных. Целью электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов является изучение изменений в геологической среде, их оценка и прогноз развития. Не исследуя физико-геологическое обоснование электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов, рассмотрим его как динамическую систему.

Системный анализ временных рядов. Из формальных соображений (как это будет следовать из ниже изложенного), а также из смысловых, получить новую качественную информацию можно, используя независимую информацию, поскольку в противном случае, непосредственно связанные, коррелируемые процессы не приводят к получению качественно новой информации. Иначе говоря, необходимо использовать те временные ряды, которые зависят не непосредственно, а зависят опосредовано, через параметры системы. Мерой линейной независимости (или зависимости) двух функций времени является коэффициент корреляции. Действительно, пусть даны две функции $f_1(t)$ и $f_2(t)$, времени $t \in [a,b]$. Рассмотрим следующий функционал:

$$\int_a^b \left(f_1(t) - k f_2(t) \right)^2 dt = \delta , \qquad (1)$$

где k – некоторая пока произвольная величина, которую мы уточним дальше. Найдем производную по k:

$$\frac{\partial \delta}{\partial k} = 2\int_a^b \left(f_1(t) - k f_2(t) \right) f_2(t) dt = 2\left(\int_a^b f_1(t) f_2(t) dt - k \int_a^b f_2(t) f_2(t) dt \right)$$

Для минимизации функционала (1) воспользуемся условием $\frac{\partial \delta}{\partial k} = 0$, откуда следует:

$$k = \frac{\int_a^b f_1(t) f_2(t) dt}{\int_a^b f_2(t) f_2(t) dt}$$

Коэффициент k будем называть нормированным коэффициентом корреляции и будем его использовать для оценки линейной зависимости данных $f_1(t)$ и $f_2(t)$. Так, по наблюденным данным с количеством точек наблюдения N можно построить матрицу коэффициентов корреляции $K = \left\{ k_{ij} \right\}_{i,j=1}^{N}$ с элементами:

$$k_{ij} = \frac{\int_a^b f_i(t) f_j(t) dt}{\int_a^b f_j(t) f_j(t) dt}, \; i = \overline{1,N}, \; j = \overline{1,N} .$$

Матрица K является симметричной, следовательно, её можно представить в виде $K = v[\lambda]v^{-1}$, где v – матрица, составленная из собственных векторов матрицы K, $[\lambda]$ - диагональная матрица собственных значений матрицы K.

Выделим из матрицы K матрицу с минимальной корреляцией. Для этого представим матрицу ее собственных значений в виде $[\lambda] = \begin{bmatrix} [\lambda_+] & [0] \\ [0] & [\lambda_-] \end{bmatrix}$, где $[\lambda_+]$ - диагональная матрица с большими абсолютными величинами собственных значений матрицы K, $[\lambda_-]$ - диагональная матрица с малыми абсолютными величинами собственных значений матрицы K (например, не превышающих по модулю $0{,}1\max(|\lambda|)$, [0] - нулевая матрица соответствующей размерности.

Тогда матрицу K_N с некоррелированными функциями времени можно найти из соотношения:

$$K_N = v\begin{bmatrix} 0\cdot[\lambda_+] & [0] \\ [0] & [\lambda_-] \end{bmatrix}v^{-1} = v\begin{bmatrix} [0] & [0] \\ [0] & [\lambda_-] \end{bmatrix}v^{-1}$$

В результате этой операции можно определить функции времени $f_i(t)$, которые обладают наименьшей коррелированностью и, следовательно, наименьшей линейной зависимостью друг от друга. Для этого просуммируем по столбцам модули элементов матрицы K_N и выберем некоторое количество минимальных значений из полученного ряда. Их номера будут соответствовать номерам функций $f_i(t)$. В результате этой процедуры будут отобраны такие функции времени (соответствующие пространственным точкам наблюдения), которые являются максимально независимыми. Это необходимо для построения математической модели динамической задачи системного анализа временных рядов. В результате такого отбора функций времени можно установить области, где развиваются геодинамические процессы, и в дальнейшем выполнять их мониторинг.

Динамическая задача. Отобранные функции $f_i(t)$ (пусть, например, их количество равно m) сведем в одну вектор-функцию времени $\mathbf{X}(t) = \begin{pmatrix} f_1(t) \\ f_2(t) \\ \cdots \\ f_m(t) \end{pmatrix}$. Рассмотрим интервал времени Δt, в пределах которого система изменяется слабо, поскольку рассматриваются медленные процессы (это можно трактовать и по другому: шаг по времени выбирается из условия быстроты изменений геодинамических процессов, что имеет практически важное значение при мониторинге). Тогда можно предположить, что в близкие моменты времени существует линейная связь вида:

$$\mathbf{X}(t+\Delta t) = ([1] + \Delta t B)\mathbf{X}(t), \qquad (2)$$

где B – матрица, характеризующая изучаемую систему, [1] - единичная матрица соответствующей размерности.

В (2) величина **X** может меняться достаточно произвольно: вектор $\mathbf{X}(t)$ представляет собой воздействие на систему, а вектор $\mathbf{X}(t+\Delta t)$ является результатом воздействия на систему. Формальным описанием такой динамической системы будем считать матрицу B, полагая, что эта матрица, в отличие от вектора **X**, не меняется за некоторый интервал времени Δt. Матрица B полностью описывает внутреннюю структуру, состояние и свойства геодинамической системы – изменение системы во времени будет определяться вариацией матрицы $B = B(t)$.

Такие формально описываемые изменения динамических систем являются предметом исследования при системном анализе современных геодинамических процессов как по электроразведочным данным, так и по данным других геофизических методов. Основной целью проведенных исследований является определение матрицы B и ее анализ.

Определение матрицы *B*. Нахождение этой матрицы сводится к решению обратной задачи на восстановление коэффициентов дифференциальных уравнений, поэтому этот этап можно рассматривать как *решение обратной задачи электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов.*

Для нахождения матрицы B представим систему уравнений (2) в виде:

$$\mathbf{X}(t+\Delta t)-\mathbf{X}(t)=B\Delta t\mathbf{X}(t)\equiv\mathbf{Y}(t).$$

и перейдем к дискретным представлениям, то есть перейдем от непрерывной функций времени к дискретным временным рядам. Пусть известны вектора $\mathbf{Y}(t_j)$ и $\mathbf{X}(t_j)$ в момент времени t_j. Введем составные матрицы:

$$Y=[\mathbf{Y}(t_1),\mathbf{Y}(t_2),...,\mathbf{Y}(t_n)],\ X=[\Delta t_1\mathbf{X}(t_1),\Delta t_2\mathbf{X}(t_2),...,\Delta t_n\mathbf{X}(t_n)],\ n>>m,$$

Δt_j, $j=\overline{1,n}$ – интервалы времени, через которые были проведены измерения и которые могут быть различными, n - количество измерений. Интервал времени $t_n-t_1=\Delta T_n$ – кадр, интервал времени, в течение которого произведено n измерений. Тогда векторная система уравнений сведется к матричной системе уравнений относительно матрицы B

$$Y=BX, \tag{3}$$

которая является переопределенной. В силу этого решение системы (3) будет иметь вид:

$$B=((XX^T)^{-1}(XY^T))^T=VDV^{-1},$$

где ^{T} – знак операции транспонирования матрицы, V – матрица, составленная из собственных векторов матрицы B, $[D]$ – диагональная матрица собственных значений матрицы B.

Необходимо, чтобы матричная система уравнений (3) была переопределенной, поскольку это позволит оценить точность построенной математической модели согласно оценке $O=\|Y-BX\|$. В противном случае, например, при нормально определенной системе матричных уравнений, оценить точность построенной модели не представляется возможным, поскольку всегда оценка O будет равна нулю $O=0$.

Найденная матрица позволяет осуществить прогноз развития геодинамического процесса на последующий момент времени t_{n+1} согласно выражению, вытекающему из (2):

$$\mathbf{X}(t_{n+1})=\left([1]+(t_{n+1}-t_n)B\right)\mathbf{X}(t).$$

Если в момент времени t_{n+1} известен вектор $\tilde{\mathbf{X}}(t_{n+1})$, то можно определить отклонение прогнозных значений от фактических $\Delta\mathbf{X}=\mathbf{X}(t_{n+1})-\tilde{\mathbf{X}}(t_{n+1})$. Если изменения $\Delta\mathbf{X}$ в разных точках пространства происходят синхронно, то это означает, что в данный момент происходит изменение всей системы. В противном случае, изменение системы не происходит и они связаны с другими факторами, такими, например, как помехи.

Далее сдвинув все данные на шаг дискретизации, сдвинув кадр на одно измерение, интервал времени которого будет $\Delta T_{n+1}=t_{n+1}-t_2$, и, проведя всю описанную выше процедуру нахождения матрицы B, получим временной ряд отклонений прогнозных значений от фактических по всем оставшимся временным рядам.

Если изменения происходят синхронно, то это означает, что система меняется во времени - имеет место геодинамический процесс.

Вектор геодинамических процессов. Введем понятие вектора геодинамических процессов. Известно, что сила - векторная величина, которая характеризуется модулем (величина этой силы) и направлением (направление действия этой силы). Аналогично для матрицы B: собственные значения - величины, характеризующие мощность

геодинамического процесса, собственные вектора - направление действия геодинамического процесса. Векторную величину $\mathbf{G} = \sum_{i=1}^{m} d_i \mathbf{V}_i$ назовем вектором современных геодинамических процессов в момент времени t, полученный за предыдущий интервал времени наблюдений ΔT (используя ретроспективные данные), где d_i - собственное значение и соответствующий ему собственный вектор $\mathbf{V}_i$ матрицы B. ΔT - есть интервал времени вычисления матрицы B, которая приписывается времени t, - времени современного геодинамического процесса. Он смещается каждый раз, когда производятся измерения в последующие моменты времени и остается постоянным. Фактически это означает, что ΔT есть скользящий интервал времени.

Вектор современных геодинамических процессов является суммой отдельных векторов геодинамических процессов. Отдельный вектор геодинамических процессов определяется направлением (собственный вектор единичной длины) и величиной - соответствующим собственным значением. Его длина есть модуль собственного значения. Соответственно, вектор современных геодинамических процессов будет характеризовать величину этого процесса (его энергетику) в целом, и их направленность, как сумму отдельных геодинамических процессов.

Если ввести вектор $\mathbf{D} = \begin{pmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_m \end{pmatrix}$, составленный из собственных значений матрицы B, то вектор современных геодинамических процессов можно представить в виде $\mathbf{G} = V\mathbf{D}$.

В силу измерений в конечные интервалы времени следует рассматривать относительные величины. Для двух векторов, полученных в моменты времени t_j и t_{j-1}, изменение во времени геодинамических процессов опишем как скалярное произведение двух векторов $\mathbf{G}_j\mathbf{G}_{j-1} = \left|\mathbf{G}_j\right|\left|\mathbf{G}_{j-1}\right| Cos(\Delta\varphi_j)$. Основание введения этой операции заключается в том, что вектор $\mathbf{G}$ - многомерный вектор, представить который в многомерном пространстве не возможно. Однако проанализировать его изменение во времени, руководствуясь по аналогии двух/трехмерным пространством и понять, возможно. Для этого необходимо определиться в геодинамическом смысле введенных величин с целью последующей интерпретации.

Введем отношение модулей вектора $\Delta E_j = \dfrac{\left|\mathbf{G}_j\right|}{\left|\mathbf{G}_{j-1}\right|}$, которое указывает на изменение энергетики (мощности) геодинамического процесса, и разность $\Delta\varphi_j = \varphi_j - \varphi_{j-1}$ - изменение направления (структурно-текстурного строения) этих процессов. Тогда

$$\mathbf{G}_j\mathbf{G}_{j-1} = \left|\mathbf{G}_j\right|\left|\mathbf{G}_{j-1}\right| Cos(\Delta\varphi_j) = \frac{\left|\mathbf{G}_j\right|}{\left|\mathbf{G}_{j-1}\right|}\left|\mathbf{G}_{j-1}\right|^2 Cos(\Delta\varphi_j) = \Delta E_j \left|\mathbf{G}_{j-1}\right|^2 Cos(\Delta\varphi_j)$$

Между ΔE_j и $\Delta\varphi_j$ существует причинно-следственная связь. Сначала происходит изменение внутренней энергетики системы в результате воздействия на систему внешних факторов с переходом одного вида энергии в другой. Изменение внутренней энергии системы приводит к изменению ее структурно-текстурного строения. Это изменение происходит с задержкой по времени. Иными словами, нельзя изменить структуру системы не изменив ее внутреннюю энергию.

Выводы. Рассмотренный подход к анализу геодинамических процессов легко распространяется на случай комплексного анализа при исследовании современных геодинамических процессов с использованием различных физических полей: сейсмических,

термических и т. п., синхронизированных по времени. Он также может быть использован при комплексном анализе геофизических данных в разведочной геофизике.

Рассмотренный подход позволяет ставить и исследовать следующие вопросы: какова должна быть длительность полевых исследований по изучению конкретного геодинамического процесса, каков должен быть шаг дискретных во времени измерений, какие точки в пространстве должны исследоваться при решении конкретной задачи мониторинга современных геодинамических процессов. Эти вопросы могут получить ответ при развитии настоящего подхода, основанного на формальном анализе динамических систем. Однако он лишен физико-геологического смысла. В связи с этим, актуальным является развитие теории и практики мониторинга современных геодинамических процессов на физико-геологической основе, что будет являться предметом дальнейших исследований.

При исследовании систем, в том числе и динамических, широко используется теория графов, позволяющая устанавливать связи между отдельными частями этой системы и анализировать как взаимовлияние этих частей друг на друга, так и динамику всей системы в целом. В связи с этим окончательная интерпретация результатов, полученных по предложенному подходу, должна осуществляться с использованием этой теории и имеющейся геолого-геофизической информацией.

ВАРИАЦИИ БАРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ В ПЕРИОД ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НА ПАМИРЕ

Аптикаева О.И.
aptikaevaoi@mail.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Геофизические поля являются источниками информации о свойствах и структуре геосфер, а их пространственно-временные вариации могут быть полезными для выявления очаговых зон и предвестников землетрясений. Данные о роли геофизических полей как фактора, объединяющего внутренние и внешние геосферы в единую саморегулирующуюся систему, постоянно пополняются. В рамках настоящего исследования рассматривается поведение барического поля атмосферы в период геодинамической активизации 2015-2023 гг. на Памире (табл.).

Таблица – Параметры сильнейших землетрясений района исследований

Дата	Время	Координаты		H, км	Магнитуда		
		φ	λ		Ml	Ms	mb
18.02.1911	18:41:14	38.20	72.80	26	7.0		
01.12.1918	02:35:04	39.00	73.00	30	6.5		
01.12.1918	10:35:00	39.00	73.00	33	6.5		
16.10.1963	15:42:57	38.70	73.34	17	6.5		
07.12.2015	07:50:06	38.34	72.84	33		7.5	6.8
16.06.2020	01:30:47	37.89	72.31	120			6.1
12.02.2021	17:01:35	38.19	73.52	90			6.2
23.02.2023	00:37:40	38.18	73.20	20		7.1	6.7

Среди немногочисленных гидрометеостанций (ГМС), работающих на Памире более или менее стабильно, только ГСМ Ирхт, Мургаб и Хорог расположены в относительной близости к очаговым зонам сильнейших землетрясений (рис.1).

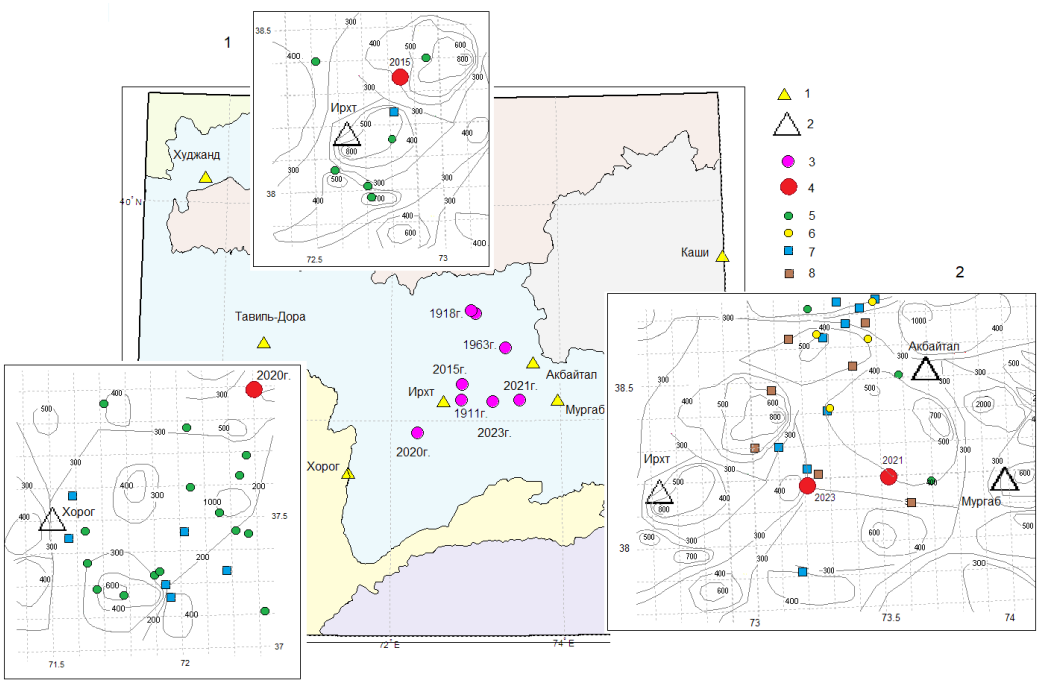


Рисунок 1 – Район исследований. 1, 2 - метеостанции; 3, 4 - – сильнейшие землетрясения за 2015-2023 гг.; 5, 6 – глубокие события, предшествующие землетрясениям 2015, 2020, 2021 гг. и 2023 г. соответственно; 7, 8 – их афтершоки; изолинии на врезках – добротность Q_S

В этой связи, основное внимание было сосредоточено на вариациях атмосферного давления (Р) на этих ГМС. Кроме того, к анализу привлекались вариации Р на ГМС, удаленных от очаговых зон и размещенных в иных условиях: Каши (Китай), Тавиль-Дора и Худжанд. Анализировались ряды Р за 2013-2023 гг. с дискретизацией 3 или 6 часов, размещенные на ресурсе [http://pogodaiklimat.ru›archive.php], и с дискретизацией 12 часов, размещенные на ресурсе [https://www.gismeteo.ru/diary/], а также каталоги землетрясений, опубликованные на сайте https:// www.gsras.ru.

Как видно из рис.2, в пределах района исследований имеет место территориальная приуроченность различных по характеру вариаций Р. Прежде всего обращает на себя внимание, что Р на ГМС Мургаб (Ирхт) варьирует в противофазе с вариациями Р на остальных ГМС. Этот факт говорит о существовании своеобразной региональной перекачки масс атмосферы между районами центрального Памира, Таримской плитой и Таджикской депрессией. При этом все сильнейшие землетрясения, локализованные севернее 38°с.ш. (табл.) происходили в осенне-зимний период, т.е. в период снижения или минимальных значений Р на ГМС Мургаб и Ирхт, а землетрясение 16.06.2020 г. произошло летом при минимальных значениях Р на ближайшей к его эпицентру ГМС Хорог. Этот растянутый во времени атмосферный эффект, связанный с перестройкой барического поля атмосферы, по-видимому, способен при определенных условиях запускать геодинамический процесс, приводящий к сильному землетрясения.

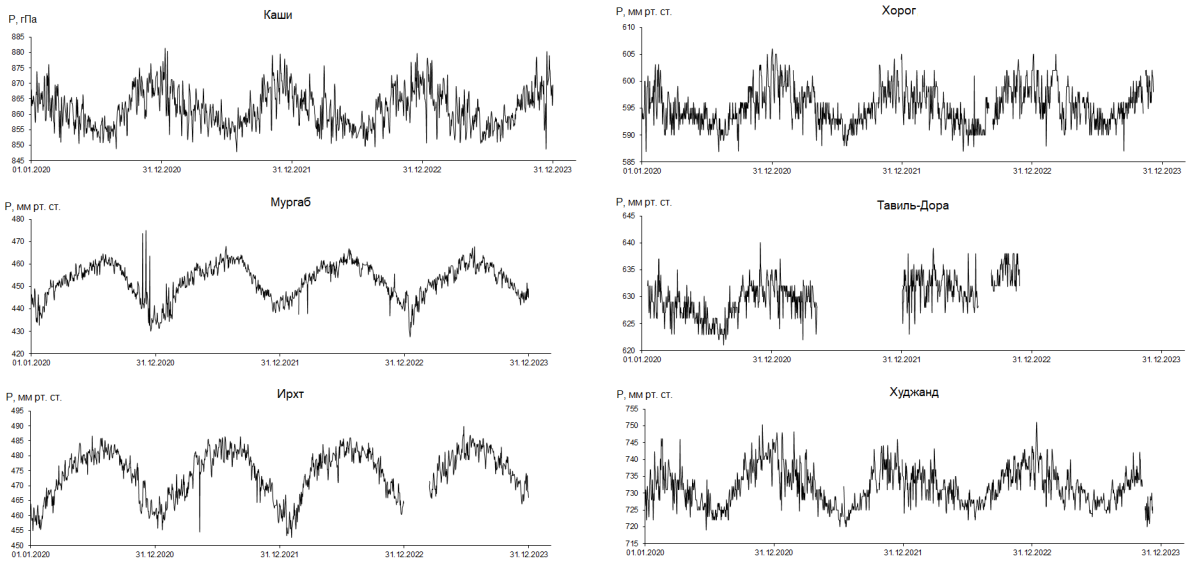


Рисунок 2 – Временные ряды атмосферного давления за 2020-2023 гг., частота дискретизации 1 сут

На рис. 3 приведены графики коэффициентов взаимной корреляции (R) рядов атмосферного давления на ГМС Ирхт, Мургаб и Каши в пределах некоторого, выбранного скользящего временного окна. Отметим коррелированность вариаций Р на ГМС Ирхт и Мургаб - коэффициент R в течение трех лет не опускается ниже 0.8. Атмосферные процессы на ГМС Каши и Ирхт (Мургаб) развиваются в противофазе, при этом коэффициенты корреляции варьируют от -0.5 до -0.9, периоды синхронных вариаций атмосферного давления на метеостанциях Памира и Тарима сменяются периодами рассогласованного их поведения, при этом последние совпадают с периодами реализации сильных землетрясений. Минимальные абсолютные значения R на графике (2) в конце 2021-начале 2022 гг., а на графике (3) также в период конец 2022 г. - начало 2023 г., можно отнести на счет перестроек барического поля атмосферы в процессе реализации землетрясений 12.02.2021 и 23.02.2023.

Изучение вариаций термобарических полей перед сильными землетрясениями ведется не одно десятилетие, при этом механизмы взаимодействия литосферы и внешних геосфер

остаются недостаточно изученными. Одним из основных и наиболее актуальным в контексте данной работы механизмом аномального поведения атмосферного давления в процессе реализации сильных событий представляется глубинная дегазация, воздействие которой на внешние геосферы достаточно сложны и многогранны [1]. Опыт детального изучения вариаций метеопараметров на Горном Алтае и в ряде других сейсмоактивных районов показал, что наиболее активно процессы дегазации происходят в ослабленных зонах, усугубляясь в районах тектонических узлов, которые можно ассоциировать с вертикальными флюидопроводящими каналами. Например, в период подготовки сильного Чуйского 2003 г. землетрясения на гидрометеостанциях, расположенных в таких условиях, наблюдалось резкое изменение динамики Р [2].



Рисунок 3 – Графики скользящего коэффициента корреляции рядов атмосферного давления на ГМС Ирхт-Мургаб (1), Ирхт-Каши (2) и Мургаб-Каши (3), частота дискретизации 1 нед., окно анализа 15% от длины ряда

Приступая к рассмотрению вариаций Р в связи с геодинамической активизацией 2015-2023 гг. на Памире, мы предварительно изучили блоковую структуру (положение добротных блоков и ослабленных зон) района (см. статью «Позиция очага землетрясения 23.02.2023 г. на фоне блоковой структуры Памира» наст. сборника) с тем, чтобы выбрать для анализа данные ГМС, с одной стороны максимально близких к очагам сильных землетрясений, с другой стороны – по возможности расположенных близко к ослабленным зонам или узлам их пересечения, где на процессы глубинной дегазации указывает последовательность сейсмических событий, когда глубокие мантийные землетрясения умеренной силы предваряют более сильное коровое.

Землетрясение 2015 г. – пример такого процесса. Произошедшие в течение года до сильного землетрясения события с магнитудой mb>4.0 приурочены к ослабленным зонам, глубины их очагов составляли от 100 до 160 км (рис. 1, врезка 1), в то время как, глубины главного толчка и афтершоков не превышали 33 км. Вполне вероятно, что такая ситуация могла сложиться в результате активизации все более высоких горизонтов по мере продвижения восходящих потоков глубинных флюидов по ослабленным зонам. Принимая во внимание, что ГМС Ирхт располагается в непосредственной близости от очагов этих глубоких землетрясений, логично ожидать перестройку барического поля атмосферы, ассоциирующуюся с реализацией землетрясения 7.12.2015 г., именно здесь. Как видно из рис. 4 а, в предшествующий сильному событию период и в течение полугода после него структура ритмов вариаций Р заметно изменилась. До землетрясения короткопериодные ритмы вариаций Р слабо структурированы, а амплитуда годовых и полугодовых ритмов, наиболее выразительных в последующий период (рис4 б), невелика. После сильного события доля короткопериодных ритмов уменьшилась. Аналогичная картина наблюдалась в период реализации Чуйского землетрясения 2003 г. После сильного землетрясения в период снижения сейсмической активности в ритмической структуре вариаций Р выросла доля периодических составляющих, в частности, амплитуда годового ритма, по сравнению с предшествующим сильному событию периодом существенно увеличилась [2].

Главному толчку 2021 г. также предшествовали глубокие события Н=100-160 км (рис.1, врезка 2). Глубина очага главного толчка составила 90 км. В течение первых четырех

месяцев после него глубокие события H=120-150 км сменились коровыми H=33 км. Этот период на вейвлет-диаграммах характеризуется изменением ритмической структуры вариаций P на обеих станциях и ассоциируется с появлением хорошо выраженного короткопериодного ритма с периодом T~ 1 мес. На ГМС Ирхт этот эффект проявился более отчетливо.

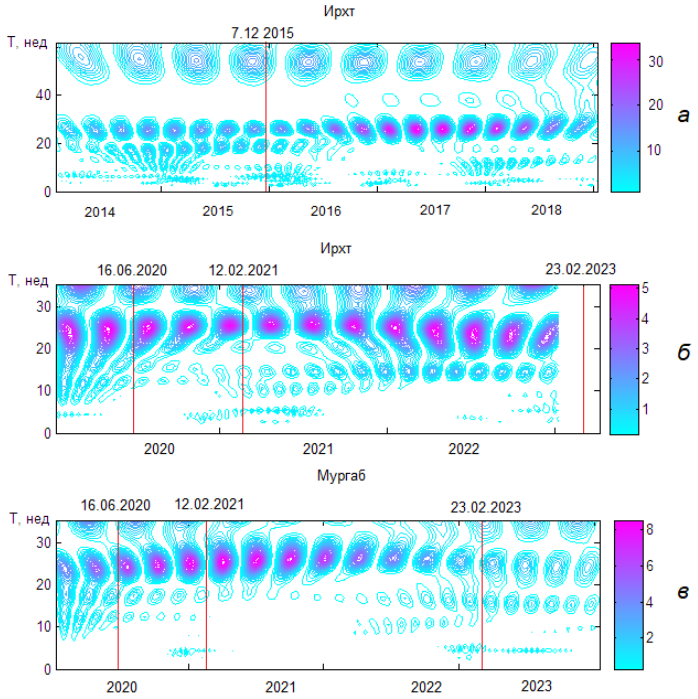


Рисунок 4 – Вейвлет-диаграммы вариаций атмосферного давления на ГМС Ирхт и Мургаб за периоды, включающие моменты возникновения землетрясений 7.12.2015, 16.06.2020, 12.02.2021 и 23.02.2023 гг.

Те же тенденции присущи изменениям ритмической структуры вариаций P в период реализации землетрясения 2023 г. (глубины очагов предшествующих ему событий составляли от 100 до 150 км, глубина главного толчка 20 км), что хорошо видно на рис. 4 в.

В результате анализа данных о вариациях барического поля атмосферы в период геодинамической активизации 2015-2023 г. на Памире обнаружено, что:

1) все сильнейшие землетрясения района исследований произошли в период снижения или минимальных значений P. Этот растянутый во времени атмосферный эффект, связанный с перестройкой барического поля атмосферы, по-видимому, способен при определенных условиях запускать геодинамический процесс, приводящий к сильному землетрясения.

2) ритмическая структура вариаций атмосферного давления вблизи сейсмически активной зоны менялась во времени. Представляется, что аномальное поведения атмосферного давления в процессе реализации сильных коровых событий, которые предваряются глубокими мантийными землетрясения умеренной силы связано с процессами глубинной дегазации.

Таким образом, описанные в настоящей работе явления, на наш взгляд, можно отнести к фактам, подтверждающим представления о том, что тектонические землетрясения и масштабные изменения атмосферного давления развиваются по собственным законам, но начиная с некоторого момента, их взаимная обусловленность становится весьма вероятной.

Литература

1. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: Геоинформцентр. 2002. 250 с.
2. Барическое поле и сейсмичность в период геодинамической активизации на Горном Алтае // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 3. С. 43-54.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ И ПАВОДКОВ

Добрынина А.А., Саньков В.А., Рыбченко А.А., Саньков А.В.
dobrynina@crust.irk.ru
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

В работе рассматривается возможность проведения комплексного сейсмического, метеорологического и гидрологического мониторинга за уровнем воды в горных реках, расположенных в селеопасных районах, и перспективы его использования для создания системы краткосрочного оповещения населения о сходе селевого потока. Юг Прибайкалья (область Тункинских впадин, горное обрамление Южнобайкальской впадины) характеризуются высоким уровнем селевой опасности [1].

В июне 2014 г. по реке Кынгарга и южным склонам Тункинских Гольцов прошли катастрофические водокаменные и грязекаменные селевые потоки [2]. Исток реки Кынгарга расположен на южном склоне Тункинских Гольцов. Это ледниково-эрозионные горы с вертикальным расчленением от 600 до 1200 м. Общая длина горной части долины р. Кынгарга составляет 7.35 км. Широкая в средней части, за 2 км до выхода с гор на равнинную часть долина реки резко сужается, превращаясь в каньонообразное ущелье, что препятствует свободному выносу твердого материала и приводит к его аккумуляции. Такое строение долины реки при высоких паводках может привести к эффекту кумуляции селевого процесса [3]. Установленные закономерности формирования флювиальных процессов и рельефа [4] показывают, что в таких условиях в водосборном бассейне преобладающее развитие будут иметь паводки и водокаменные сели [5].

С 2003 г. в пос. Аршан действует цифровая сейсмическая станция «Аршан» (код ARS), расположенная на окраине поселка ближе к Тункинским Гольцам на правом берегу р. Кынгарга. Наименьшее расстояние от сейсмопавильона до русла реки составляет 250 м. Установленная на станции аппаратура имеет три короткопериодных сейсмометрических канала повышенной чувствительности, регистрирующие скорости смещения почвы. Частота дискретизации 100 отсчетов в секунду. С июня 2019 г. по настоящее время на р. Кынгарга Институтом географии им. В.Б. Сочавы СО РАН ведутся непрерывные наблюдения за колебаниями уровня воды с частотой измерений 1 раз в 30 минут. Измерение атмосферных осадков выполняются с интервалом 1 час с помощью системы автоматического мониторинга, установленной на Пике Любви и на территории стационара Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН в пос. Аршан.

В работе анализировались данные непрерывной сейсмической регистрации, полученные на сейсмической станции «Аршан» во время прохождения Аршанского селя 2014 г. и паводков на р. Кынгырга в 2019 г. 28 июня 2014 г. в результате выпадения интенсивных атмосферных осадков в районе п. Аршан с южного склона Тункинских Гольцов сошли восемь селевых потоков, в том числе и на реке Кынгарга [3, 5]. Селевой поток сформировался в восточном притоке реки, по механизму зарождения селевого потока относится к эрозионному типу. Питание твердой составляющей осуществлялось за счет эрозионного размыва русловых отложений в основном русле и за счет поступления материала с боковых притоков. В результате прохождения селевого потока была повреждена линия электропередач, поэтому сейсмическая станция работала с перебоями: с 18 часов 50 минут (27 июня) до 09 часов 45 минут (28 июня) и с 08 часов 47 минут (29 июня) по 07 часов 40 минут (30 июня). Здесь дано время UTC (местное время –8 часов).

Анализ сейсмических записей показал, что движение селевых масс, представленных валунно-галечниковыми отложениями, началось 27 июня в 17 часов 19 минут и продолжалось, то ослабевая, то усиливаясь, в течение почти трех суток. На сейсмограммах зафиксировано три продолжительных сейсмических события длительностью 8–12 минут, которые могут быть интерпретированы как движение влекомых наносов в селевом потоке. Спектр этих событий представлен высокочастотными колебаниями (22–48 Гц), также

значительный вклад вносит низкочастотная составляющая – 0.35–0.45 Гц. Такое разделение спектра скоростей колебаний на две составляющие может быть объяснено наложением двух процессов – поток водных масс с образованием турбулентных потоков и удары твердой фракции селевого потока о дно и стенки русла. Поляризационный анализ сейсмических записей во время селевого потока показал преобладание северо-восточной или север-северо-восточной ориентации колебаний при слабой выраженности колебаний в вертикальной плоскости, из чего можно заключить, что источник возбуждения упругих колебаний находился на востоке – юго-востоке от сейсмической станции «Аршан». Это направление соответствует пространственному положению изучаемых селевых потоков. Время начала селевой активности на сейсмограмме опережает время прихода селевого потока в пос. Аршан на ~30 минут. Эта разница объясняется различием в скоростях сейсмических волн (3.2÷6.15 км/с для волн разного типа) и скоростью движения селевого потока (5–7 м/с согласно [5]).

Паводок на р. Кынгарга 27 июля 2019 г. был зарегистрирован гидрометрическим постом ИГ СО РАН, максимальный уровень подъема воды наблюдался с 07 до 16 часов 28 июля (время местное). В это же время на записях сейсмической станции Аршан зафиксировано усиление амплитуд микросейсмических шумов в широком диапазоне частот – от 2 до 25 Гц, поляризационный анализ при этом не показал каких-либо преобладающих направлений колебаний.

Сравнительный поляризационный анализ характеристик сейсмического фона в спокойное время, при паводках и при прохождении селя показал резкое изменение поляризационных свойств микросейсмических колебаний во время селевого потока, что может быть использовано при селевом мониторинге. В совокупности с наблюдаемой разницей скоростей сейсмических волн и селевых потоков это дает возможность предложить систему мониторинга и экстренного предупреждения о сходе селевого потока. Система состоит из метеостанции, замеряющей уровень осадков, гидрометрических постов, устанавливаемых в верховьях реки и вблизи населенного пункта, фотоловушек и локальной сети сейсмических станций, расположенных вдоль русла реки, телеметрической станции для передачи данных с приборов в режиме реального времени и вычислительной станции для сбора, визуализации и обработки наблюдаемых данных в режиме реального времени. Такая система позволит получать данные о состоянии селеопасных районов в режиме реального времени и подавать сигнал тревоги в органы МЧС и местного самоуправления за несколько десятков минут до прихода катастрофического селевого потока в населенный пункт. Система мониторинга и экстренного оповещения может быть масштабирована на другие селеопасные регионы Российской Федерации.

Литература

1. Perov V., Chernomorets S., Budarina O., Savernyuk E., Leontyeva T. Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events // Natural Hazards. 2017. 88. 1-37.
2. Агафонов Б.П. Кумулятивные сели в Прибайкалье // Геоморфология. 1996. № 2. С. 27–36.
3. Чечельницкий В.В., Макаров С.А., Добрынина А.А. Прохождение катастрофического водокаменного селя на реке Кынгарга (Республика Бурятия) 27–29 июня 2014 г. по сейсмическим данным // Доклады академии наук. 2018. Т. 481. № 6. С. 675–679.
4. Wilford D.J., Sakals M.E., Innes J.L., Sidle R.C., Bergerud W.A. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics // Landslides. 2004. V. 1. № 1. P. 61–66.
5. Kadetova A.V., Rybchenko A.A., Kozyreva E.A., Tie Y., Ni H. Debris flow event of 2014 and its impact on the accumulation of the solid fraction in the Kyngarga river channel, Tunka valley, South-western Cisbaikalia, Russia // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. №7 (2). P. 329–335.

ВЛИЯНИЕ ПОДВОДА ТЕПЛА НА ПРОЦЕСС ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ ОБРАЗЦОВ ИСКУССТВЕННОГО ПЕСЧАНИКА

Зейгарник В.А.[1], Ключкин В.Н.[1], Новиков В.А.[1,2], Окунев В.И.[1]
zeigarnik@ihed.ras.ru
[1] Объединенный институт высоких температур РАН, г. Москва, Россия
[2] Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

В ряде опубликованных работ высказывалось предположение, что влияние электромагнитного воздействия на сейсмический режим в натурных условиях или на процесс трещинообразования в лабораторных экспериментах может быть объяснено ролью джоулева нагрева при прохождении электрического тока через флюидонасыщенные горные породы. Нагрев флюида в поровом пространстве может приводить к росту давления флюида в порах и трещинах, что, в свою очередь, могло стимулировать дополнительное растрескивание твердого скелета горной породы. В данной работе была предпринята попытка прямого нагрева образца в условиях одноосного сжатия с целью выявления роли теплового фактора на процесс трещинообразования. Эксперименты проводились на образцах искусственного песчаника; образцы принадлежали той же партии, что и образцы, ранее изученные в экспериментах по влиянию прохождения электрического тока через образец на характеристики акустической эмиссии и на процесс его разрушения. Тепловой поток в настоящих экспериментах подводился к противолежащим боковым граням образца с помощью элементов Пельтье. Плотность теплового потока на поверхности образца достигала почти 10^4 Вт\м^2; локальная температура наружной поверхности образца вблизи нагревательного элемента повышалась в процессе нагрева на 10-20^o в зависимости от длительности включения тока. Эксперименты показали, что даже при столь значительных тепловых потоках влияние нагрева проявляется лишь при нагрузках, близких к разрушающим ($Kp \geq 0,95 \div 0,97$).

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 24-27-00205).

ОСОБЕННОСТИ АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ

Зотов О.Д.[1,2], Клайн Б.И.[2]
ozotov@inbox.ru
[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
[2] Геофизическая обсерватория “Борок” ИФЗ РАН, пос. Борок,
Некоузский район, Ярославская обл., Россия

В работе использованы данных мирового каталога землетрясений USGS/NEIC и региональные каталоги Северной и Южной Калифорнии. Исследована зависимость числа повторных толчков на коротких интервалах времени – не более 24 ч после главного толчка, и расстояниях от эпицентра/гипоцентра (для землетрясений с глубиной не более 250 км) главного толчка до 5°. Основным методически приемом являлся метод наложения эпох. Моменты возникновения главных толчков, и координаты их эпицентров/ гипоцентров играли роль репера для синхронизации последовательностей повторных толчков в пространстве и времени. Исследована динамика афтершоков в зависимости от их магнитуды. Исследована динамика афтершоков при наличии задержек в появлении афтершоков после главных толчков. Показано, что закон Омори остается справедливым для рассмотренных особенностей афтершоковых последовательностей. Показано, что афтершоковые последовательности индивидуальных главных толчков демонстрируют различные типы зависимости от времени. Исследованы характеристики этих зависимостей. В результате анализа накопленных распределений афтершоковых последовательностей установлены новые особенности в динамике повторных толчков и выявлены их общие статистические свойства.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках государственного задания Института физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН.

СКОРОСТЬ ПРОДОЛЬНЫХ УПРУГИХ ВОЛН В СКЕЛЕТЕ УГЛЕНОСНЫХ ПОРОД ДОНБАССА

Иванов Л.А., Николаев И.Ю., Донченко Э.В.
nikolaevoegi@yandex.ru
Республиканский академический научно-исследовательский и проектно-конструкторский институт горной геологии, геомеханики, геофизики и маркшейдерского дела,
г. Донецк, Россия

Скоростные характеристики несут в себе информацию о напряженно-деформированном состоянии горных пород, что позволяет сейсморазведку рассматривать как наиболее прогрессивный метод исследования не только геологического строения, но и современной геодинамики угольных месторождений [1, 2].

Решение вопросов современной геодинамики заключается в сравнении измеренных и априорных скоростных характеристик углепородного массива. Скорость распространения продольных упругих волн в скелете породы ($V_{p.ск}$) является априорной величиной, от обоснования значений которой зависит реалистичность построения геолого-геофизических моделей на конкретном участке.

Для расчета параметра $V_{p.ск}$ использовалось уравнение Уайлли:

$$\frac{1}{V_p} = \frac{1-K_n}{V_{p.ск}} + \frac{K_n}{V_{p.ф}},$$

где V_p – скорость распространения продольных упругих волн в горной породе;
$V_{p.ск}$ – скорость распространения продольных упругих волн в скелете горной породы;
$V_{p.ф}$ – скорость распространения продольных упругих волн во флюиде, заполняющем поры.

Исходные данные по параметрам V_p и K_n заимствованы из петрофизического разреза Донбасса, построенного с использованием результатов исследования глубоких угольных скважин, пройденных до глубины 2-3 км с полным подъемом керна [3].

В результате исследования установлено:

1. Параметр $V_{p.ск}$ всех типов пород неравномерно увеличивается от стадии БД до А5, за исключением диапазона от Г2 до К, в котором параметр $V_{p.ск}$ обломочных пород уменьшается (рис. 1). На каждой стадии параметр $V_{p.ск}$ увеличивается с увеличением преобладающего размера обломочных зерен ($d_э$). Исключение составляет лишь диапазон $d_э$ от 0,2 до 5 мм на стадиях от БД до Г1, где с увеличением показателя $d_э$ параметр $V_{p.ск}$ уменьшается (рис. 2).

2. Увеличение параметра $V_{p.ск}$ глинистых пород обусловлено упрочнением контактов глинистых частиц при потере ими связанной воды и их сближении, а также увеличением минералогической плотности глинистых частиц в связи с последовательным преобразованием их минерального состава и изменением кристаллохимических особенностей глинистых минералов.

3. Увеличение параметра $V_{p.ск}$ обломочных пород обусловлено увеличением количества и протяженности контактов зерен за счет их механического сближения на стадиях от БД до Г2 и внедрения одних зерен в другие с образованием вторичного кварца на стадиях от К до А5.

4. Уменьшение параметра $V_{p.ск}$ обломочных пород от стадии Г2 до К обусловлено процессом раскалывания и трещинообразования обломочных зерен, получившего свое развитие за пределами зон влияния складчатых и разрывных нарушений.

Выполненные исследования позволили создать эталонную матрицу параметра $V_{p.ск}$ гранулометрического ряда угленосных пород для всех стадий постдиагенетического преобразования. Данная матрица может быть использована для построения физико-геологических моделей разрезов и исследования современной геодинамики методами сейсморазведки на всей территории угольного бассейна [6, 7].

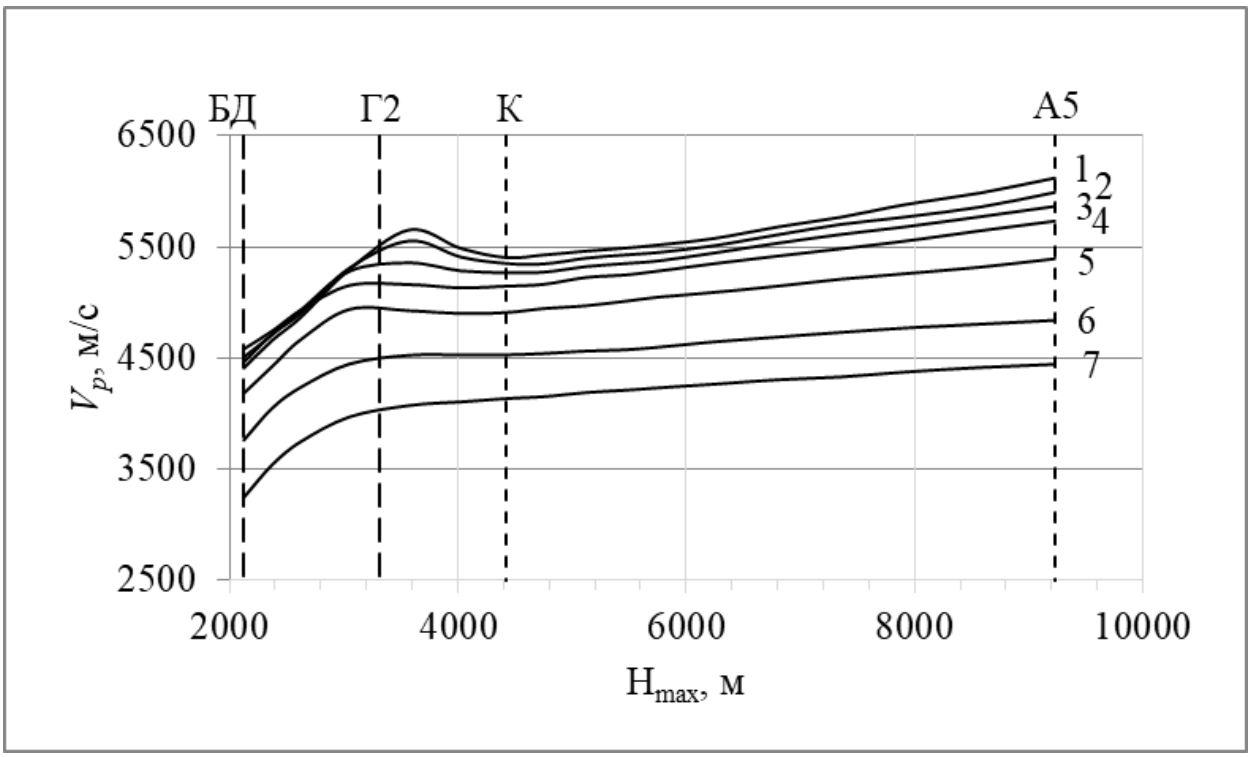


Рисунок 1 – Постдиагенетическое изменение скорости распространения продольных упругих волн в скелете ($V_{p.ск}$) угленосных пород Донбасса. БД – А5 – стадии постдиагенетического преобразования пород. 1 – конгломерат; 2 – песчаник крупнозернистый; 3 – песчаник среднезернистый; 4 – песчаник мелкозернистый; 5 – алевролит; 6 – аргиллит алевритовый; 7 – аргиллит; H_{max} – максимальная глубина доинверсионного погружения пород.

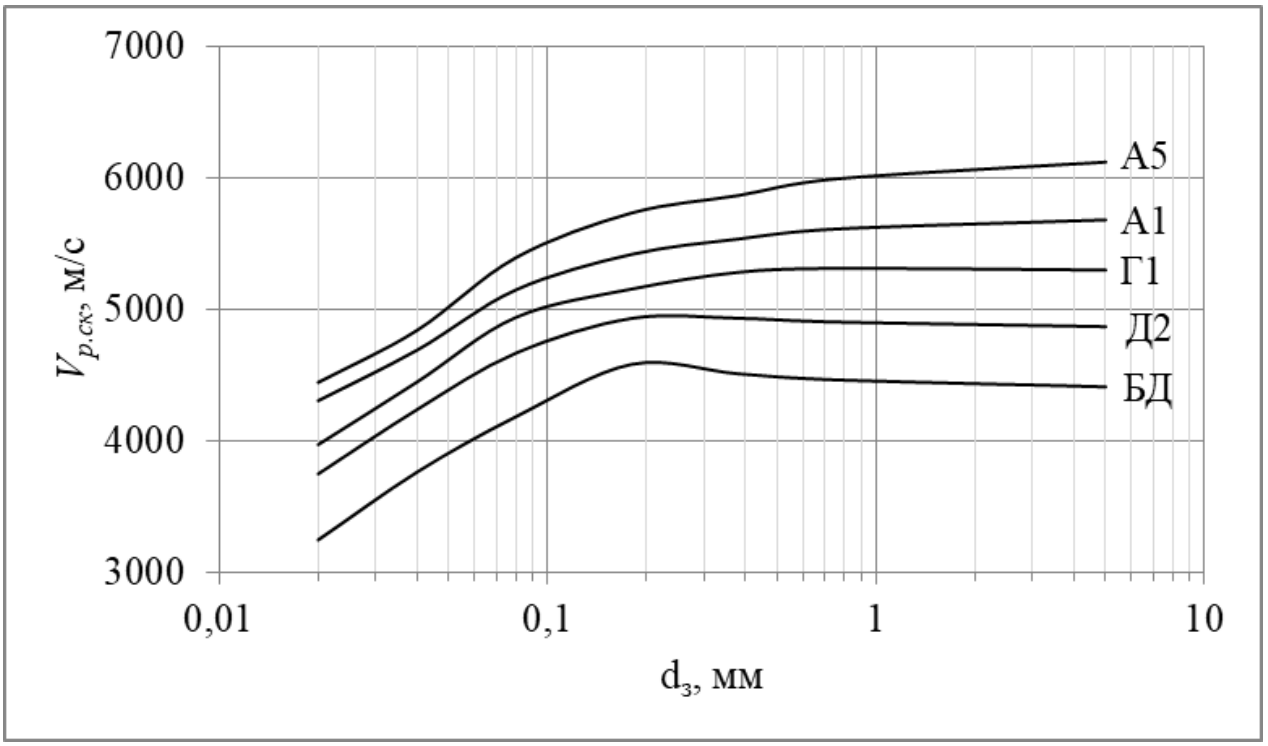


Рисунок 2 – Влияние преобладающего размера обломочных зерен ($d_з$) на скорость распространения продольных упругих волн в скелете пород ($V_{p.ск}$). БД – А5 – стадии постдиагенетического преобразования пород.

Литература

1. Хохлов М.Т., Харитонов О.М., Трифонов П.Г., Козельский И.Т., Байсарович М.Н. Многоволновые сейсмические исследования угольных месторождений Донбасса. Киев: Наук. думка. 1990. 132 с.
2. Орехов А.Н., Амани М.М.М. Возможности геофизических методов для прогнозирования трещиноватости коллекторов // Изв. Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 6. С. 198-209.
3. Гречухин В.В. Петрофизика угленосных формаций. М.: Недра. 1990. 472 с.
4. Авербух А.Г., Граф С.Ю., Ахметова Э.Р., Гарнов А.В. Построение геофизической модели трещинного коллектора по данным сейсморазведки // Экспозиция Нефть Газ. 2017. № 3 (56). С. 18-22.
5. Иванов Л.А. Скоростные параметры аномального скопления метана, определенные по петрофизическим данным // Труды РАНИМИ. 2023. № 22 (37). С.50-60.

РАДОНОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОНЫ ДИНАМИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ РАЗЛОМОВ ДОНБАССА

Иванов Л.А., Николаев И.Ю., Шалованов О.Л.
nikolaevoegi@yandex.ru
Республиканский академический научно-исследовательский и проектно-конструкторский институт горной геологии, геомеханики, геофизики и маркшейдерского дела,
г. Донецк, Россия

По мере приближения к зонам тектонических структур, которые тяготеют к глубинным разломам, происходит закономерное возрастание концентрации газов и тяжелых углеводородов, а сами разломы при этом являются путями миграции в углепородный массив горючих газов термогенного происхождения и газов, близких к эндогенному генезису из более глубоких слоёв земной коры [1]. При этом вблизи разломов, по которым проводятся границы полей угольных шахт, формируются мощные, незначительные по протяженности и относительно изолированные газосодержащие коллекторы, которые по своим фильтрационным свойствам приближаются, а иногда и превосходят коллекторы известных газовых месторождений. Дегазация метана в них компенсируется глубинным подтоком газа по геодинамически активным фрагментам разломов. Такие образования рассматриваются как аномальные скопления метана, приуроченные к зонам динамического влияния разломов.

Радонометрия (эманационная съемка) успешно решает задачи изучения текущего напряженно-деформированного состояния верхнего горизонта массива горных пород и позволяет выявлять геодинамически активные зоны (ГДЗ). При этом по тектонофизическим представлениям автохтонное эманирование приповерхностного слоя является чувствительным индикатором изменения напряженно-деформированного состояния в углепородном массиве [2, 3].

На шахтных полях Донбасса радонометрия используется для картирования выходов разрывных нарушений под покровные отложения, определения изменения напряженного состояния разломов по простиранию и во времени, а также прогнозирования землетрясений, горных ударов, исследований геодинамической обстановки на гидротехнических сооружениях. Результаты наших исследований, приведенные ниже, показывают, что по данным радонометрии возможно вести поиски аномальных скоплений метана.

Примером служат радонометрические исследования, выполненные на границе поля шахты «Калиновская Восточная» на участке размером 500х500 м в месте пересечения двух региональных надвигов, Французского и Тимошенко. Исходные данные были получены по 88 пикетам, расположенным с шагом 25 м. По ним установлено зональное распределение низких и высоких значений концентрации радона, образующих соответственно отрицательные и положительные аномалии. При этом Французский надвиг характеризуется образованием одной сплошной положительной аномалии протяженностью 450 м. Надвиг Тимошенко отличает от него чередованием двух положительных и двух отрицательных аномалий протяженностью по 100-150 м.

Французский надвиг и нижняя ветвь надвига Тимошенко в северной части планшета также выделяются аномально высокими значениями радон-торонового отношения от 0,2 до 3,0 и коэффициента контрастности более 1,3. Это позволяет выделить здесь две геодинамические зоны растяжения активного крупного разрывного нарушения.

Зоны сжатия с низкой активностью разлома характеризуются низкими значениями содержания радона, радон-торонового отношения, коэффициента контрастности аномалий и высоким значением содержания торона. При этом условие сжатия подтверждается повышенной газоносностью угольных пластов, обусловленной аномально высоким пластовым давлением в углепородном массиве. Поэтому, зоны сжатия, выделенные на отдельных фрагментах разлома по данным радонометрии, представляют собой участки,

благоприятные для образования аномальных скоплений метана в коллекторах трещинного типа.

Локализация данных скоплений на выделенных участках предполагает последующее проведение геофизических исследований методами активной и пассивной сейсморазведки, а также электромагнитного зондирования [4].

Литература

1. Иванов Л.А. Геологические показатели модели аномального скопления метана // Труды РАНИМИ. 2023. № 22 (37). С. 9–18.
2. Возженников Г.С., Белышев Ю.В. Радиометрия и ядерная геофизика. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН. 2000. 305 с.
3. Рябоштан Ю.С. Методические рекомендации по структурно-геодинамическому картированию. Донецк: МУП СССР, ПО «Укруглегеология». 1988. 204 с.
4. Иванов Л.А., Туманов В.В., Савченко А.В. Структурно-геодинамические предпосылки использования микросейсм для поиска аномальных скоплений метана // Труды РАНИМИ. 2022. № 16–17 (31–32). С. 46–59.

СЕЙСМОГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АНОМАЛИЙ В ВАРИАЦИЯХ ПАРАМЕТРА pH ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Каримов Ф.Х., Олимов Ш.А., Олимов Б.К.
seismtadj@rambler.ru
Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии НАН РТ,
г. Душанбе, Таджикистан

Статья посвящена исследованиям аномальных вариаций параметра pH подземных термоминеральных вод месторождений Обигарм, Ходжа-Обигарм, Шаамбары и Явроз, расположенных в Южном Таджикистане за время с 2019 до 2024 гг. Опыт наблюдений за вариациями гидрогеологических и гидрогеохимических параметров подземных термоминеральных вод, накопленный в сейсмически активных районах Таджикистана, даёт возможность выделить тренды, периодичности и аномальные вариации [1]. Развит метод анализа суперпозиции и разделения вкладов отдельных, синтетических аномалий параметра pH, коррелирующих с прохождениями сейсмотектонических циклов [2]. На основе известных эмпирических зависимостей пространственно-временных параметров зон подготовки тектонических землетрясений [3, 4] и проявления гидрогеохимических аномалий от магнитуды [5], с помощью решения прямых и обратных геофизических задач идентифицированы случаи возникновения аномалий pH для прохождения сейсмотектонических циклов сильных землетрясений в районе сейсмогеофизических наблюдений с $M \geq 5{,}0$ [6].

Литература

1. Каримов Ф.Х., Саломов Н.Г., Старков В.И., Старкова Э.Я., Шозиёев Ш.П. Сейсмогеофизические исследования на территории Таджикистана и проблемы прогнозирования землетрясений // ГеоРиск. 2017. № 1. С. 20-28.
2. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.:Наука. 1987. 101 с.
3. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике очага землетрясений / Под ред. Ю.В. Ризниченко. М.: Наука. 1976. С. 9-27.
4. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука. 1991. 219 с.
5. Добровольский И.П., Зубков С.И. Об обработке и представлении данных по предвестникам землетрясений // Прогноз землетрясений. / Под ред. М.А. Садовского. Вып. 11. Душанбе-М.: Дониш. 1989. С. 38-51.
6. Каталог Геофизической службы РАН, г. Обнинск, РФ. URL: www.gsras.ru

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРИТЕЛЬНО-МЕТОДИЧЕСКОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ГИДРОГЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ТЕРРИТОРИИ КЫРГЫЗСТАНА

Кендирбаева Дж.Ж.
jumaevna48@gmail.com
Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Введение. Во всем мире для сохранения безопасности населения при сейсмической активизации и снижения их негативных последствий применяют гидрогеосейсмологические, геофизические методы [1-9]. На территории Кыргызстана ежегодно регистрируются более 5000 землетрясений, из которых ощутимыми являются 5-10, а через каждые 3-5 лет происходят сильные, наносящие существенный ущерб экономике и сопровождающие человеческие жертвы. Одним из примеров служит самое крупное за последние 60 лет Суусамырское землетрясение с M_S=7.4, произошедшее в 1992 г., в результате которого погибло 52 человека и разрушена часть дороги Бишкек-Ош, а ущерб превысил 50 млн. $ США [10].

Сегодня, где реально проявляются предвестники землетрясений интенсивно разрабатываются методы их прогноза. Необходимость проблемы прогнозирования землетрясений комплексного изучения широко изложены в трудах [11-12]. В них как причины появления предвестников изучаются несколько десятков показателей с помощью самозаписывающих установок с программным управлением, а также геолого-тектоническая обстановка, приводящая в движение как крупных, так и локальных блоков.

В нашей республике геохимические и гидродинамические наблюдения, основанные, большей частью на физико-химические показатели термоминеральных вод (ТМВ) проводятся в Институте сейсмологии НАН КР (рис. 1). При этом учитываются климатические факторы, глубины циркуляции и стратиграфические принадлежности водовмещающих пород.

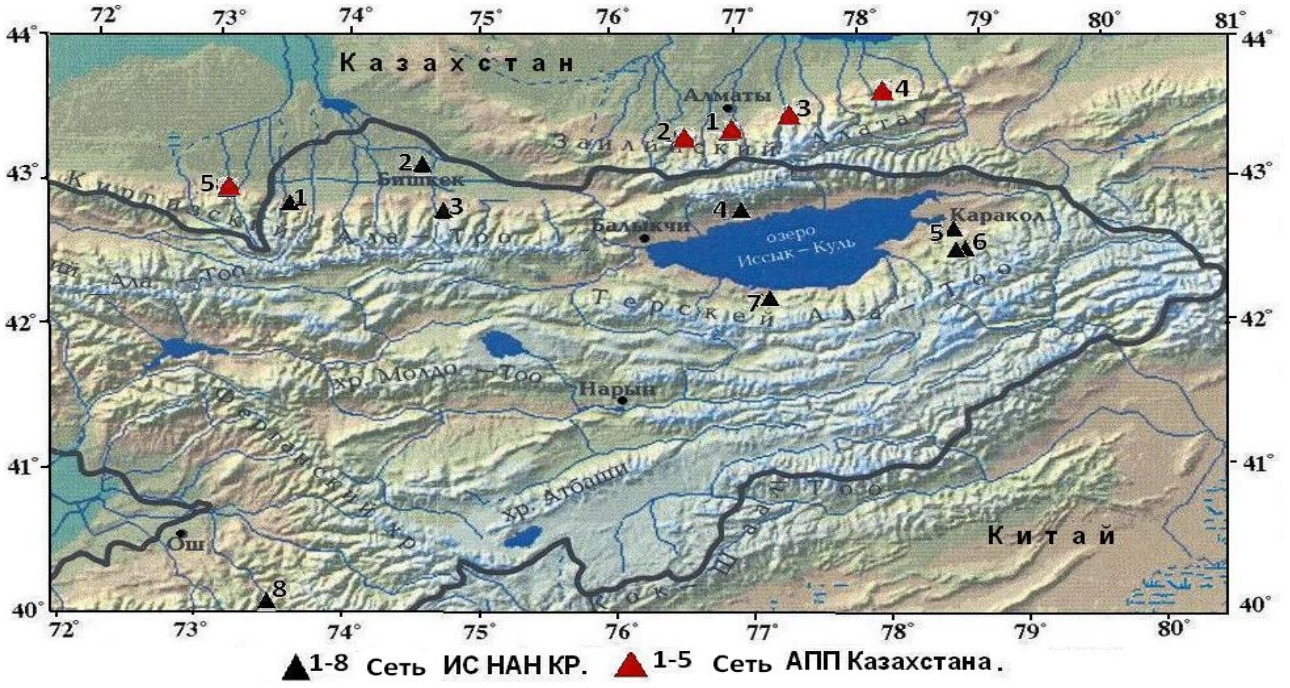


Рисунок 1 – Сейсмогидрогеологический мониторинг Кыргызстана **1-8.** Сеть ИС НАН КР: *1- Эркин-Сай. 2 – Бишкек. 3- Аламедин- Иссык-Ата*. 4- Кара-Ой. 5- Каракол. 6- Джети-Огуз. 7- Каджи-Сай. 8- Сопу-Коргон

Методика исследований и полученные результаты. В нашем случае главным источником информации служит скважина, в которой фиксируются потенциальные предвестники со скачкообразные гидрогеохимическими и гидродинамическими всплесками. Об этом свидетельствует рис. 2, где показаны изменения температуры и содержания хлора ТМВ Джеты-Огуз (скв. 6 и 20) в периоды до, во время и после Кочкорского сейсмического события от 02.07.1974 года.

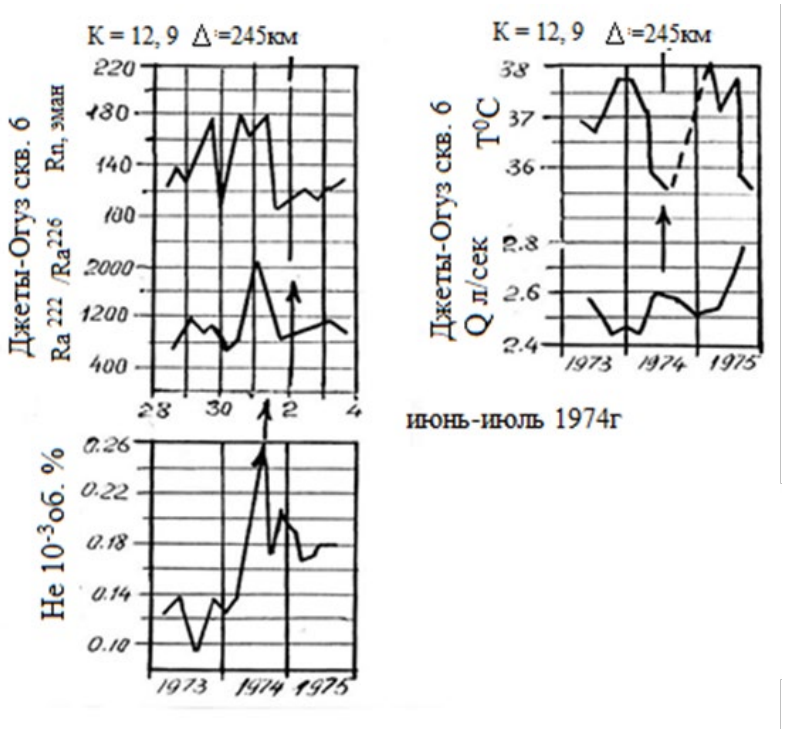


Рисунок 2 – Вариации ТМВ «Джеты-Огуз» (скв. 6) до и после Кочкорского землетрясения 02.07.1974 г. по [6]

Для прогноза землетрясений ведутся активные поиски путей улучшения методов и средств во всех сейсмоактивных регионах, о чем будет приведено ниже.

Пробы воды отбирались по общепринятой методике в количестве, достаточном для проведения всего комплекса определений (табл. 1). Пробы на газовые компоненты отбирались методом вакуумной дегазации с помощью форвакуумного насоса Камовского, 5-10-литрового цилиндрического металлического баллона и стеклянных барбатеров (емкостью 0,2л). Частота отбора проб составляли один раз в сутки.

Таблица 1 – Параметры и компоненты, определяемые на ГГД и ГГХ пунктах

№ п/п	Основные параметры и показатели в подземных водах ИС НАН КР	Измеряемые компоненты и параметры
1.	Гидродинамические показатели	$H_{ур}$ (уровень, см)*, Q(дебит, л/сек), $P_{скв}$ (давление)
2.	Основной ионно-солевой состав	H_4SiO_4, HCO_3^- CO_3^{-2}, CO_2, SO_4^{-2}, Cl^-, F^-, K^+, Ca^{+2}, Mg^{+2}, Na^+
3.	Физико-химические параметры	Ph*, Eh, $T^oC_{воды}$, $P_{воды}$,
4.	Газовый состав	Rn, $He_{раст}$, $H_{сп}$, Hg, H_2, CH_4, CO_2, O_2, N_2, Gf
5.	Метеорологические показатели	$P_{атм.}$, $T^oC_{возд.}$

Содержание радона определялось с использованием барбатеров дискретно в одно и то же время, чтобы исключить возможность воздействия суточных вариаций. Пробы для определения концентрации гелия на приборе ИНГЕМ-1 отбирались в стеклянные бутылки, которые полностью заполняются и плотно закрываются пробками.

Температура воды измерялась с помощью ртутных термометров, тогда как запись пластовой температуры производились глубинными термометрами, а дебит регистрировался объемным способом. Избыточное давление на самоизливающихся скважинах измерялась манометром, а уровень воды без самоизлива- хлопушкой [13].

В процессе исследований регулярно эталонировались и калибрировались используемые аппаратуры. Их частота и приготовление стандартных смесей, а также стандартов для аналитических определений ионов проводились согласно методическим инструкциям и указаниям, предъявляемым к точности измерений параметров.

Анализ и обсуждение результатов. Поскольку одним из главных приборов для регистрации потенциальных предвестников является скважина с ТМВ, то на рис. 3 показана конструкция скважины, на которой видно, что она, пробуренная до глубины 1500 м, оборудована дырчатыми фильтрами в интервалах глубин 1285,7-1294,9; 1312,2-1318,1; 1375-,1-1402,5 и 1450,9-1475,0м. Из нее выходит вода с температурой от 40 до 450С на устье с уровнем выше поверхности земли.

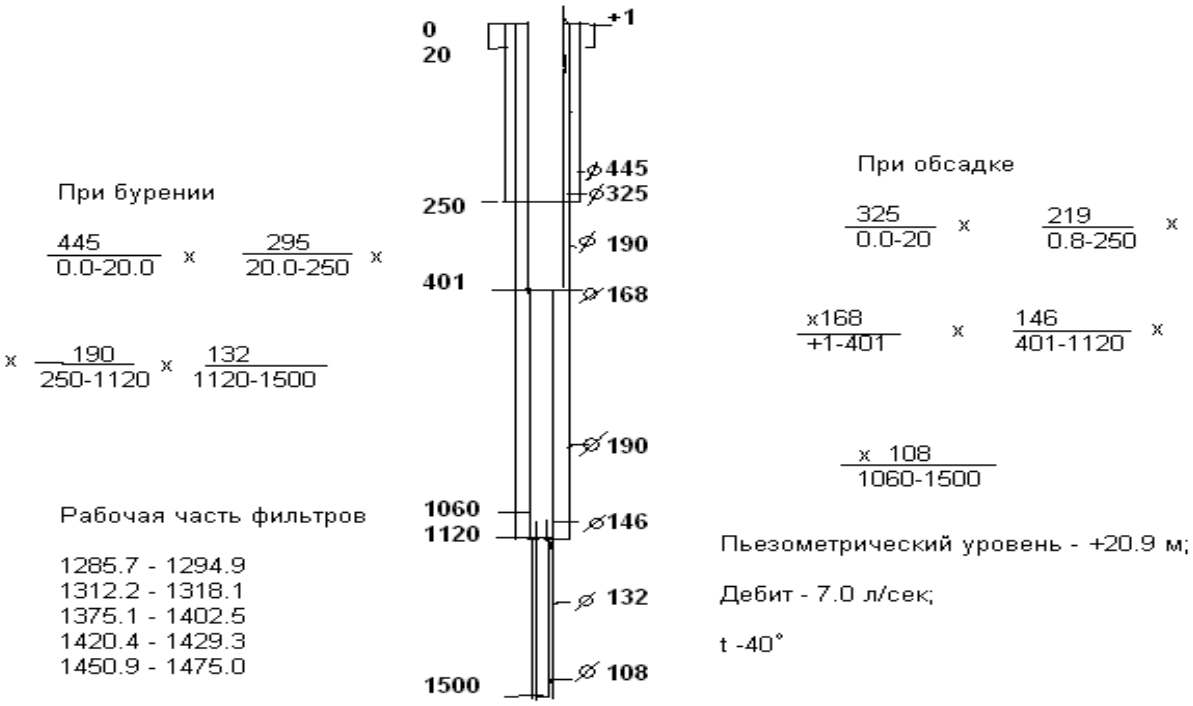


Рисунок 3 – Характеристика конструкции скважины № 1756 «Каракол»

В результате имеющегося в нашем распоряжении приборно-методического набора получены, вне сомнения, бесценные сведения [14]. Они направлены на использование как основы для базы данных и для оценки уровня действующих приборов и информационных технологий. Этому способствовали многочисленные землетрясения с К≥ 14-15, произошедшие за последние 50-60 годы. К отдельным из них относятся Сары-Камышское (1970), Джаланаш-Тюпское (1978), Барскаунское (1994), «Байсоорунское», «Чолпон-Атинское», Сары-Джазское (2012) и Каджи-Сайское (2014, 2016). Так, полученные материалы из-за фрактальности и дискретности геолого-гидрогеологической среды характеризуют множество разноранговых флуктуаций, которые по амплитуде и длительности нередко плавно сменяют друг друга. На этом фоне к сегодняшнему дню установлена индивидуальная реакция наблюдательного пункта, причем разрыв между

верхним и нижним пределом гидроаномалий от одного землетрясения к другому практически не повторяется. При этом иногда предвестниковые признаки ТМВ в эпицентральных зонах землетрясений, расположенных непосредственно в районах наблюдений, проявляются слабее, чем на большом удалении. Для объяснения о причинах возникновения таких гидроаномалий, доминируют несколько представлений. Одно из них- наличие в земной коре флюидальных систем, хвосты которых в верхних зонах известны как термоминеральные воды (ТМВ), которые сегодня, с одной стороны, рассматриваются очагами древних сейсмических событий, а с другой- транспортными каналами в обмене энергиями и веществами.

Такое разнообразие в механизмах проявления гидроаномалий [15] дополнено многофазностью существования объектов наблюдений и, как следствие, отражает суммарный результат взаимодействия двух и более сред, различающихся по своей физико-химической природе формирования и изменения. Это исходит из того, что во всех процессах верхней части Земли участвуют атмосфера, вода и минералы, на которые при активизации внутри земных напряжений накладывают отпечаток вещество мантии, а также физико-химические свойства самих элементов и их соединений, особенно. формы миграции и степень подвижности в виде ионов.

Выводы. Пробы для контроля за качеством работ и выяснения сходимости определений отбирают на различных участках и в одно и то же время, в результате чего разница на приборах между повторными определениями не превышают 20%.

На вариационных кривых видно, что нарушение удельного веса внутренних и внешних сил, влекущее за собой изменение обмена веществом и энергией, происходит не хаотично, а циклично. Поэтому выход концентрационных вариаций за пределы как минимальных, так и максимальных уровней принят классификационной границей, разделяющей на устойчивое и неустойчивое равновесие. Этим установлена перспективы гидрогеологических методов в решении задач прогноза землетрясений.

Разнообразный набор и неоднородный концентрационный уровень гидроаномалий являются суммарным результатом взаимодействия двух и более сред, различных по механизму преобразования и истории геолого-геохимического развития.

На территории Кыргызстана решение вопросов прогноза землетрясений требует привлечение не только длинного ряда временных вариаций, но и высокого уровня приборного оснащения. Сегодня для создания достоверного комплекса гидрогеологических предвестников, в первую очередь, пытаемся разработать научно-практический подход, способный оптимально обеспечивать унификации методов измерения и анализа параметров за счет внедрения непрерывно записывающих приборов.

Достоверный набор гидрогеологических предвестников возможен в условиях широкого доступа оперативной обработки информации, основанной на унифицированных методов измерения и анализа, а именно, за счет внедрения непрерывно записывающих приборов. Поэтому для решения этой проблемы, в первую очередь, требуется разработка научно обоснованного подхода, особенно, модернизация комплекса методов измерения и обработки параметров.

Литература

1. Мавлянов Г.А., Султанходжаев А.Н., Уломов В.И. Хасанова Л.А., Хитаров Н.И., Горбушина Л.В., Спиридонов А.И., Мавашев Б.З. Явления изменения химического состава подземных вод при землетрясениях // Открытия, изобретения, промышленные образцы, товарные знаки. М. 1973. № 4. С. 3-4.
2. Султанходжаев А.Н. Механизм формирования гидрогеохимических аномалий в периоды, предшествующие и сопутствующие землетрясениям // Узбекский геологический журнал. 1987. № 3. С. 14-18.
3. Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука. 1985. 216 с.
4. Каталог землетрясений за 2015-2017 гг. Бишкек. Институт сейсмологии НАН КР.

5. Оролбаев Э.Э. Особенности режима подземных вод среднего гидрогеологического этажа Восточно-Чуйского артезианского бассейна // Известия АН Киргизской ССР. 1987. № 3. С. 45-48.
6. 6 Барсуков В.Л., Беляев А.А., Бокалдин Ю.А. Геохимические предвестники землетрясений. М.: Наука. 1992. 213 с.
7. Уткин В. И. Радон и проблема тектонических землетрясений // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6. № 12. С. 64-70.
8. 8 Копылова Г.Н., Болдина С.В. Гидрогеосейсмологические исследования на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2019. № 2. С. 3-20.
9. Куликов Г.В., Рыжов А.А., Гарифулин В.А., Лыгин А.М. Оценка геодинамической обстановки и сейсмической опасности по энергетическим параметрам и векторам напряжений гидрогеодеформционного поля // Разведка и охрана недр. 2010. № 7. С. 19-24.
10. Мамыров Э.М., 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. 138-145.
11. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176-1190.
12. Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений. Тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео. 2014. 485 с.
13. Кендирбаева Дж.Ж., Гребенникова В.В. Основные результаты гидрогеологических исследований для прогноза сильных землетрясений на территории Северного Тянь-Шан // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2013. № 2. С. 33-43.
14. Кендирбаева Дж.Ж., Гребенникова В.В. О взаимосвязи геохимических условий и гидрогеотермической обстановки Кыргызского Тянь-Шаня / Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле, интерпретация геофизических полей. Тр. Междунар. конф. Екатеринбург, 2013.
15. Кендирбаева Дж.Ж., Гребенникова В.В. Пространственно-временная динамика сейсмогидрогеологического «интерьера» Кыргызстана // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2013. № 2. С. 33-43.

НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ S-ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУРЦИИ

Копничев Ю.Ф.[1], Соколова И.Н.[2]
yufk777@mail.ru, SokolovaIN@gsras.ru
[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
[2] Единая геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия

Рассматриваются характеристики поля поглощения S-волн в литосфере центральной Турции, в районе, ограниченном координатами 35-40° с.ш. и 34-40° в.д. Анализировались записи коровых землетрясений, зарегистрированных станцией ANTO (Анкара) в 2002-2023 гг. в диапазоне эпицентральных расстояний ~320-610 км. Магнитуды событий с глубинами 0-33 км варьировались от 4.0 до 5.5, основную их долю составляли афтершоки Пазарджикского (06.02.2023 г., Mw=7.8) и Эльбистанского (06.02.2023 г., Mw=7.5) землетрясений. В общей сложности обработано более 80 сейсмограмм местных событий.

Использовались методы, связанные с анализом отношений максимальных амплитуд волн Lg и Pg, а также Sn и Pn (параметры lg(ALg/APg) и lg(ASn/APn), которые для краткости будем называть Lg/Pg и Sn/Pn соответственно [1, 2]). Параметр Lg/Pg характеризует интегральное поглощение короткопериодных S-волн в земной коре на всей трассе от эпицентра до станции. По отношениям амплитуд волн Sn и Pn можно судить о поглощении S-волн в верхах мантии в области эпицентра данного события. Предварительно проводилась узкополосная фильтрация (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц). Получены корреляционные зависимости параметров Lg/Pg и Sn/Pn от расстояния. Поглощение S-волн оценивалось по отклонениям этих параметров от корреляционных зависимостей.

На рис.1 показана карта вариаций параметра Lg/Pg. На карте выделяются две яркие области высокого поглощения, одна из которых практически совпадает с афтершоковой областью Эльбистанского землетрясения, а вторая расположена на северо-восточной окраине Средиземного моря, между 35 и 36° N. В целом в районе Средиземного моря доминирует повышенное и промежуточное поглощение. Интересно, что в афтершоковой зоне Пазарджикского землетрясения, в отличие от зоны Эльбистанского землетрясения, наблюдается пониженное и промежуточное поглощение. При этом эпицентр Пазарджикского землетрясения находится в области пониженного поглощения.

Рис.2 иллюстрирует неоднородности поля поглощения в верхах мантии, построенные по вариациям параметра Sn/Pn. Видно, что в очаговой зоне Эльбистанского землетрясения доминирует повышенное и промежуточное поглощение, а в зоне Пазарджикского – промежуточное и пониженное. Отметим, что эпицентры обоих сильных событий находятся в областях большого контраста поглощения. На северо-восточной окраине Средиземного моря выделяется область в основном пониженного и промежуточного поглощения.

Эти данные свидетельствуют о более высоком содержании флюидов в литосфере под очагом Эльбистанского землетрясения, что можно объяснить меньшей скоростью их “расплывания“ по разломным зонам, по сравнению с очагом Пазарджикского землетрясения. Дело в том, что очаг Пазарджикского землетрясения связан с крупнейшим Восточно-Анатолийским разломом, который характеризуется относительно высокой скоростью скольжения его бортов. Высокая скорость скольжения стимулирует активную миграцию флюидов по разломным зонам в вертикальном и горизонтальном направлениях.

В то же время скорость скольжения по второстепенному Сургу-Гардакскому разлому, к которому привязан очаг Эльбистанского землетрясения, в несколько раз ниже, чем по Восточно-Анатолийскому разлому [3]. Это должно приводить к более медленной миграции флюидов в очаговой зоне этого события и ее окрестностях. Остающиеся в очаговой зоне флюиды и обеспечивают относительно повышенное поглощение поперечных волн. Важно отметить, что в случае формирования двухфазного слоя, заполненного связанными между собой флюидными каналами, на кровле такого слоя имеет место концентрация напряжений,

величина которых пропорциональна мощности слоя [4]. Можно полагать, что очень малый промежуток времени между двумя сильнейшими сейсмическими событиями 06.02.2023 г. объясняется суммарным эффектом перераспределения напряжений в литосфере после Пазарджикского землетрясения и дополнительных напряжений, связанных с относительно высоким содержанием флюидов в очаговой зоне Эльбистанского землетрясения.

Проведено сопоставление зависимостей Sn/Pn(Δ) для районов Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), Памира и центральной Турции (рис.3). Установлено, что самое высокое поглощение в верхах мантии наблюдается для района Памира, а самое низкое – для района БРЗ.

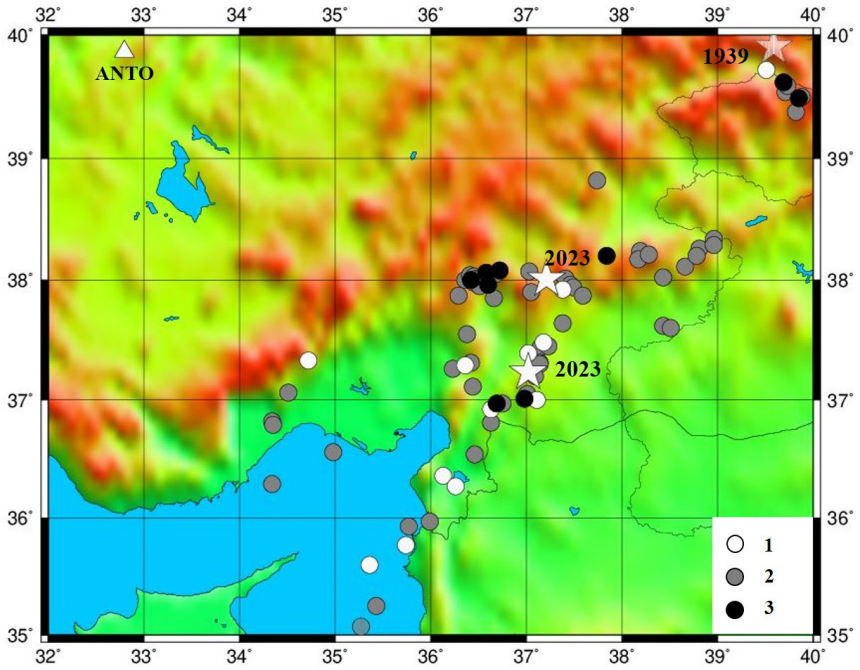


Рисунок 1 – Неоднородности поля поглощения S-волн в земной коре.
Поглощение: 1 – пониженное, 2 – промежуточное, 3 – повышенное

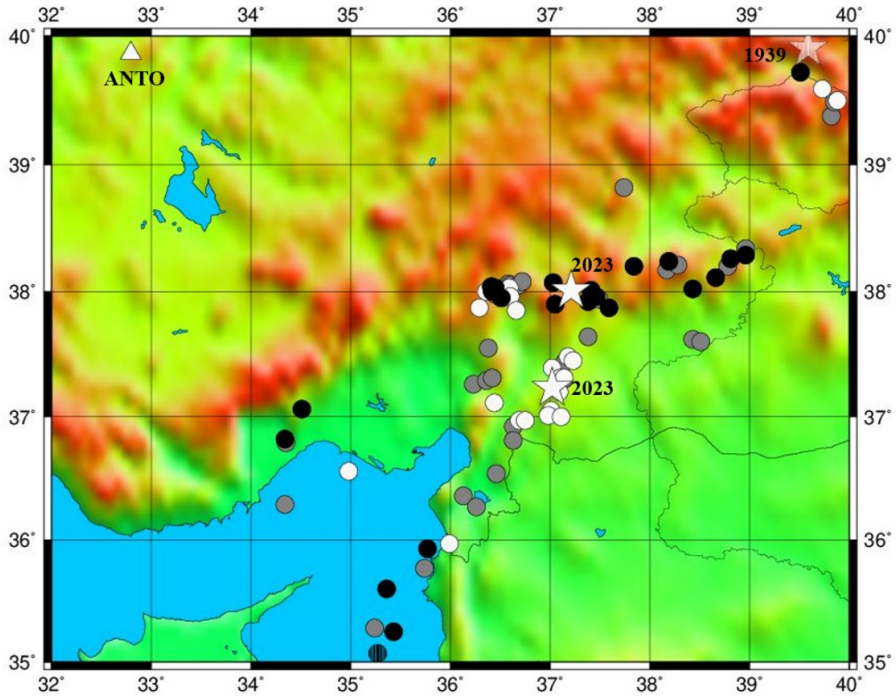


Рисунок 2 – Неоднородности поля поглощения S-волн в верхах мантии.
Обозначения – на рисунке 1

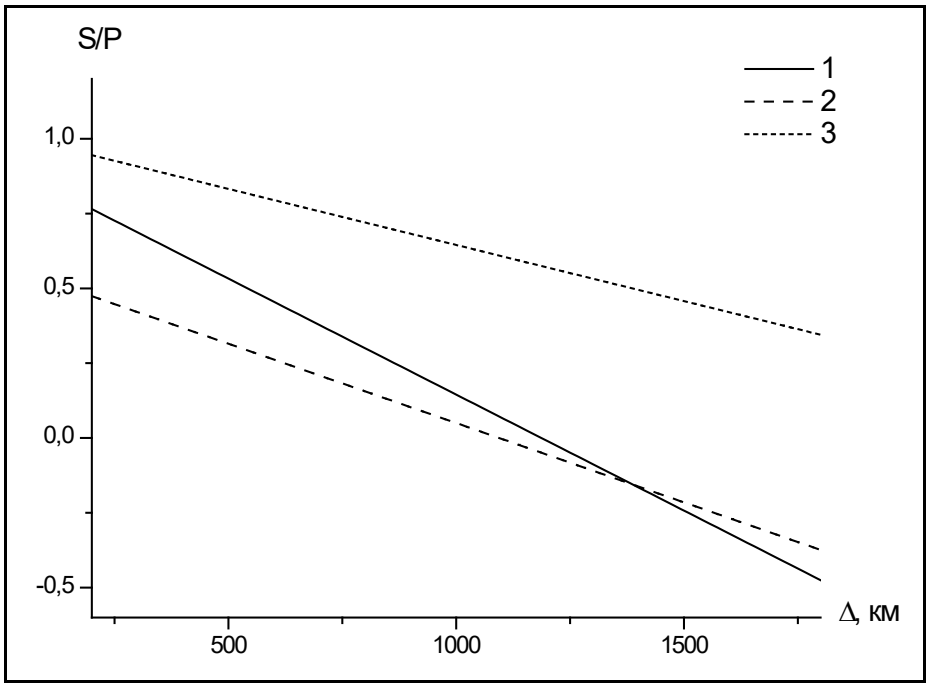


Рисунок 3 – Зависимости параметра S/P от расстояния для разных континентальных районов. 1 – центральная Турция и северная Сирия, 2 – Памир, 3 – БРЗ

Литература

1. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе Байкальской рифтовой зоны и их связь с сейсмичностью // Вулканология и сейсмология. 2014. № 5. С. 52-59.
2. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения S-волн и кольцевые структуры сейсмичности в Памиро-Гиндукушском регионе: возможная подготовка сильных коровых землетрясений // Вестник НЯЦ РК. 2016. Вып. 3. С 43-50.
3. Karabulut H., Guvercin S., Hollingsworth J., Konca A. Long silence on the East Anatolian Fault Zone (Southern Turkey) ends with devastating double earthquakes (6 February 2023) over a seismic gap: implications for the seismic potential in the Eastern Mediterranean region// Journal of the Geological Society. 2023. 180 (3). https://doi.org/10.1144/jgs2023-021
4. Каракин, Лобковский Л.И. Гидродинамика и структура двухфазной астеносферы // Доклады АН СССР. 1982. Т. 268. № 2. С. 324–329.

ПРОСТРАНСТВЕННО–ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ И СЛАБОСЕЙСМИЧНЫХ РАЙОНОВ

Копничев Ю.Ф.[1], Соколова И.Н.[2], Гордиенко Д.Д.[3]
SokolovaIN@gsras.ru
[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
[2] Единая геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия
[3] Институт геофизических исследований Национального ядерного центра, г. Курчатов, Казахстан

Изучены характеристики поля поглощения короткопериодных поперечных волн в очаговых зонах 37 сильных и сильнейших землетрясений с Ms = 7.0–8.6 (рис.1). Особое внимание уделяется сопоставлению характеристик поля поглощения для событий с разными типами фокальных механизмов. Определялась эффективная добротность по огибающим коды Sn и Lg в двух интервалах времени (Q1 и Q2). Величина Q1 служит мерой поглощения S-волн в самых верхах мантии, на глубинах примерно до 200–250 км, а Q2 – в более глубоких горизонтах верхней мантии.

Обработано более 400 сейсмограмм неглубоких землетрясений ($h \leq 40$ км), полученных 46 цифровыми и аналоговыми станциями различных сейсмических сетей: IRIS GSN, Комплексной сейсмологической экспедиции ИФЗ РАН, KNET и KZNET.

Неоднородности поля поглощения наиболее ярко проявляются на частотах ~1 Гц [1, 2], поэтому производилась предварительная частотная фильтрация записей (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и шириной пропускания 2/3 октавы на уровне 0.7 от максимума, аналогичный соответствующему ЧИСС-фильтру [3]).

Рассматривались огибающие Lg- и Sn-коды записей сравнительно слабых землетрясений (как правило, $M < 5.5$). По формуле $Ac(t) \sim \exp(-\pi t/QsT)/t$ (T - период колебаний [1,4]) определялась эффективная добротность в двух интервалах времени: первом – сразу после волны Lg длительностью 70 с (от $t = 110$–180 с при эпицентральных расстояниях $\Delta \sim 300$ до $t = 180$–250 с при $\Delta \sim 600$ км) и втором - при $t = 250$–400 с (для краткости обозначим их соответственно Q1 и Q2). В тех случаях, когда на записях отсутствовала 1-герцовая группа Lg, измерения проводились после момента ее вступления по годографу.

Рассмотрены фоновые вариации характеристик коды и эффективной добротности в тех районах, где, начиная с 1900 г. не было землетрясений с $M \geq 6.5$. Анализировались записи землетрясений, полученные 29 сейсмическими станциями в различных районах земного шара, в первую очередь в Центральной Азии. Показано, что в слабосейсмичных районах наблюдается корреляция величин Q1 и Q2, в среднем $Q1/Q2 = 0.45 \pm 0.10$.

Низкие величины Q1 (140–230) наблюдаются в районе Киргизского хребта Северного Тянь-Шаня, в районах Центрального и Южного Тибета, в вулканическом районе Камчатки и зоне крипа разлома Сан-Андреас в Центральной Калифорнии. Промежуточные значения Q1 (240–390) соответствуют Восточным Альпам, отдельным районам Копетдага, Казахской платформы, многим районам Тянь-Шаня, некоторым районам Пакистана, Монголии (к востоку от очага Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г.), Северного Байкала и Северо-Американской платформы (Нью-Мадрид). Высокие величины Q1 (470–690) отмечены в районах Восточного Казахстана, Центрального Байкала и древних платформ (Южная Африка и Австралия).

Повышенные величины параметра Q2 (290–510) наблюдаются в районах Копетдага, Пакистана, Центрального и Южного Тибета, Центральной Калифорнии и Камчатки. Промежуточные значения Q2 (520–900) характерны для Восточных Альп, некоторых районов Казахской платформы, Тянь-Шаня, Монголии и района Нью-Мадрида. И наконец, очень высокие величины Q2 (970–1700) соответствуют отдельным районам Южного Тянь-Шаня (станция TKM2), Центрального Байкала и платформенным областям.

Изучены неоднородности поля поглощения в очаговой зоне Великого Ассамского землетрясения 1950 г. (рис.2). В ней наблюдаются очень высокие значения параметров Q1 и Q1/Q2 по сравнению со слабосейсмичными территориями [4].

Исследованы зависимости параметров Q1, Q2 и Q1/Q2 от времени ΔT, прошедшего после сильного землетрясения. Параметр Q2 практически не зависит от ΔT, а величины Q1 и Q1/Q2 растут до ΔT ~ 20–25 лет, особенно сильно для механизмов типа сброса, сбрососдвига и сдвига.

Проведенный анализ показывает, что с течением времени, прошедшего после сильного землетрясения, увеличивается добротность верхов мантии. Предполагается, что это связано с подъемом мантийных флюидов в земную кору. Обсуждены геодинамические механизмы, которые могут обеспечивать сравнительно быстрое «осушение» верхов мантии под очаговыми зонами.

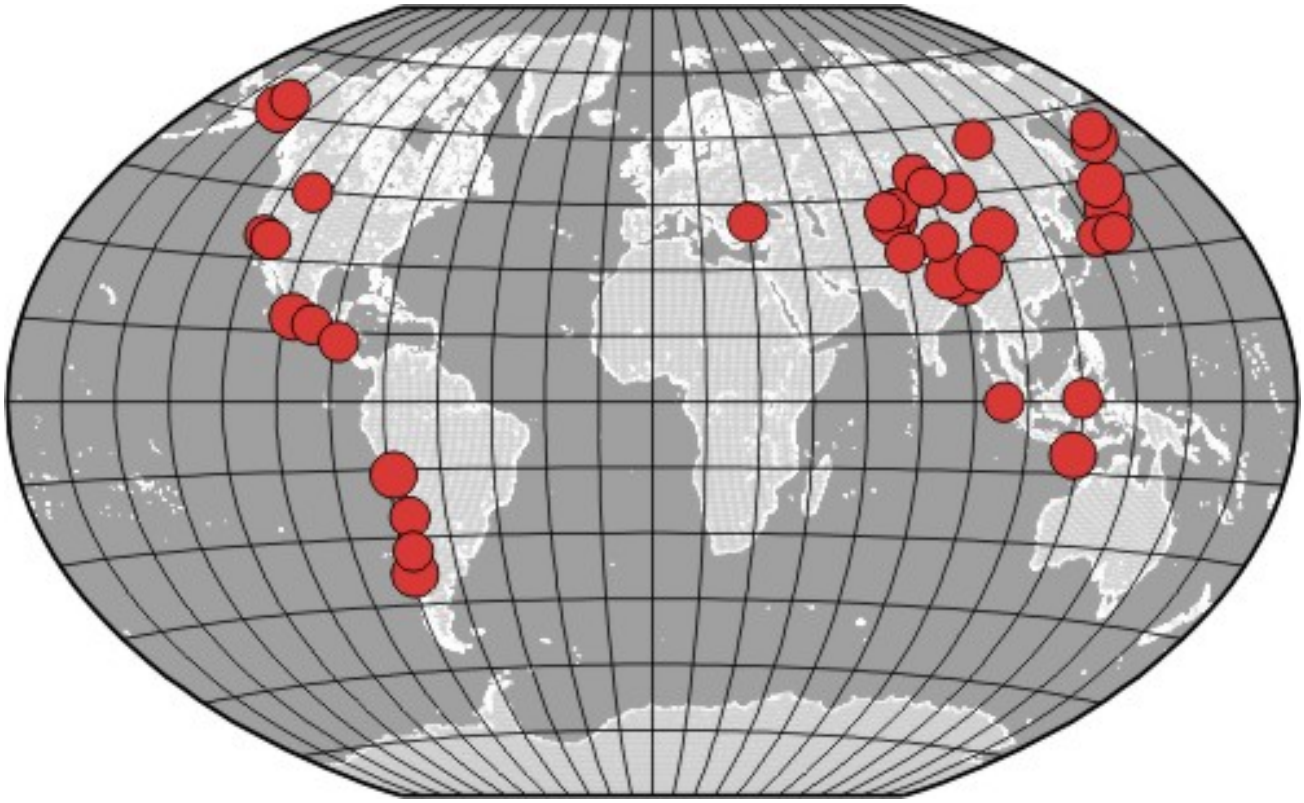


Рисунок 1 – Эпицентры сильных и сильнейших землетрясений записи которых использовались для исследований. Маленькие значки – $7.0 \leq Ms < 8.0$, большие – $Ms \geq 8.0$

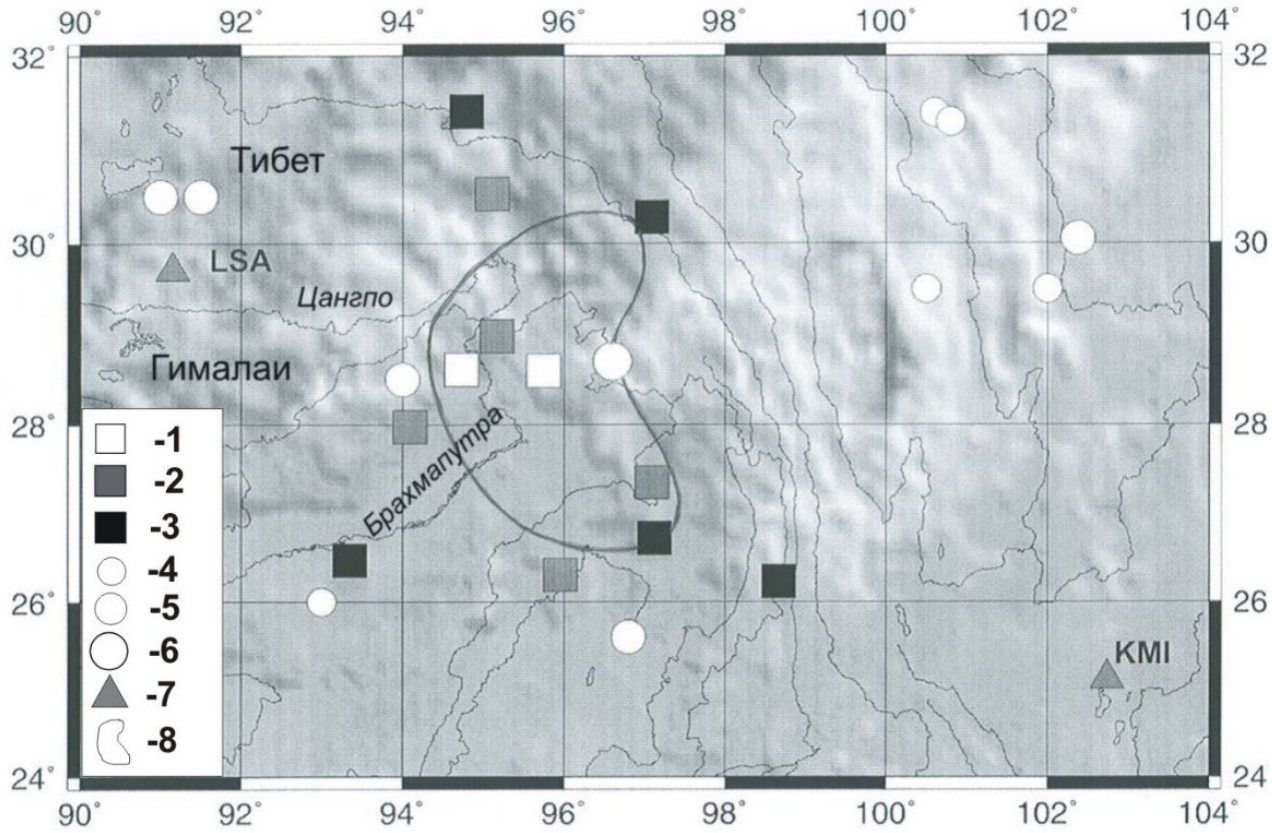


Рисунок 2 – Карта района исследований. Величины Q1/Q2: 1 - > 2.00, 2 – 0.90–1.25, 3 – 0.50–0.85. Эпицентры сильных землетрясений: 4 – $7.0 \leq M < 7.5$, 5 - $7.5 \leq M \leq 8.0$, 6 – $M = 8.6$. 7 – сейсмические станции, 8 – область афтершоков Ассамского землетрясения [4]

Литература

1. Копничев Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука. 1985. 176 с.
2. Aptikaeva O.I., Kopnichev Yu.F. Space-time variations of coda wave envelopes of local earthquakes in Central Asia // J. Earthq. Predict. Res. 1993. V. 2. No. 4. P. 497–514.
3. Запольский К.К. Частотно-избирательные сейсмические станции ЧИСС // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука 1971. С. 20-36.
4. Копничев Ю.Ф., Гордиенко Д.Д., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в очаговой зоне Ассамского землетрясения 15 августа 1950 г. // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 3. С. 380-383.

ОТРАЖЕНИЕ УШИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 22.01.2024 г. В КОСМОГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Кузиков С.И., Саламатина Ю.М., Прохоров О.А., Кенигсберг Д.В.
ksi@gdirc.ru
Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

По данным Геологической службы США, в разделе "Программа по исследованию опасности Землетрясений" (https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards), в ~25 км от границы с Кыргызстаном на территории Китая (Уезд Учтурфан или Уши округа Аксу Синьцзян-Уйгурского автономного района) 2024-01-22 18:09:04 (UTC) произошло значимое по силе (M7.0) для Тянь-Шанского региона сейсмическое событие. В результате земных толчков есть погибшие и раненые среди жителей уезда Уши (Китай), под завалами погибли сотни голов скота, разрушено множество жилых зданий. На сопредельных территориях Кыргызстана, Казахстана и России также ощущалось это землетрясение, есть пострадавшие жители и поврежденные здания, местами оползни заблокировали дороги и были случаи обрыва электроснабжения.

Такие сильные колебания на поверхности земной коры нашли свое отражение в записях данных от Глобальных Навигационных Спутниковых Систем (ГНСС) на станциях постоянного слежения, расположенных на территории Кыргызстана, Казахстана, Китая и Узбекистана. На основе разных программных методов высокоточного позиционирования для ближайших станций к эпицентру землетрясения получены временные ряды координат с дискретностью 1 и 30 секунд, 3 часа. При этом в вариациях позиций станций отражаются не только косейсмические движения, но и признаки устойчивых изменений позиций для пунктов ГНСС наблюдений.

Помимо высокоточного определения позиции ГНСС данные могут нести информацию об уровне электронного возбуждения ионосферного слоя по оценке задержек прохождения через него сигнала от навигационных спутников. Экстремальные значения в вариациях полного электронного содержания (ПЭС) ионосферы часто коррелируют с сильными землетрясениями и могут проявляться за несколько дней до сейсмического события. Для Ушинского землетрясения 22.01.2024 (M7.0) аномальные значения ПЭС были проявлены как за неделю до него, так и в день главного толчка.

СРАВНЕНИЕ СЕЙСМОИОНОСФЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ В F-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ ПО МАТЕРИАЛАМ СТАНЦИЙ НАЗЕМНОГО ВЕРТИКАЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ТАШКЕНТ И ТОКИО

Липеровская Е.В.[1,2], Родкин М.В.[1,2]
liper@ifz.ru
[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
[2] Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

Один из видов сейсмоионосферных аномалий - возникновение областей повышенных или пониженных значений плотности ионизации, наблюдаемых во временной и пространственной окрестности землетрясений. Методом наземного вертикального зондирования (ВЗ) можно получить информацию о максимальной плотности ионизации ионосферы. Данные вертикального зондирования по сети станций представлены в Интернете. Недостатком метода ВЗ является его малый пространственный охват: зондируется ионосфера над станцией характеризующий состояние ионосферы в области с горизонтальными размерами порядка 100 км, преимуществом этого метода является принципиальная возможность получения не интегральной информации о полном электронном содержании ионосферы, как в методе ТЭК, а по отдельным ее областям.

По литературным данным, при исследовании вариаций критической частоты $foF2 \sim \sqrt{N_{max}}$, где N_{max} – максимальная плотность ионизации области F, можно статистически выявить эффекты, предшествующие землетрясениям с магнитудами от M5.5+ [1]. Время проявления сейсмоионосферных эффектов составляет до 5 суток до землетрясений и несколько дней после, эффекты в F-области наблюдались на расстояниях как правило в пределах нескольких сотен км или радиуса Добровольского Rd=exp(M) [2, 3], на б**о**льших расстояниях сейсмоионосферные эффекты наблюдали в отдельных случаях для сильных землетрясений [4].

В работе проведено сравнение пространственно-временных областей возникновения сейсмоионосферных эффектов в F-области за 5 сут до и после землетрясений с глубиной до 300 км по данным станций ВЗ Ташкент и Токио (Kokubunji) при расстояниях до эпицентров R<2000 км. Наблюдается единообразный эффект- увеличение foF2 за 3 сут. до события для землетрясений M5.5+ по материалам станции Ташкент и за 3-4 сут. для землетрясений M6+ по материалам станции Токио. Максимум увеличения наблюдался на расстояниях 1-2 радиуса Добровольского от эпицентра. Достоверность, оцененная методом Монте-Карло, превышала 99%. Средние амплитуды эффектов составляют 1-2%. Увеличение наблюдалось на расстояниях до 1500 км от эпицентров землетрясений, амплитуда увеличения была выше для землетрясений в окрестности Ташкента.

Литература

1. Liu, J.Y., Chen, Y.I., Chuo, Y.J., and Chen, C.S. A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. A05304. doi:10.1029/2005JA011333,2006
2. Pulinets S.A., Boyarchuk K.A. Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer, 2004. 215 p.
3. Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Miachkin V.I. Estimation of the size of earthquake preparation zones // Pure Appl. Geophys. 1979. V. 117. Iss. 5. P. 1025–1044.
4. Huijun Le, Libo Liu, Jann-Yeng Liu, Biqiang Zhao, Yiding Chen, Weixing Wan. The ionospheric anomalies prior to the M9.0 Tohoku-Oki earthquake // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 476–484.

К ВОПРОСУ О 3D ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОМ ПРЕДСТАВЛЕНИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В ОЧАГАХ СИЛЬНЫХ (M≥7.0) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, РАССЧИТАННЫХ ПО УНИВЕРСАЛЬНОЙ МЕТОДИКЕ

Литовченко И.Н., Лютикова В.С.
litovira@rambler.ru, nikki.valo16@gmail.com
Институт сейсмологии МЧС РК, г. Алматы, Казахстан

Сейсмичность Земли за последние несколько лет очень активизировалась. Сильные землетрясения происходят во многих сейсмоактивных регионах Земли. Например, сильные землетрясения в Турции, Марокко, Афганистане, Филиппинах, произошедшие только в 2023 году. Поэтому стало весьма актуальным исследование пространственного и временного представления термодинамических параметров в очагах сильных (M>7.0) землетрясений. С этой целью, на современных сейсмических данных из мирового каталога землетрясений [1], брались сильные (с магнитудой больше 7.0) землетрясения, и проводился расчет термодинамических параметров в их очагах. Расчет этих параметров проводился по универсальной методике [2-4, 7-10]. В результате расчетов получены численные значения некоторых термодинамических параметров, по которым строились их 2-D и 3-D пространственно-временные представления. В ходе исследований применялись оригинальные расчетные формулы из [2-4, 12, 13] для термодинамических параметров в очагах сильных и разрушительных землетрясений с M≥7.0 за период 1900-2023 гг. [1].

На рисунке 1 показаны результаты такого представления. По универсальной методике [2, 13] получены численные значения реологических и термодинамических характеристик в очагах сильных землетрясений Земли. Отметим, что по источникам интернет [2-4, 5, 6, 7, 9]: землетрясения являются источниками информации о физических параметрах земной коры и ее расслоенности. Исходными данными для определения физических характеристик параметров являются магнитуда и энергетический класс землетрясения. Физические параметры в очаговых зонах сильных землетрясений могут быть рассчитаны с применением известных и оригинальных уравнений из [2-4, 7-10, 13]. Уравнения должны удовлетворять особенностям сейсмичности в любом регионе Земли. Численные результаты расчетов термодинамических и реологических параметров землетрясений приведены в таблице 1. Термодинамические параметры землетрясений рассматривались в следующей последовательности: энергия сейсмических волн (lgE); температура среды очага (T°C); температурные напряжения, деформация объема и формы очага; плотность энергии деформирования; потенциальная энергия деформирования очага; предел прочности среды в объеме разрушения; определение соотношения величины потенциальной энергии деформирования; энергии разрушения и др. [2, 7, 13]. Прогнозирование этих параметров имеет существенное теоретическое и практическое значение для количественной оценки геодинамических процессов в коре, а также для целей детализации сейсмотектонического районирования. Это вызывает необходимость определения достоверности полученных результатов. Критерием их правомерности и заключения о физической или, точнее, реологической принадлежности может служить сопоставление с выводами других исследователей [2, 5, 6, 7-13, 14]. Как показано в таблице 1, параметры E и M - энергия и магнитуда землетрясений, V – критическая величина объема очага, U – плотность потенциальной энергии сейсмических волн в единице объема (эрг/см^3), E_k – удельная энергия изменения формы очага, G – объемный модуль упругости, k – постоянная Больцмана, α_v – коэффициент объемного теплового расширения, $\tau_{кр}$ - сбрасываемые очагом добавочные напряжения, σ – нормальная компонента эффективных напряжений, η – вязкость пород в очаге, η_{max} – максимальное значение вязкости верхних слоев Земли. Для каждой магнитуды больше 7.0 были рассчитаны по соответствующим формулам из [2, 7, 13] значения приведенных термодинамических и реологических параметров. При этом: логарифм удельной (объемной) плотности энергии сейсмических волн (lgU) в отличие от (lgV) находится в

прямолинейной зависимости от магнитуды. По источникам [2-4, 5, 6, 7-13] отмечается, что 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. Величина потенциальной энергии сейсмических волн зависит от величины объема очага и практически не зависит от удельной плотности энергии U, что следует из различий в изменениях V и U для диапазона магнитуд от 7.0 до 9.12 (см. таблицу 1). При рассмотрении соотношений между энергией и температурой в очаге землетрясения, 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 авторов [2-4,5,6,7-13, 14] является следствием неравномерного распределения температур и различия физических свойств геологической среды. Показателем концентрации напряжений на глубине служит их разрядка в виде землетрясения. Эмпирические уравнения связи по [2, 7-13], температуры в очаге землетрясения в момент сбрасывания добавочных упругих напряжений с энергией в очаге: $T(K)=196.8K(lgE_{max}–lgE)$, где 196.8K – константа, определяющая количество градусов, соответствующее изменению энергии (Эрг) на один порядок; lgE – логарифм энергии сейсмических волн. lgE_{max} – логарифм максимального значения энергии сейсмических волн используются и при расчете вязкости. Сопоставление значений логарифма энергии сейсмических волн, рассчитанных по методике [2, 13] и температур, вычисленных по уравнениям из обнаруживает, прежде всего 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, например, при температурах 800^0 C, 1200^0C в условиях атмосферного давления 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. Увеличение значений α_v с ростом температур вызвано тем, что ориентировки максимального теплового расширения и максимальной сжимаемости обычно близки. Одновременно изменение температуры и давления в единице объема приводит к частичному взаимному уничтожению их воздействия, что определяет параметр α_v, как среднее значение термоупругого изменения объема. Изменение деформации ε, объемного модуля упругости G и нормальной компоненты эффективных напряжений σ в очаге землетрясений определяются по уравнениям [2,13] с подстановкой полученных значений α_v и соответствующих температур T(K). Согласно данным [2, 3, 4, 7, 8], анализ распределения гипоцентров землетрясений с магнитудами M<5.0 по глубине показывает их концентрацию в вытянутых квазивертикальных больших и малых объемах. Расчетные значения температур для землетрясений с магнитудами $5.0 \le M \le 9.12$ соответствуют температурам кристаллизации составных элементов коры (см. таблицу 1). 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. На практике расчетные данные по сбрасываемым (эффективным касательным) напряжениям $\tau_{кр}$, полученным по уравнению из [2], отвечает характерным напряжениям в очагах большинства катастрофических землетрясений [2-4, 7,14]. Взаимосвязи между значениями магнитуды, энергии сейсмических волн и модулем сдвига, с одной стороны, температурой и эффективными напряжениями – с другой, находятся между собой в обратных соотношениях. С увеличением температуры и, соответственно, эффективных напряжений уменьшаются значения магнитуд, энергии сейсмических волн и модуля сдвига. Эти соотношения в областях сейсмоактивных орогенов создают благоприятную геодинамическую обстановку для развития неотектонических деформаций, частичного плавления вещества коры.

Таблица 1 – Расчетные термодинамические и реологические параметры в очагах сильных землетрясений Земли за 1900-2023 г.г. [1] (Составила Литовченко И.Н.)

M	K	lgE (Эрг)	lgV ($см^3$)	lgU	Ek	T(C)	$G*10^{11}$ дин/$см^2$	α_v $10^{-5}K^{-1}$	$\tau_{кр}*10^8$ дин/$см^2$	ε	$\sigma*10^9$ дин/$см^2$	lgη (П)
7	16.6	23.26	19.86	3.397	3.4	560.0544	3.30203	1.39E-05	4.79	0.01161	3.832	23.767
7.1	16.78	23.39	19.98	3.407	3.41	534.6672	3.40582	1.35E-05	4.94	0.01091	3.715	23.896
7.2	16.96	23.51	20.1	3.417	3.42	509.6735	3.51458	1.31E-05	5.1	0.01024	3.6	24.023
7.3	17.14	23.64	20.21	3.427	3.43	485.0735	3.62863	1.27E-05	5.26	0.00961	3.487	24.148
7.4	17.32	23.76	20.32	3.437	3.44	460.8673	3.74832	1.23E-05	5.44	0.00901	3.376	24.271
7.5	17.5	23.88	20.43	3.447	3.45	437.0544	3.87402	1.19E-05	5.62	0.00843	3.266	24.392
7.6	17.68	24	20.54	3.457	3.46	413.6353	4.00615	1.15E-05	5.81	0.00788	3.159	24.511
7.7	17.86	24.12	20.65	3.467	3.47	390.6096	4.14516	1.11E-05	6.01	0.00736	3.053	24.628
7.8	18.04	24.23	20.76	3.477	3.48	367.9777	4.29152	1.07E-05	6.22	0.00687	2.948	24.743
7.9	18.22	24.35	20.86	3.487	3.49	345.7391	4.44576	1.04E-05	6.45	0.0064	2.846	24.856
8	18.4	24.46	20.96	3.497	3.5	323.8942	4.60847	9.98E-06	6.68	0.00596	2.746	24.967
8.1	18.58	24.57	21.06	3.507	3.51	302.4432	4.78026	9.62E-06	6.93	0.00554	2.647	25.076
8.2	18.76	24.67	21.16	3.517	3.52	281.3856	4.96183	9.27E-06	7.19	0.00514	2.55	25.183
8.3	18.94	24.78	21.25	3.527	3.53	260.7216	5.15394	8.93E-06	7.47	0.00476	2.455	25.288
8.4	19.12	24.88	21.34	3.537	3.54	240.4511	5.35741	8.59E-06	7.77	0.00441	2.362	25.391
8.5	19.3	24.98	21.43	3.547	3.55	220.5743	5.57316	8.25E-06	8.08	0.00407	2.27	25.492
8.6	19.48	25.08	21.52	3.557	3.56	201.0909	5.80219	7.93E-06	8.41	0.00376	2.181	25.591
8.8	19.84	25.27	21.7	3.577	3.58	163.3055	6.30468	7.30E-06	9.14	0.00318	2.007	25.783
9	20.2	25.46	21.86	3.597	3.6	127.0943	6.8753	6.69E-06	9.97	0.00268	1.84	25.967
9.1	20.38	25.55	21.94	3.607	3.61	109.5793	7.19006	6.40E-06	10.43	0.00245	1.76	26.056
9.12	20.42	25.56	21.95	3.609	3.612	106.1233	7.2556	6.34E-06	10.52	0.0024	1.744	26.07356

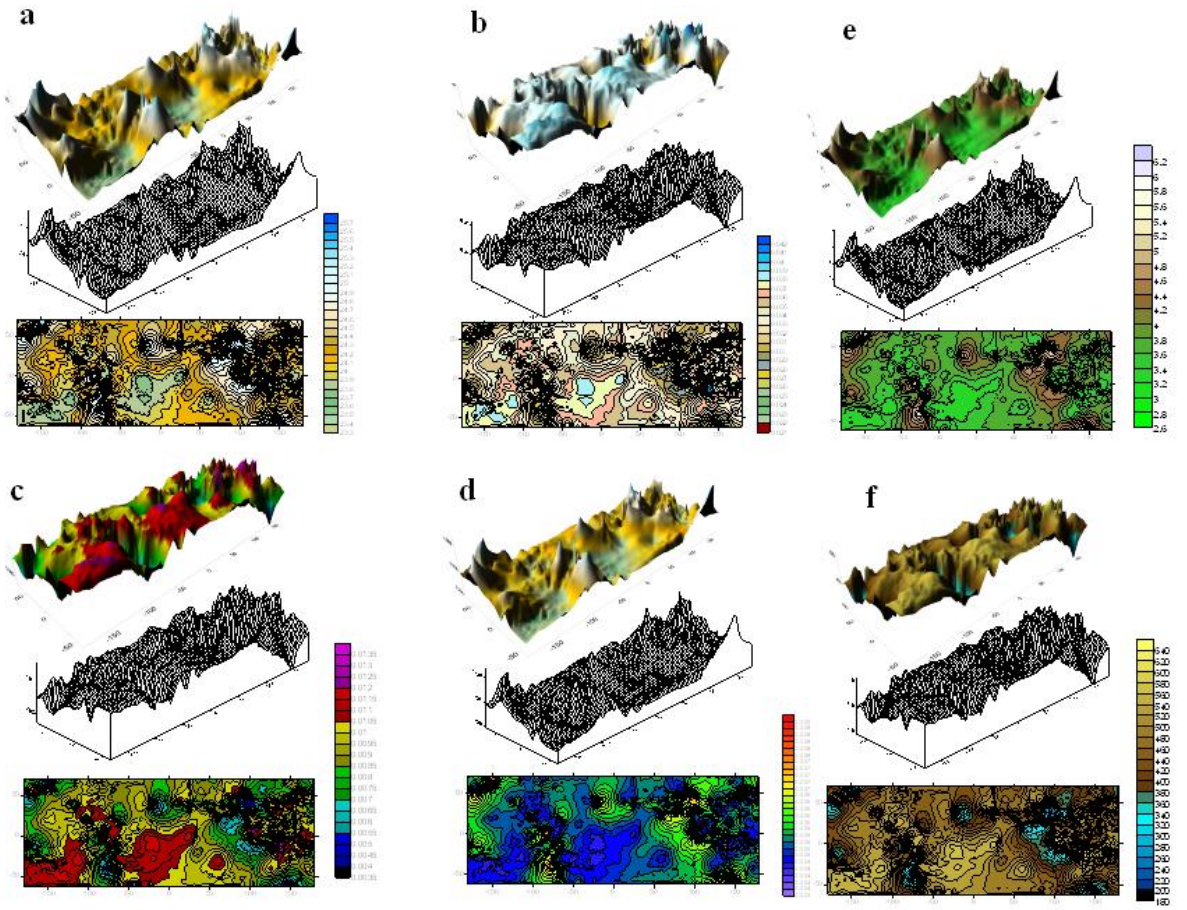


Рисунок 1 – 2-D, 3-D пространственно-временное представление термодинамических параметров в очагах сильных и разрушительных землетрясений (M≥7.0) за период 1900-2023 гг. по мировому каталогу землетрясений [1] (a - логарифма вязкости, b - нормальных эффективных напряжений, c - деформации объема, d - касательных эффективных напряжений, e - объемного модуля упругости, f - температур)

Таким образом, по результатам проведенных исследований на современных сейсмических данных построены 3-D пространственно-временные представления термодинамических параметров в очагах сильных (M≥7.0) землетрясений Земли. Получены численные значения термодинамических и реологических параметров в очагах сильных землетрясений, которые характеризуют физические условия в среде, когда происходят сильные и катастрофические землетрясения.

Литература

1. National Earthquake Information Center – NEIC// http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/
2. Тулиани Л.И. Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы. М.: Научный мир. 1999. 216 с.
3. Тулиани Л.И., Левин Л.Э. Опыт прогноза землетрясений на Кавказе // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389. № 1. С. 108-110. - [Электронный ресурс] http://mars.arbicon.ru/?mdl=content&id=27492
4. Тулиани Л.И. О связи сейсмичности с физическими параметрами тектоносферы // ДАН. 1996. Т. 350. № 6. С. 824-827.
5. Курскеев А.К. Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. Алматы. 2004. 504 с.
6. Курскеев А.К., Казаков В.В., Сыдыков А., Садыкова А.Б., Курскеева Л.А., Литовченко И.Н. Методика и результаты среднесрочного прогноза землетрясений на Северном Тянь-Шане // Тезисы Второго Международного геофизического конгресса Казахстана, г. Алматы, 19-22 мая 1998 г. Алматы. 1998. 1 с.
7. Литовченко И.Н. О физических характеристиках очаговых зон сильных землетрясений в земной коре Северного Тянь-Шаня // Журнал проблем эволюции открытых систем. Алматы. 2007. Вып. 8. Т. 2. С. 63-72.
8. Litovchenko I. Physical conditions in earthquake source of zones strong earthquakes terrestrial crust Northern Tien Shan // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: Тез. докл. Четвертого Междунар. симп., г. Бишкек, 15-20 июня 2008 г. Бишкек. 2008. С. 349-352.
9. Литовченко И.Н. Физические параметры очаговых зон сильных землетрясений земной коры Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. № 5. С. 59-67.
10. Литовченко И.Н. Результаты применения методики расчета физических параметров в очаговых зонах сильных землетрясений земной коры некоторых сейсмоактивных регионов // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. Материалы XVI междунар. конф., г. Воронеж, 20-24 сентября 2010 г. Воронеж. 2010. С. 301-314.
11. Литовченко И.Н. О связи сейсмотектоники очагов сильных землетрясений в некоторых сейсмоактивных регионах Земли // Проблемы сейсмотектоники. Материалы XVII Всерос. конф. с междунар. участием, г. Москва, 20-22 сентября 2011 г. М. 2011. С. 308-314.
12. Литовченко И.Н. О методике расчета параметров в очаговых зонах сильных землетрясений земной коры (на примере Северного Тянь-Шаня) // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии. Сб. докл. 7-го Каз.-Кит. Междунар. Симп. Алматы. 2010. С. 403-407.
13. Литовченко И.Н. Универсальность методики расчета некоторых физических параметров в очаговых зонах землетрясений для сейсмоактивных регионов Земли // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тезисы 5-го Междунар. симп. к 75-летию Ю.А. Трапезникова. (Киргизия, Бишкек, 19–24 июня 2011 г.). В 2 т. Т. 1. Бишкек. 2011. С. 64-67.
14. Аманкулов Т.К. Очаги сильных землетрясений Средней Азии. Бишкек. 1991. 251 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ МЭМС АКСЕЛЕРОМЕТРОВ ДЛЯ ЗАДАЧ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Мартынов Г.П., Грицаенко А.Ю.
mart.gg@mail.ru, anthony.yuriev@ya.ru
Республиканский академический научно-исследовательский и проектно-конструкторский институт горной геологии, геомеханики, геофизики и маркшейдерского дела, г. Донецк, Россия

Рассматриваются особенности микромеханических акселерометров в сравнении с элекродинамическими датчиками. Приведены данные датчиков разных типов, описана проблематика их использования для приёма сейсмических колебаний при проведении опытных исследований по обнаружению зон трещиноватости и скоплений метана на угольных шахтах *в рамках работы № FRSR 2023-0007*.

Проведение подземных работ на угольных месторождениях сопряжено с повышенной опасностью из-за аномальных скоплений метана, которые не всегда выявляются во время геолого-геофизических исследований углеразведочных скважин. Непредвиденное вскрытие коллекторов метана в горном массиве приводит к внезапным выбросам газа и авариям на шахтах [1]. Для обнаружения скоплений метана наряду с активной сейсморазведкой всё чаще используются приём и обработка пассивных сейсмосигналов [2].

Так, одним из перспективных геофизических методов поиска скоплений метана является мониторинг низкочастотного сейсмического фона (микросейсмика), который позволяет оценить напряжённо-деформированное состояние углепородного массива, а также исследовать динамику образования и пространственные характеристики газоносных трещинных структур [3]. Это возможно благодаря тому, что спектр естественного сейсмического фона (шума) в частотном диапазоне 0,1 – 20 Гц для геологических структур, содержащих газ, существенно отличается от спектра структур, вмещающих только воду. Кроме этого, микросейсмические исследования позволяют выявлять закономерности проявления и источники сейсмичности в условиях сильных техногенных помех [4, 5].

Для исследований микросейсмических колебаний необходимы регистраторы (сейсмостанции) фиксирующие данные с датчиков в низкочастотном диапазоне. Например, многие современные регистраторы работают в диапазоне от 0,001 Гц до 100 Гц.

Датчик микросейсмических сигналов – это сейсмоприёмник, работающий с низкоамплитудными сигналами на уровне шумов и преобразующий упругие колебания в электрический сигнал [6, 7]. Сейсмоприёмник фиксирует форму и время прихода волны, что позволяет вычислить её частоту, амплитуду и другие параметры.

По типу измеряемой величины сейсмоприёмники делятся на сейсмографы (измеряющие смещение корпуса), велосиметры (измеряющие скорость) и акселерометры (измеряющие ускорение). По принципу действия сейсмоприёмников выделяют следующие типы: а) пьезоэлектрические или пьезорезистивные датчики, б) электродинамические датчики (геофоны), в) молекулярно-электронные датчики, г) датчики на основе микроэлектромеханических систем (МЭМС).

Благодаря современным технологиям стало возможным создание миниатюрных интегрированных датчиков [8]. МЭМС – это совокупность классических электронных и механических элементов, выполненных в микроисполнениии, как правило, в виде одной группы на единой подложке полупроводника. При этом механические элементы преобразуют сигнал какого-либо воздействия на всю систему или отдельную её часть в механическое перемещение, а интегрированная электроника обеспечивает необходимую обработку и преобразование физических величин в аналоговый сигнал.

В МЭМС акселерометрах, пригодных для решения задач микросейсмического мониторинга, типовым элементом является балка и структуры на её основе в виде решёток

монокристалла (рис. 1). Это распределённая масса, позволяющая получать необходимый информационный сигнал емкостным, резонансным или другими методами.

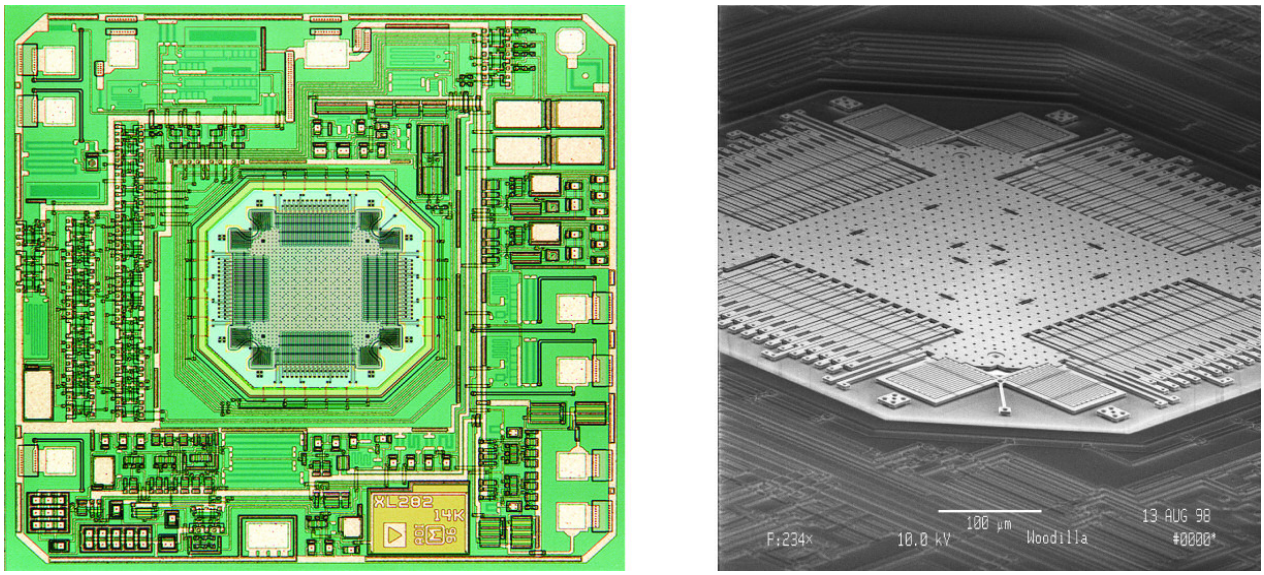


Рисунок 1 – Микроснимок МЭМС акселерометра ADXL203

Сигналы МЭМС акселерометра, находящегося в статическом состоянии, представляют собой проекции вектора силы тяжести на оси прибора. Рабочий диапазон линейных ускорений низкочастотного МЭМС акселерометра может быть диапазоне 0,1-2g.

В таблице 1 приведены основные параметры распространённых сейсмических датчиков – геофонов, молекулярно-электронных и МЭМС датчиков. Из таблицы видно, что акселерометры ADXL203 имеют чувствительность на порядок меньше, чем перечисленные геофоны. В то же время их неоспоримое преимущество – это широкий частотный диапазон, начинающийся от нуля Герц. Также следует отметить, что среди всевозможных сейсмоприёмников по уровню чувствительности особо выделяются широкополосные сейсмоприёмники СМЕ-4211, СМЕ-4311, СМЕ-6011 производства компании Р-Сенсор (г. Долгопрудный). Они выполнены по молекулярно-электронной технологии и сочетают в себе крайне высокую чувствительность и малый уровень шумов. Роль чувствительной массы в них играет электролит, а решётчатый чувствительный элемент демпфирует всю систему, благодаря чему передаточная функция равномерна во всём диапазоне частот.

Таблица 1 – Основные параметры некоторых сейсмоприёмников

Параметр	Тип датчика					
	GS-ONE	DF-7V	GS-20	СВ-20-П	ADXL203	СМЕ-4211
Чувствительность, В/м/с	89	78	19,8	18	3	2000
Частотный диапазон, Гц	4,5 – 120	10-240	10 – 250	20 – 150	0 – 500	0,033 – 50
Интегральный шум, мкв	-	-	-	-	100	57,8 – 152

Сравнение реальных параметров разных датчиков потребовало создания специального электродинамического вибростенда, позволяющего осуществлять прямой способ контроля сейсмоприёмников [9, 10]. Стенд позволяет определять такие параметры, как чувствительность и линейность датчиков, неравномерность их частотных характеристик и собственные частоты, а также устойчивость к воздействию боковых и ротационных колебаний. При этом вибростенд в зависимости от типа и характеристик исследуемых сейсмоприёмников должен иметь возможность работы как режиме обеспечения постоянства колебательных смещений, так и в режимах постоянства скоростей и ускорений.

Для акселерометра ADXL203, в частности, разработана специальная электронная плата со вспомогательными элементами (рис. 2). На ней присутствуют высокостабильные малошумящие стабилизаторы и усилители, источник опорного напряжения, многоканальный АЦП AD7190 разрядностью 24 бит. Полноценный аналоговый тракт нужен потому, что при регистрации микросейсмических колебаний соотношение сигнал/помеха близко к 1, а получаемые данные требуют коррекции с помощью алгоритма обнаружения. Поэтому нужно иметь на плате полноценную вычислительную систему с цифровым и аналоговым интерфейсами.

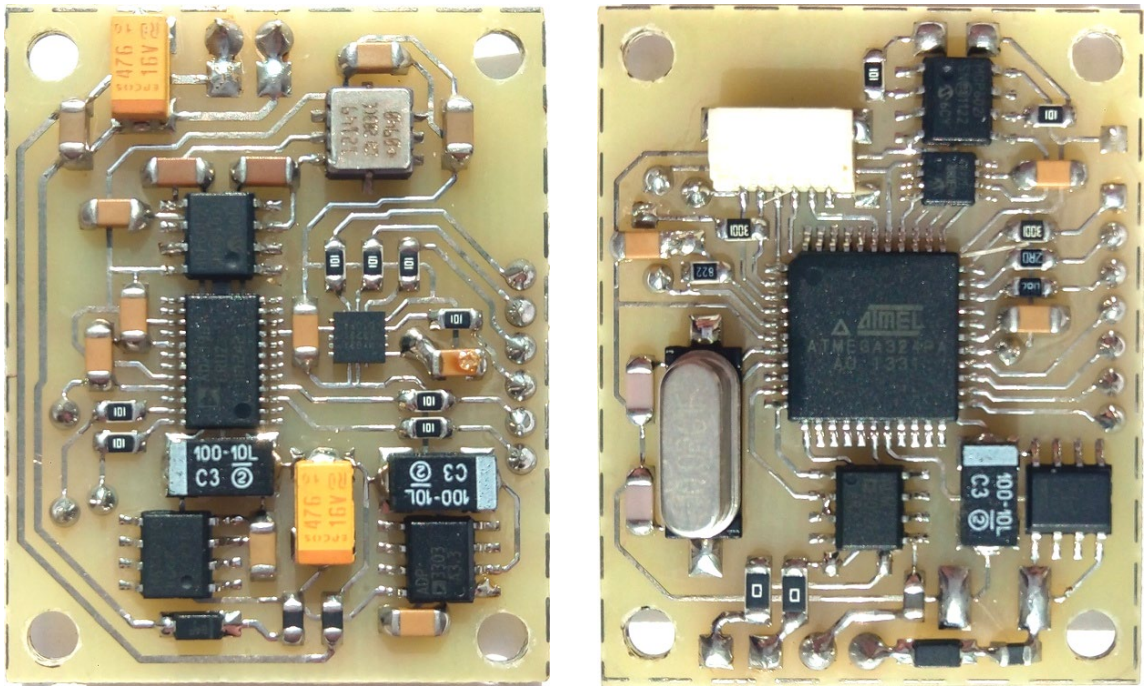


Рисунок 2 – Электронная плата (лицевая и обратная сторона)
для лабораторных испытаний МЭМС акселерометр

Геофоны представляют собой велосиметры, выходной сигнал которых пропорционален скорости волны только на участке частот выше собственной резонансной частоты датчика (например, 10Гц). И хотя ниже резонансной частоты АЧХ геофонов, как правило, достаточно линейна, но фазовый сдвиг остаётся переменным и нелинейным.

Этого лишены МЭМС акселерометры, поскольку их принцип действия основан по сути на измерении ёмкости конденсатора, одной из обкладок которого выступает инертная массы внутри прибора. А значит, во всём частотном диапазоне, начиная от нуля Герц, АЧХ и ФЧХ такого датчика остаются линейными в пределах полосы пропускания. Что является неоспоримым преимуществом при микросейсмическом мониторинге.

Несмотря на данное преимущество, уровень шумов на выходе МЭМС акселерометров растёт с уменьшением частоты. Так, для акселерометра ADXL203 при частоте <5Гц среднеквадратичный шум на выходе возрастает почти в два раза. Бороться с этим явлением можно используя технику передискретизации или уплотнения выборок АЦП [11]. В первом случае увеличивается динамический диапазон, во втором – отношение сигнал/шум, что крайне важно при микросейсмическом мониторинге. Если чувствительность МЭМС датчика является функцией параметров его микромеханической системы, то порог красного шума будет основным теоретическим ограничением для величины минимального уровня шума отдельно взятого сейсмоприёмника. Благодаря высокому значению резонансной частоты МЭМС акселерометра любое воздействие на корпус прибора будет однозначно воспринято чувствительным элементом как ускорение. Это обеспечивает таким датчикам прекрасную линейность во всём диапазоне рабочих частот.

Литература

1. Иванов Л.А. Скоростные параметры аномального скопления метана, определенные по петрофизическим данным // Труды РАНИМИ. Сб. науч. тр. Донецк. 2023. №. 22-23 (37-38). С. 50-60.
2. Горбатиков А.В. и др. Технология глубинного зондирования земной коры с использованием естественного низкочастотного микросейсмического поля // Изменение окружающей среды и климата. Монография. Т. 1. Ч. 2. М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 223-236.
3. Иванов Л.А., Туманов В.В., Савченко А.В. Структурно-геодинамические предпосылки использования микросейсм для поиска аномальных скоплений метана // Труды РАНИМИ. Сб. науч. тр. Донецк. 2022. № 16-17 (31-32). С. 46-59.
4. Анциферов А.В., Туманов В.В., Новгородцева Л.А., Мартынов Г.П., Бородин Д.С., Ялпута Е.А. Помехи и шумы микросейсмических сигналов на примере мониторинговых наблюдений в Донбассе // Труды РАНИМИ. Сб. науч. тр. Донецк. 2023. № 22-23 (37-38). С. 137-147.
5. Камбурова Л.А., Мартынов Г.П., Грицаенко А.Ю. Приём и первичная обработка геофизических пассивных сигналов // Труды РАНИМИ. Сб. науч. тр. Донецк. 2023. № 22-23 (37-38). С. 101-111.
6. Райфельд М.А., Соколова Д.О., Спектор А.А. Пассивная сейсмическая локация: аппаратное и базовое программное обеспечение // Вычислительные технологии. Журн. ФИЦ ИВТ СО РАН. 2016. Т. 21. № 1. С. 116-126.
7. Туманов В.В., Мартынов Г.П., Молошникова Н.Б., Деговцов И.В., Горбунов И.Э., Сафин А.А. Регистратор микросейсм // Труды РАНИМИ. Сб. науч. тр. Донецк. 2023. № 20-21 (35-36). С. 27-32.
8. Нанотехнологии в электронике. Монография. / Под ред. Ю.А. Чаплыгина. М.: Техносфера. 2005. 448 с.
9. Гик Л.Д. Методы определения параметров сейсмоприемников / Институт геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск. 1990. 44 с.
10. Иориш Ю.И. Виброметрия: измерение вибрации и ударов. Общая теория, методы и приборы. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Машгиз. 1963. 771 с.
11. Басараб М.А., Кравченко В.Ф., Матвеев В.А. Математическое моделирование физических процессов в гироскопии. Монография. М.: Радиотехника. 2005. 176 с.

О ВАРИАЦИЯХ МАГНИТНОГО ПОЛЯ, СОПРОВОЖДАЮЩИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ С АФТЕРШОКОВЫМИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯМИ

Мухамадеева В.А.
winny64@mail.ru
Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Аномальные вариации геомагнитного поля отражают происходящие в земной коре изменения напряженно-деформированного состояния среды, связанные в том числе и с подготовкой и реализацией землетрясений.

В пределах Бишкекского геодинамического полигона (БГП) геомагнитные наблюдения с регистрацией модуля полного вектора T магнитного поля производятся с 1982 года по сети, насчитывающей в настоящее время 7 стационарных и 9 рядовых пунктов. При обработке данных наблюдений используется общепринятая разностная методика относительно базовой станции Ак-Суу. Ниже приводятся фрагменты временных рядов ΔT только по стационарным пунктам геомагнитного мониторинга начиная с 1996 г., на которых наблюдение ведется круглосуточно.

Однако прежде чем приступить к анализу выявленных вариаций ΔT, следует дать некоторую характеристику рассматриваемой территории с точки зрения сейсмологии. И поскольку в данной работе основной акцент делается на сейсмических событиях с афтершоковыми последовательностями, то имеет смысл воспользоваться результатами исследований, приведенных в работе [1]. Ниже приводится каталог землетрясений, умеренных (с $K \geq 11.5$ или $M \geq 4.2$) и слабых (с $10 \leq K \leq 11.5$ или $3.3 < M < 4.2$), сопровождавшихся 10-ю и более афтерщоками (*N aft*) на территории БГП и в его ближайших окрестностях в период с 1996 по 2017 гг.

Таблица 1 – Каталог землетрясений с афтершоковыми последовательностями

nn	date	time	Y	X	h, km	K	N_{aft}	$T_{aft,\ дни}$
1	14.05.96	12:45:27	41,5365	74,9675	21,2	11,5	14	168,0
2	16.06.96	19:39:14	42,5015	72,9087	9,0	10,4	24	358,8
3	27.02.99	17:15:14	41,2730	76,6025	0,0	11,7	13	11,0
4	24.05.99	7:39:21	42,6603	75,0395	6,8	10,7	15	138,7
5	22.05.03	18:11:55	42,9887	72,8137	7,0	14,3	70	1264,6
6	16.01.04	9:06:17	42,5493	75,2970	14,0	13,7	30	602,3
7	13.05.04	22:37:09	42,6127	74,6222	12,6	10,2	26	270,2
8	05.07.05	3:07:24	41,5977	74,7580	18,4	12,5	17	564,9
9	07.07.05	19:22:05	42,6567	74,8355	11,9	10,9	12	204,6
10	27.12.05	0:55:30	42,7105	75,8948	6,2	11,6	13	301,2
11	28.12.05	1:52:48	42,6888	75,4103	12,5	11,9	13	19,5
12	08.11.06	2:21:26	42,5652	75,3558	18,6	13,4	34	704,3
13	25.12.06	20:00:58	42,1123	76,0322	0,1	14,8	53	1242,9
14	02.03.10	1:55:36	42,4325	75,6610	19,3	13,3	32	894,6
15	18.03.11	9:36:26	43,0163	74,9478	16,3	12,2	22	616,9
16	24.12.11	9:20:07	41,6377	73,1920	11,2	12,0	10	209,5
17	23.11.13	9:42:06	42,4270	75,6870	9,9	13,5	15	91,9
18	10.07.15	0:31:57	41,1368	74,1340	0,0	11,4	14	300,4
19	08.02.16	10:24:12	42,5898	75,1535	10,3	10,2	33	285,1
20	21.04.17	0:55:43	42,5907	75,1643	11,9	11,7	72	223,3

Как видно на рисунке 1, большая часть эпицентров главных событий сосредоточена на Киргизском хребте, на всем его протяжении, а также на западных границах хребтов, оконтуривающих оз. Иссык-Куль с севера и с юга. Меньшая часть находится на территории срединного Тянь-Шаня (южнее широты 42°) и на границе с юго-западным Тянь-Шанем, вдоль Ферганского хребта – на его северо-восточных склонах [1].

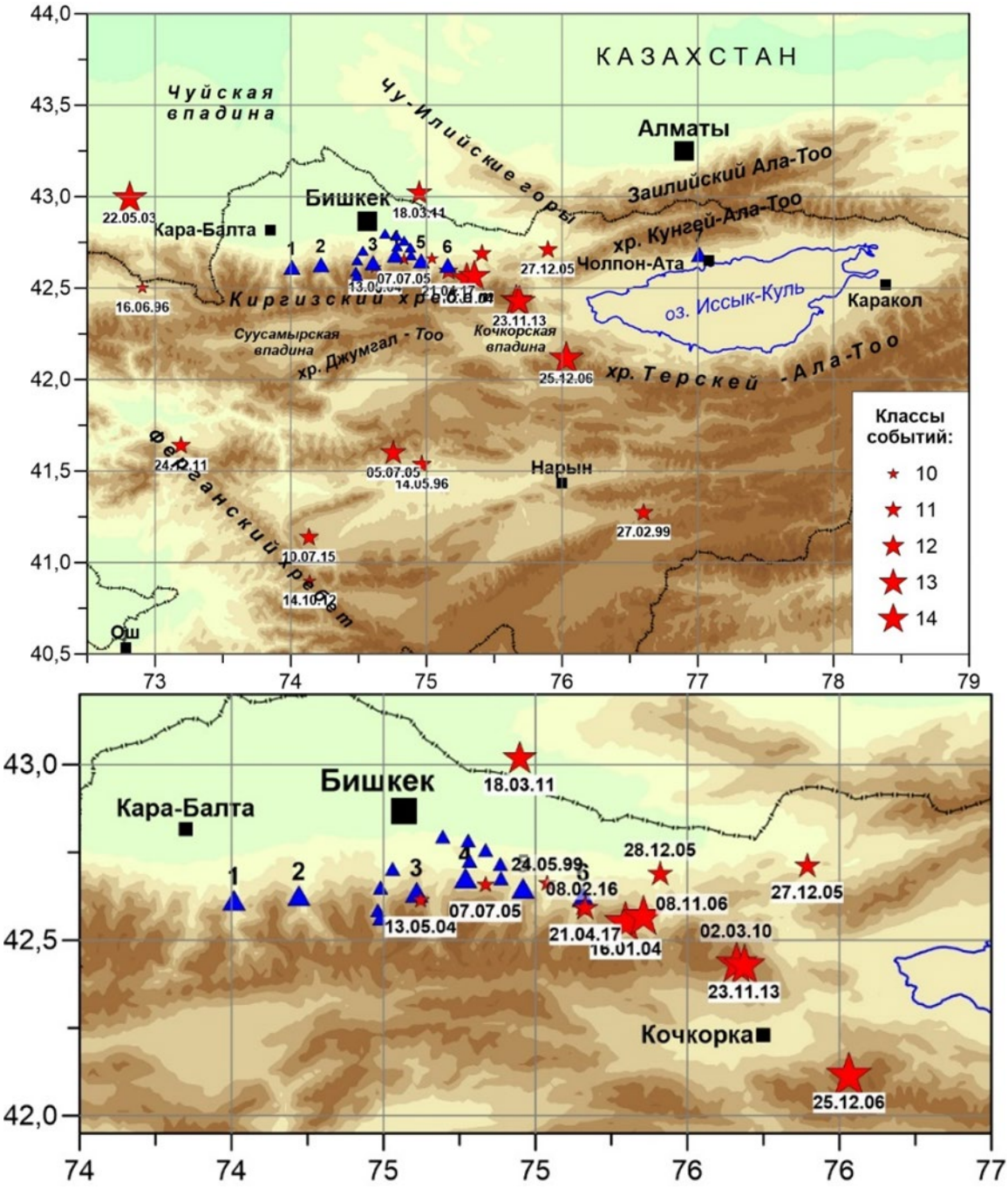


Рисунок 1 — Положение эпицентров главных событий афтершоковых последовательностей на БГП (41.5°–43.5°с.ш.—73°–77° в.д.) и в его окрестностях. Синими треугольниками обозначены стационарные пункты геомагнитных наблюдений: 1-Аксу; 2-Шавай; 3-Чункурчак; 4-Таш-Башат; 5-Иссык-Ата; 6-Кегеты; 7-Карагай-Булак.

Согласно таблице 1 и гистограмме распределения выделенной в результате реализации сейсмических событий по годам (рисунок 2), наиболее «урожайными» на землетрясения оказались годы с 2003 г. по 2006 г. Отобранные для рассмотрения афтершоковые последовательности в графическом виде представлены на рисунке 3.

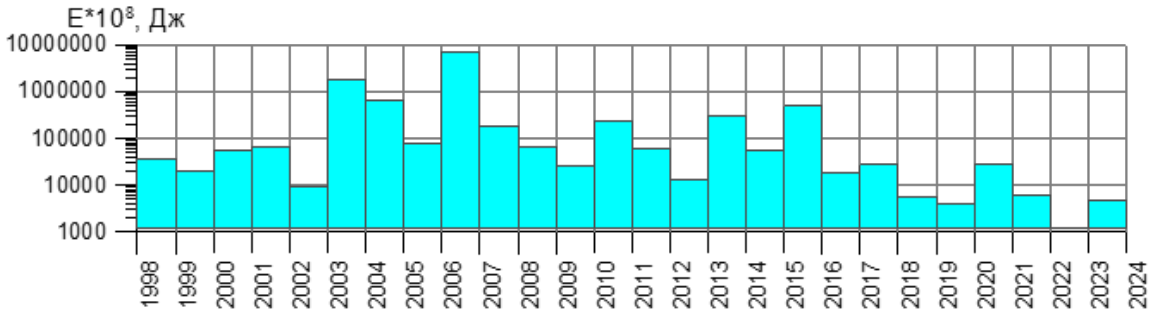


Рисунок 2 — Гистограмма распределения выделившейся при землетрясениях энергии E (Дж) в разные годы

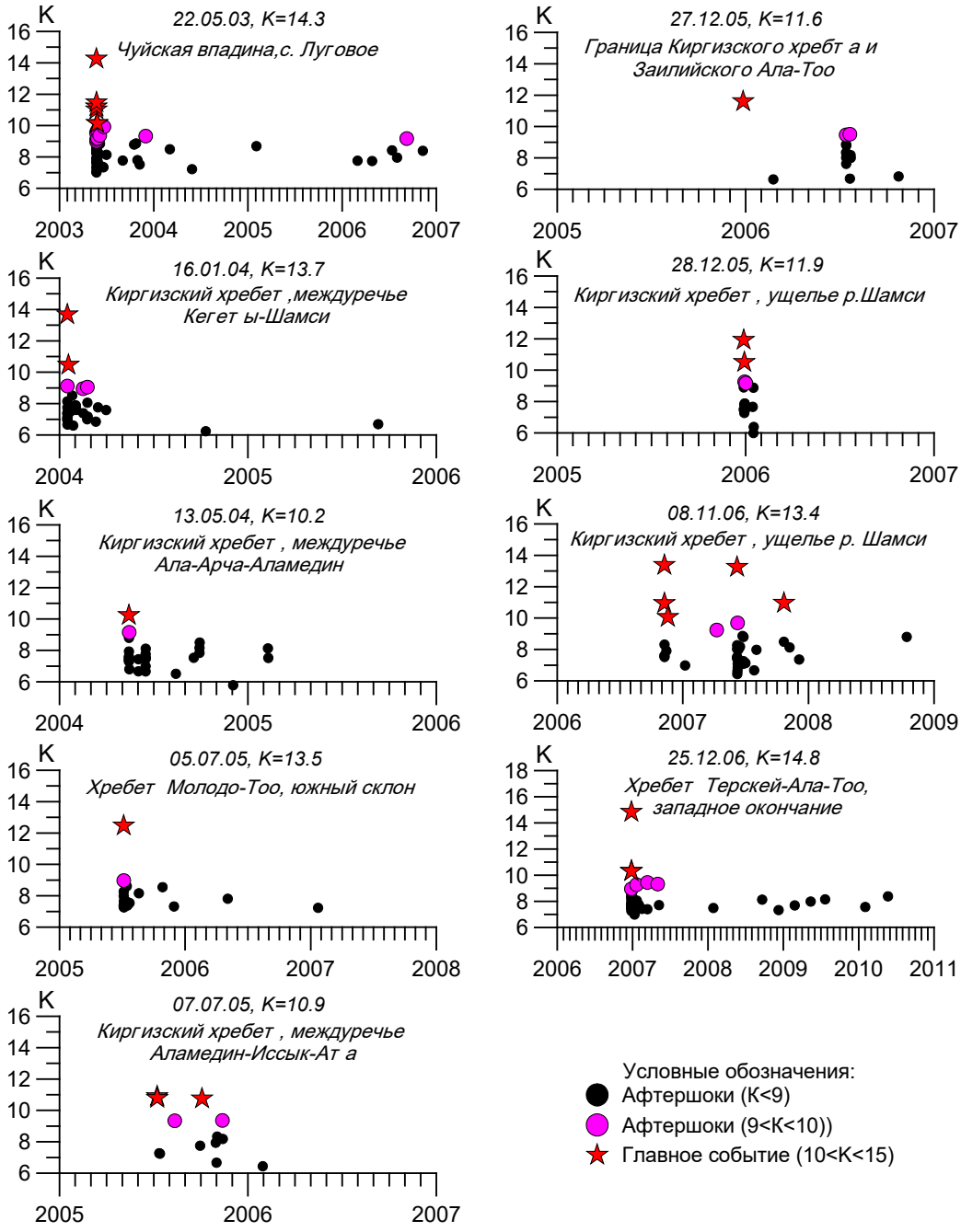


Рисунок 3 – Временные ряды афтершоковых последовательностей

Несомненно, события, сопровождающиеся большим числом афтершоков, находят свое отражение на графиках разности модуля полного вектора магнитного поля ΔT (рисунок 4). Причем в некоторых случаях это происходит иногда в два и даже в три этапа, когда между афтершоками, относящимися к одному и тому же событию, существует разрыв во времени, и каждый последующий этап начинается с события 9-10-го класса.

Как показал анализ временных рядов ΔT, заметными аномальными изменениями геомагнитного поля фиксируются землетрясения и их афтершоки, когда их эпицентры расположены в пределах сети мониторинга или на незначительном удалении от нее. Имеет значение и энергетический класс землетрясения. Тогда вариациями ΔT отмечаются и удаленные от сети сейсмические события, как. например, Луговское землетрясение, произошедшее 22.05.2003 с К=14.3 и сопровождавшееся 70 афтершоками в течение 3.5 лет (таблица 1). На рисунке 4 четко видно, что указанному событию предшествует преимущественно плавный спад ΔT на большинстве станций сети в течение 2 недель и до одного месяца, на пункте Чункурчак накануне землетрясения резкий спад ΔT сменяется спокойным периодом в течение месяца, а на самом удаленном пункте Карагай-Булак (в 340 км от очага) подготовке землетрясения предшествует, наоборот, монотонный рост ΔT на 1.7 нТл.

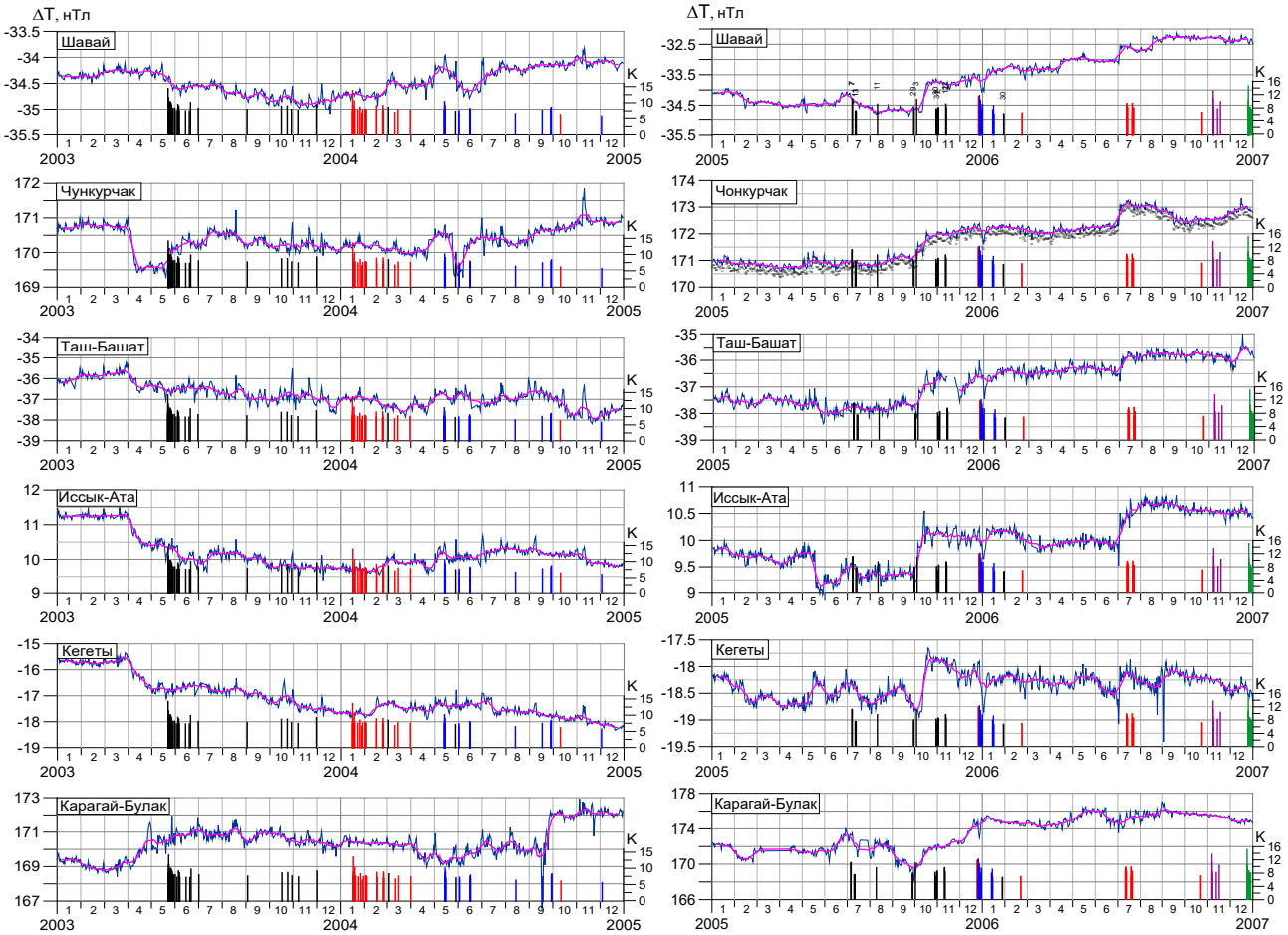


Рисунок 4 – Фрагменты временных рядов ΔT для стационарных пунктов наблюдения с вынесенными под ними шкалами землетрясений. Черным, красными и синим цветом обозначены главные события и их афтершоки, имевшие место 22.05.03, 16.01.04 и 13.05.04 (слева) и 07.07.05, 27.12.05, 28.12.05, а также 08.11.06 и 25.12.06 дополнительно фиолетовым и зеленым цветом (справа)

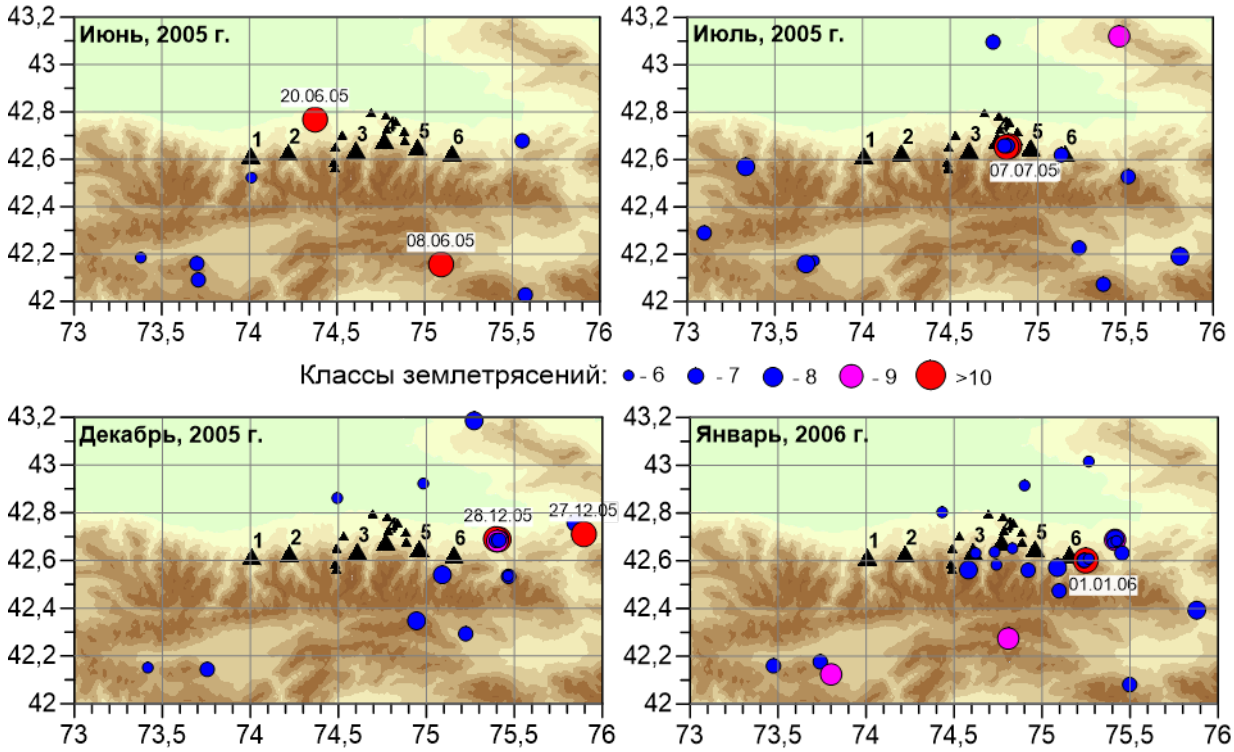


Рисунок 5 – Сейсмическая обстановка в отдельные месяцы 2005-2006 гг.

Наблюдаемые на графиках заметные «всплески» ΔT в период реализации афтершоков могут быть связаны с одиночными событиями 10-го, реже 9-го класса, как например, на рисунке 5.

Представленная выше информация – это лишь незначительные фрагменты более чем 40-летних наблюдений геомагнитного поля. На основе накопленного опыта наблюдений за поведением магнитного поля в пределах БГП можно отметить следующее:

– имеют место различия в протекании вариаций на разных геомагнитных станциях сети, что может быть связано с расположением конкретной станции относительно источника деформационного процесса; с различием физических, в том числе и магнитных свойств пород, подстилающих конкретную геомагнитную станцию; с разным геологическим и геоэлектрическим строением разреза под каждой из станций;
– в трактовке аномалий ΔT порой нет однозначности (иначе говоря, или их не к чему «привязать», или трудно идентифицировать на фоне проявления слабой сейсмичности внутри сети и влияния эффектов от удаленных, но более сильных землетрясений) и т.д.

Анализ аномальных изменений магнитного поля, вызванных землетрясениями с K>10, сопровождавшихся афтершоками, показал, что имеют значение энергетический класс землетрясения (главного события), количество афтершоков, особенно в первые часы, дни после реализации главного события, а также расстояния до очага – землетрясения с афтершоками, расположенные далеко к югу от сети мониторинга (рисунок 1), практически никак не отмечаются на графиках ΔT, хотя и в этом случае есть исключение: упомянутое выше Луговское землетрясение 22.05.2003 с K=14.3, расположенное в 340 км к западу от самой удаленной станции сети Карагай-Булак, не только «отметилось» на графике ΔT, но ему предшествовал не спад, как на большинстве станций сети, а рост значений ΔT.

Литература

1. Мухамадеева В.А., Сычева Н.А. Об афтершоковых процессах, сопровождающих умеренные и слабые землетрясения на территории Бишкекского геодинамического полигона и в его окрестностях // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 3. С. 165-180.

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ВАРИАЦИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ НА ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НОКФАСС–МЕТОДА

Нигматуллин Р.Р.[1], Белов А.П.[2], Ерохин А.М.[3]
erokhin_am@petroviser.ru
[1] Казанский национально-исследовательский технический университет им. А.Н. Туполева, г. Казань, Россия
[2] Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, г. Москва, Россия
[3] ООО «Петровайзер», г. Тверь, Россия

В последнее время растет интерес к изучению и анализу длинноволновых составляющих потенциальных полей, и, в частности, изучению временных вариаций поля силы тяжести, поскольку они обеспечивают данные о кинематике и динамике Земли для решения ряда фундаментальных и прикладных задач геофизики [1]. Особый интерес представляют изменения силы тяжести, вызванные внутренними геодинамическими процессами. Изменения силы тяжести, связанные с землетрясениями и активным вулканизмом, имеют большое значение как предвестники этих явлений. Измерения до и после активной фазы важны для разработки динамических моделей накопления и разрядки напряжений при землетрясениях и пониманию процессов их подготовки, а также построению моделей миграции вещества магмы и вариаций плотности в вулканах.

В данной работе был проведен анализ случайных колебаний индикатора гравиметра ГНУ-КВ с целью определения его АЧХ характеристик. После оцифровки двухчасового видеофайла записи с шагом 5 отсчетов в секунду был получен временной ряд дискретных значений, включающий в себя 36000 отсчетов [2]. Для более детального анализа временной ряд был разделен на матрицу $N \square M$, которая включает в себя N=600 строк и M=60 столбцов.

Для нахождения необходимых статистических параметров был применен метод, определенный как Неортогональный Комбинированный Фурье Анализ Сглаженных Сигналов (НОКФАСС) [3]. Этот метод позволяет определить амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) широкого набора случайных процессов [4].

Применение НОКФАСС метода основано на резонансном свойстве функции Дирихле и симметрии частотного спектра Фурье и поэтому этот метод *не* требует дополнительных аргументов для его обоснования. Отличие от традиционного преобразования Фурье состоит в том, что линейный спектр Фурье $\omega(k) = 2\pi k / T \equiv \omega_0 k$ заменяется на усеченный спектр $\omega(k) = a \cdot k + b$, где параметры a, b и величина конечной моды K (k=0,1,…,K) находятся из минимума относительной ошибки. Формула разложения в НОКФАСС спектр имеет вид:

$$S(t) \cong F(t) = A_0 + \sum_{k=0}^{K} \left[Ac_k \cos\left(\omega(k) \cdot t\right) + As_k \sin\left(\omega(k) \cdot t\right) \right] =$$

$$= A_0 + \sum_{k=0}^{K} \left[Amd_k \cos\left(\omega(k) \cdot t - Ph_k\right) \right], \ \omega(k) = a \cdot k + b, \qquad (1)$$

$$Amd_k = \left(Ac_k^2 + As_k^2 \right)^{1/2}, Ph_k = arctg\left(\frac{As_k}{Ac_k} \right).$$

Здесь $S(t)$ – исходный квазигармонический сигнал, $F(t)$ его приближенное разложение, остальные линейные параметры A_0, Ac_k, As_k находятся с помощью линейного метода наименьших квадратов (ЛМНК).

Результатом таких процедур является получение некоторого конечного набора амплитуд базовых функций (A_0, Ac_k, As_k) суперпозиция которых с заданной точностью представляет исходные данные. Такая параметризация позволяет извлечь из данных наблюдений минимальный набор наиболее существенных параметров, характеризующих

изучаемую систему или процесс. Фактически, параметризация временного ряда вариаций гравитационного поля является редукцией (сверткой) массивов данных наблюдений к компактному набору небольшого количества параметров. Для иллюстрации НОКФАСС метода выберем случайным образом любую колонку их матрицы данных (пусть эта колонка будет тридцатой, т.е *s*=30).

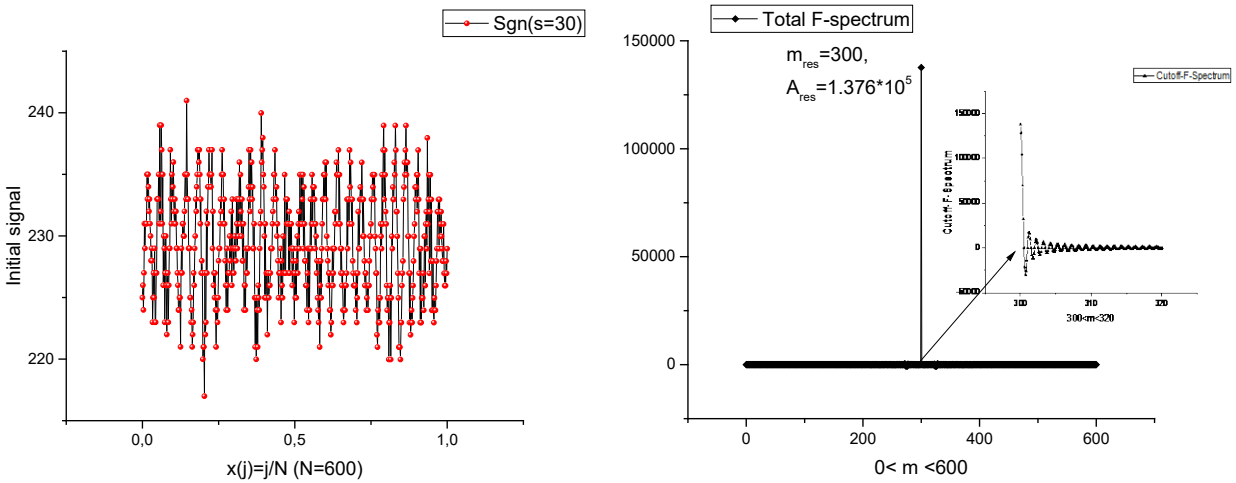


Рисунок 1 – Слева изображен исходный сигнал, справа его полный F-спектр. Резонансная частота перекрывает остальные частоты примерно в 100 и 1000 раз. На малом рисунке справа показан усеченный спектр, используемый в спектре НОКФАСС.

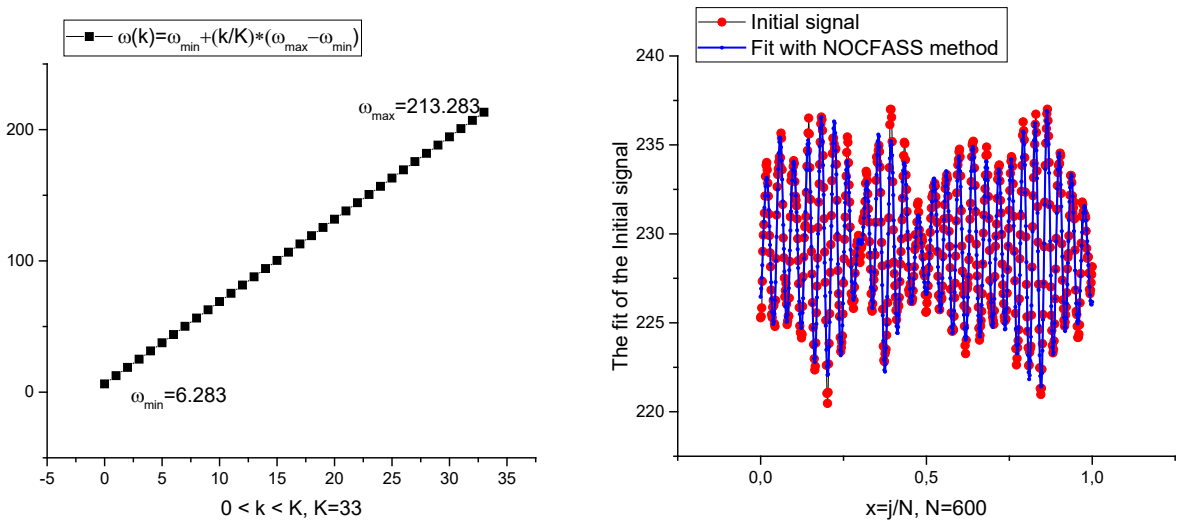


Рисунок 2 – Слева показан усеченный НОКФАСС спектр, справа подгон исходного сигнала, осуществленный с помощью формулы (1). Точность подгона 0.01%

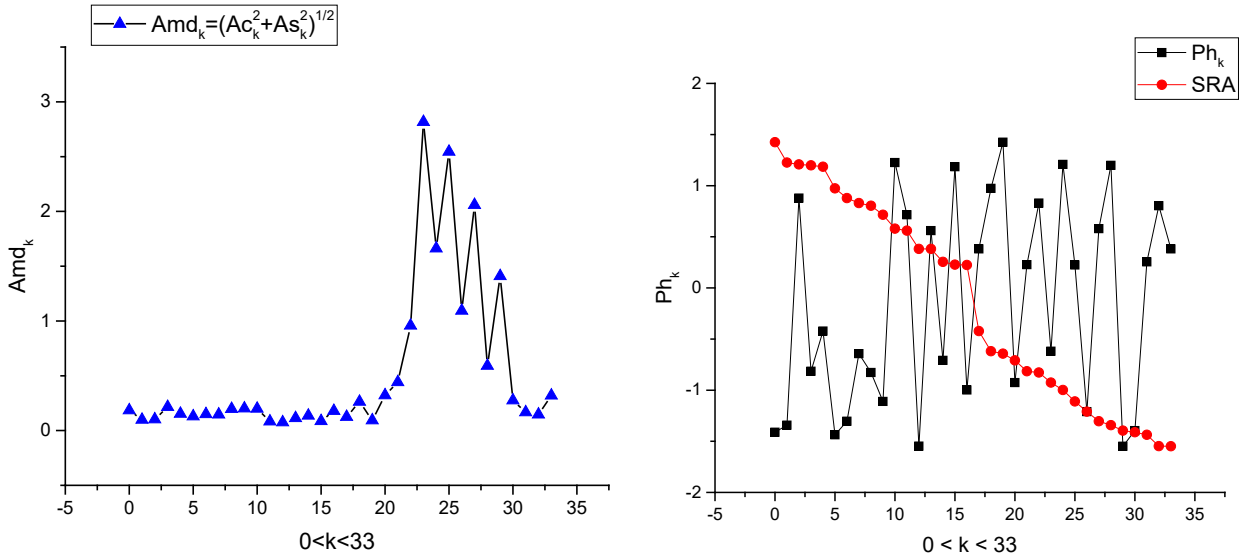


Рисунок 3 – Слева показана зависимость модуля амплитуды Amd_k (см. выражение (1)) и фазы Ph_k, которые в конечном счете образуют искомую АЧХ. Если сравнить исходное число точек (N=600) со сжатием данных в методе НОКФАСС, то для воспроизведения исходной кривой, показанной на Рис.2 (справа) требуется уже всего 33*2=66 параметров, входящих в выражение (1). К ним можно добавить ещё пару параметров как величину константы A_0=229.335 (из (1)) и величину относительной ошибки подгонки □=0.012%.

Применение метода НОКФАСС позволяет восстановить исходные данные с высокой степенью точности (до 1%), и извлечь из данных наблюдений минимальный набор наиболее существенных параметров, характеризующих изучаемый нами процесс. Это значительно приближает нас к построению математической модели временного поведения системы в целом, а также позволит выяснить, какие физические процессы не до конца изученной природы продуцируют наш данный временной ряд.

Литература

1. Торге В. Гравиметрия / Пер. с англ. Г.А. Шанурова; под ред. А.П. Юзефовича. М.: Мир. 1999. 428 с.
2. Белов А.П., Лобанов А.М., Утесинов В.Н., Ерохин А.М., Венедиктов К.В. Статистический анализ функции распределения колебаний индикатора кварцевого гравиметра // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 50-й юбилейной сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова, г. Москва, 29 января–2 февраля 2024 г. М.: Перо. 2024. С. 38-41.
3. Nigmatullin R.R., Rybin A.K., Nepeina K.S., Kaznacheev P.A. NOCFASS: Quantitative description of the seismic noise-like signals in the earthquake-prone areas. Measurement. 2021. 185 (4). 110020. https://doi.org/10.1016/j.measurement.2021.110020.
4. Nigmatullin Raoul R., Alexandrov Vadim S., Praveen Agarwal Shilpi Jain, Necati Ozdemir. Description of Multi-Periodic Signals Generated by Complex Systems: NOCFASS - New Possibilities of the Fourier Analysis. Numerical Algebra, Control and Optimization. 2022. № 14 (1). https://doi:10.3934/naco.2022008.

ПРИМЕНЕНИЕ R/S АНАЛИЗА (МЕТОД ХЁРСТА) ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВАРИАЦИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Нигматуллин Р.Р.[1], Белов А.П.[2], Ерохин А.М.[3]
erokhin_am@petroviser.ru
[1] Казанский национально-исследовательский технический университет им. А.Н. Туполева, г. Казань, Россия
[2] Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, г. Москва, Россия
[3] ООО «Петровайзер», г. Тверь, Россия

Для правильного понимания функционирования механизма вариаций гравитационного поля необходим набор наиболее существенных параметров, характеризующих изучаемый процесс, регистрируемый обычно в виде бесконечного временного ряда. Ввиду того, что данный процесс основан на изучении временных рядов, полученных в результате измерения колебаний индикатора гравиметра, то возникает необходимость построения математической модели временного поведения системы взаимодействия, возникающей от временной проекции различных физических процессов неизученной природы, которые вбирает в себя анализируемый временной ряд. С математической точки зрения это задача формулируется как проблема аппроксимации данных некоторой функцией или уравнением (системой уравнений) в выделенном пространстве признаков. В процессе выбора такого информационного пространства возникает ряд важных вопросов по обоснованию полноты набора параметров в этом пространстве:

- обоснование количества параметров необходимых и достаточных для идентификации изучаемого объекта;
- информативность расчетных параметров для анализа изучаемой системы;
- характер связи и перехода между измеряемыми переменными и переменными математической модели.

Существует множество подходов и традиционных методов анализа временных рядов произвольной природы. Одним из достаточно простых и эффективных методов анализа нестационарных временных рядов является метод Хёрста (Hurst), так называемый R/S-анализ. Метод устойчив, содержит минимальные предположения о системе, продуцирующей ряд, и его с успехом можно использовать для параметризации и классификации временных рядов, которые описывают отклик некоторой сложной системы. Основная идея состоит в том, чтобы определить, насколько сильно текущие значения временного ряда зависят от его предыдущих значений.

Анализ Хёрста помогает понять, является ли ряд случайным (шумом), имеет тенденцию к тренду или обладает циклическими свойствами. R/S-анализ можно определить как метод накопленного отклонения или, другими словами, как метод нормированного размаха с использованием показателя Хёрста. Согласно этому методу, анализируется размах суммы отклонений данных от среднего арифметического для выделенного отрезка временного ряда τ, нормированный путем деления на стандартное отклонение. Суммы отклонений подсчитываются для различных периодов времени и для различного количества последовательных моментов времени, которые выступают в качестве масштаба измерения.

Показатель Хёрста, определяется из следующего соотношения [1]:

$$R/S(\tau) = A\tau^H \quad (1)$$

где R/S – нормированный размах (отношение размаха временного сигнала к стандартному отклонению наблюдений), вычисленный для текущего временного отрезка ряда длиной τ; A – некоторая константа; H – показатель Хёрста. Этот показатель количественно характеризует меру упорядоченности амплитуд измеряемого параметра во времени, уровень хаотичности временного сигнала и его фрактальные характеристики.

Используя это метод Хёрста, был проведен анализ случайных колебаний индикатора

гравиметра ГНУ - КВ. После оцифровки двухчасового видеофайла записи с шагом 5 отсчетов в секунду был получен временной ряд дискретных значений, включающий в себя 36000 отсчетов [3], охватывающий 2-х часовой временной интервал.

В результате обработки этого временного ряда был выполнен перебор значений с минимальным значением окна **- min_window** (от 10 до 130, шаг 30) и максимальным значением окна **- max_window** (от 60 до 990, шаг 30).

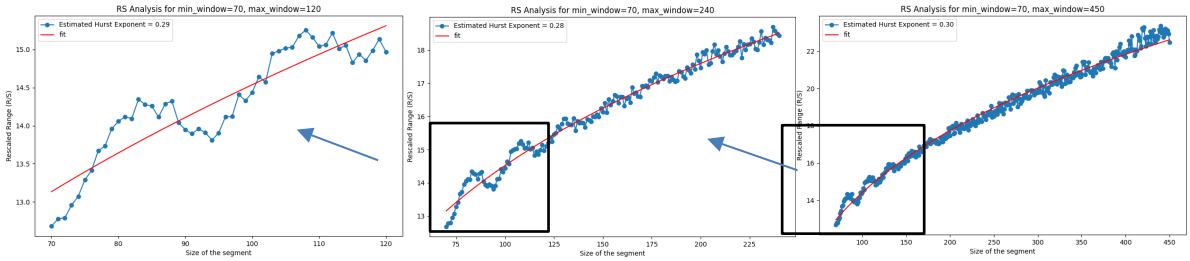


Рисунок 1 – Поведение R/S отношения для окон в интервалах от 70 до 120, от 70 до 240, от 70 до 450

На выходе получается по одному графику на пару мин-макс окна, потому что анализируется изменение R/S (масштабированный диапазон) в зависимости от размера окна (от **min_window** до **max_window**). Каждая точка на этом графике представляет среднее значение R/S для всех сегментов определённого размера. Изменяя размер окна от минимального к максимальному, получается серия точек, которые вместе формируют график. Этот график иллюстрирует, как свойство автокорреляции (или "память") в данных меняется на разных масштабах времени.

По сути, такой предварительный анализ временного ряда с использованием различных окон **min_window** и **max_window** позволяет исследовать временные ряды на различных уровнях детализации, но результаты интегрируются в один график для удобства интерпретации и анализа. Это дает наглядное представление о наличии или отсутствии долгосрочных зависимостей в данных, а также о характере этих зависимостей.

Значение показателя H указывает на характер временного ряда: $H < 0.5$ означает *антиперсистентность* (значения временного ряда склонны к чередованию), H=0.5 соответствует случайному ходу, а величина H:>0.5 указывает на *персистентность* или долговременную память.

В результате анализа полученных данных для разных временных интервалов сохраняется четкая зависимость показателя Херста $H < 0.5$. Это позволяет сделать вывод о наличии цикличности, то есть значения временного ряда склонны к чередованию.

Для более детального анализа временной ряд был разделен на матрицу $N \times M$, которая включает в себя N=3000 строк и M=12 столбцов.

При этом был использован метод собственных координат для функций, содержащих нелинейные подгоночные параметры [2]. Этот метод позволяет свести подгоночную функцию, содержащую изначально нелинейные параметры к традиционному методу наименьших квадратов (МНК).

Для увеличения точности подгонки функции $R/S(\tau)$ бала использована 3-х степенная функция

$$\mathrm{Pr}_3(t) = \begin{cases} = \sum_{p=0}^{2} A_p t^{\nu_p} \\ = A_0 t^{\nu_0} + A_1 t^{\mathrm{Re}(\nu_1)} \cos\left(\left|\mathrm{Im}\left(\nu_1\right)\right| \ln(t)\right) + A_2 t^{\mathrm{Re}(\nu_1)} \sin\left(\left|\mathrm{Im}\left(\nu_1\right)\right| \ln(t)\right) \end{cases} \quad (2)$$

Для подгона (фитинга) $R/S(t)$ ветвей с помощью функции (2), было взято окно для расчетов w=30.

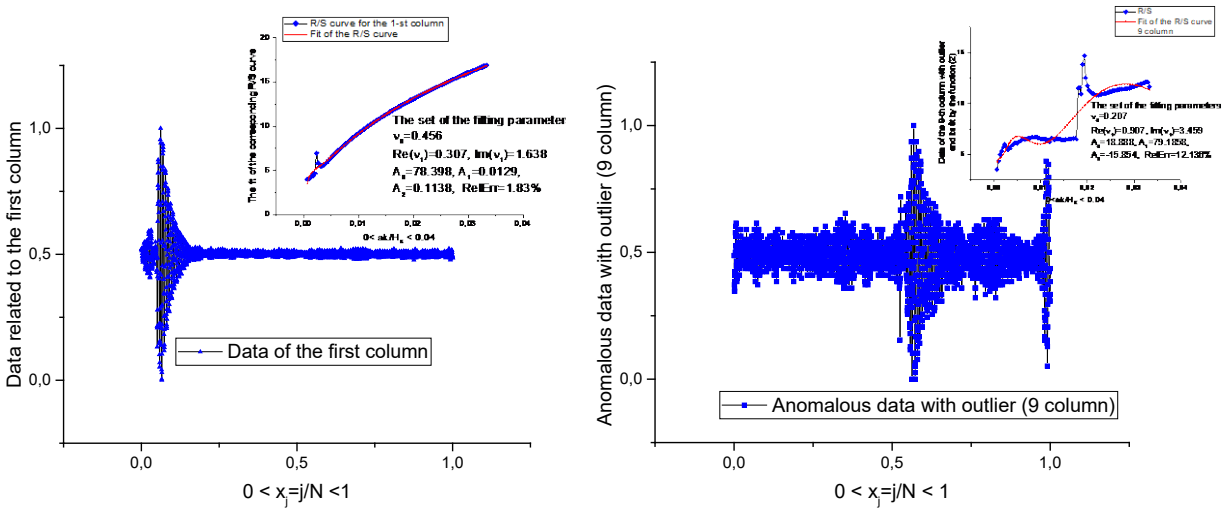


Рисунок 2 – Слева – первая колонка, на левом рисунке справа – R/S кривая и её подгон функцией (2). Подгоночные параметры, включая ошибку фитинга (1.83%) приведены в центре рисунка. Справа – На центральном рисунке аномальная 9 колонка и её подгон на малом рисунке справа. Подгоночные параметры по кривой (2) приведены в центре рисунка. Сравнение ошибки подгона показывает, что она становится также аномальной и возрастает до величины 13%.

Как следует из анализа этих рисунков R/S анализ хорошо "чувствует" наличие "гостевого"(аномального) случайного сигнала. Точность подгона существенно падает.

Таким образом, использование метода Хёрста позволяет установить чередование (цикличность) в исследовании вариаций гравитационного поля и точно подогнать эти данные в рамках функции (2). Анализ этих данных показывает, что анти(персистентность) может входить в некой пропорции и мнимые части комплексных показателей Хёрста указывают на логопериодические осцилляции. Это совершенно новая особенность обнаружена впервые.

Эти результаты значительно приближают нас к построению математической модели временного поведения системы в целом, а также позволит выяснить, какие физические (и неконтролируемые) процессы продуцируют зарегистрированный данный временной ряд.

Литература

1. Федер Е. Фракталы. Пер. с англ. М.: Мир. 1991. 254 с.
2. Nigmatullin R.R. Recognition of nonextensive statistic distribution by the eigen-coordinates method. Physica A, 285, (2000). P. 547-565.
3. Белов А.П., Лобанов А.М., Утесинов В.Н., Ерохин А.М., Венедиктов К.В. Статистический анализ функции распределения колебаний индикатора кварцевого гравиметра // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 50-й юбилейной сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова, г. Москва, 29 января–2 февраля 2024 г. М.: Перо. 2024. С. 38-41.

ФИЗИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИНИЦИИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ: ОБЗОР И КРИТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Новиков В.А.[1,2], Гридин Г.А.[2], Кульков Д.С.[3], Паров С.В.[3], Лазарева Е.А.[3]
novikov@ihed.ras.ru
[1] Объединенный институт высоких температур РАН, г. Москва, Россия
[2] Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия
[3] Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Механизм взаимодействия слабого электрического/электромагнитного поля с горными породами, объясняющий инициирование землетрясений в натурных условиях, обнаруженное более 30 лет назад, до сих пор не понят. Выполнен обзор предложенных ранее моделей электромагнитной триггерной сейсмичности и их критический анализ с точки зрения их работоспособности при низких плотностях тока в очаге землетрясения (10^{-7}-10^{-8}А/м^2), характерных для полевых условий. Показано, что ни один из предложенных ранее механизмов преобразования электрической энергии в дополнительные механические напряжения в земной коре (джоулев нагрев флюида, повышение внутрипорового давления, пьезоэффекты, двойные электрические слои в трещинах) или снижение прочности горных пород за счет повышенного трещинообразования или магнитопластичности не может объяснить электромагнитную триггерную сейсмичность, наблюдаемую не только в полевых экспериментах, но и при электромагнитном воздействии сильных вариаций космической погоды, приводящем к генерации в разломах теллурических токов такой же плотности (до 10^{-6} А/м^2). Наличие задержки сейсмического отклика в течение нескольких суток на импульсное электромагнитное воздействие, как искусственное, так и естественное, может указывать на возможную диффузию и миграцию флюида в разломную зону, инициированную импульсом электрического тока, который даже при его низких амплитудах может приводить к декольматации трещин и повышению проницаемости горных пород с соответствующим снижением механической и фрикционной прочности сейсмогенного разлома, приводящим к его динамическому разрыву.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 24-27-00205).

Литература

1. Zeigarnik V.A., Bogomolov L.M., Novikov V.A. Electromagnetic Earthquake Triggering: Field Observations, Laboratory Experiments, and Physical Mechanisms - A Review // Izv., Phys. Solid Earth. 2022, 58, 30–58.

ГЛОБАЛЬНЫЙ И РЕГИОНАЛЬНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ОТКЛИК НА СИЛЬНЫЕ СОЛНЕЧНЫЕ ВСПЫШКИ КЛАССА X

Новиков В.А.[1,2], Сорокин В.М.[3]
novikov@ihed.ras.ru
[1] Объединенный институт высоких температур РАН, г. Москва, Россия
[2] Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия
[3] Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Троицк, Россия

С использованием разработанной модели генерации пульсаций геомагнитного поля рентгеновским излучением солнечной вспышки [1] показано, что сильная солнечная вспышка класса X может генерировать всплеск теллурических токов в сейсмогенных разломах, сопоставимых по плотности с токами в земной коре, создаваемыми искусственным источником и приводящими к пространственно-временному перераспределению региональной сейсмичности [2, 3]. Для проверки данных численных результатов проведен анализ возможного воздействия 50 сильнейших вспышек класса X (1997-2023) как на глобальную сейсмическую активность, так и на зоны подготовки землетрясений, расположенные только на освещенной части земного шара. Методом наложения эпох установлено повышение количества землетрясений с M≥4.5 в течение 10 суток после солнечной вспышки, особенно в области с радиусом 5000 км вокруг подсолнечной точки (до 68% при классе вспышки > X5), по сравнению с аналогичным периодом до неё. Анализ афтершоковой активности сильного Суматра-Андаманского землетрясения (M=9.1, 26.12.2004) показал, что количество афтершоков с магнитудой M≥2.5 возросло более чем в 20 раз после солнечной вспышки класса X7.2 (20.01.2005) с задержкой 7 суток. Кроме того, показано, что солнечные вспышки класса X2.3 и M3.64, произошедшие после Дарфилдского землетрясения (M=7.1, 04.09.2010, Новая Зеландия), в области подсолнечных точек которых находилась афтершоковая зона, вероятно, вызвали три сильных афтершока (M6.3, M5.2 и M5.9) с одной и той же задержкой 6 суток. С учетом концепции прогноза землетрясений на основе триггерных воздействий, предложенной Г.А. Соболевым [4], обсуждается возможность использования полученных результатов для краткосрочного прогноза в качестве дополнительной информации наряду с известными предвестниками.

Литература

1. Sorokin, V.; Yaschenko, A.; Mushkarev, G.; Novikov, V. Telluric Currents Generated by Solar Flare Radiation: Physical Model and Numerical Estimations // Atmosphere. 2023, 14, 458.
2. Zeigarnik, V.A.; Bogomolov, L.M.; Novikov, V.A. Electromagnetic Earthquake Triggering: Field Observations, Laboratory Experiments, and Physical Mechanisms - A Review // Izv., Phys. Solid Earth. 2022, 58, 30–58.
3. Новиков В.А., Сорокин В.М., Ященко А.К., Мушкарев Г.Ю. Физическая модель и численные оценки теллурических токов, генерируемых рентгеновским излучением солнечной вспышки // Динамические процессы в геосферах. 2023.15 (1). 23-44.
4. Sobolev, G.A. Seismicity dynamics and earthquake predictability // Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 2011, 11, 445–458.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОН В СРЕДНЕЙ КОТЛОВИНЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Орехова Д.А., Попова И.В., Коротаев С.М.
ordaal85@yandex.ru
Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Троицк, Россия

Для нахождения потенциальных очагов землетрясений и локализации участков повышенной сейсмичности в районе Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) используются различные геофизические методы. Однако по отдельности они не могут дать полной картины и выявляют лишь разные особенности ослабленных зон земной коры, в которых могут происходить землетрясения. Для решения этой задачи необходим комплексный анализ геофизических характеристик земных недр.

С помощью нейронной сети Кохонена изучен вклад различных физических параметров земной коры и их совокупности в решении задачи оконтуривания зон концентрации очагов землетрясений в рассматриваемом районе. Уникальность технологии самоорганизующихся карт состоит в преобразовании многомерного пространства геофизических характеристик в двумерное пространство кластеров. С помощью данного метода были построены кластеры по температурным данным, удельному электрическому сопротивлению, сейсмическим скоростям, эффективной плотности, а также градиентам этих параметров, а результаты кластеризации были сопоставлены с сейсмической активностью в районе средней котловины озера Байкал.

Для анализа использовались опубликованные различными авторами геоэлектрический, сейсмический и геотермический разрезы в средней котловине озера Байкал, а также разрез по эффективным плотностям, любезно предоставленный Семинским И.К. (Институт земной коры СО РАН). Расстояние между разрезами не превосходило 20 км, поэтому далее эти разрезы проецировались на единую плоскость от мыса Крестовского до восточного побережья над заливом Провал (рис.1).

Геоэлектрический разрез был построен по результатам МТЗ с шагом вдоль профиля около 3 км для глубин до 30 км [2]. Согласно разрезу, кора под Байкалом имеет удельное сопротивление 50-200 Ом м в прибрежных частях, а в осевой части находится проводящая субвертикальная область с удельными сопротивлениями 0.5-5 Ом м, скорее всего связанная с флюидизированной зоной.

Для получения единого сводного сейсмического разреза использованы данные трех опубликованных сейсмических разрезов. Во всех трех разрезах рассматриваются скорости продольных волн. Во-первых, это часть профиля Усть-Уда – Чита, пересекающая акваторию Байкала [3], построенная по наблюдениям Новосибирской опытно-методической вибросейсмической экспедиции СО РАН 1990-1992 г.г. Согласно разрезу, в зоне Байкальской рифтовой впадины толщина коры 36 км (скорость продольных волн в фундаменте 6-6.8 км/с). Данные второго разреза представлены на сайте ВСЕГЕИ, лист N-48_GK_1 (https://webftp.vsegei.ru/GGK1000/2009_N-48/N-48_GK_1.pdf). Разрез проходит примерно в той же области и дополняет предыдущий, а также стыкуется с третьим разрезом, расположенным вдоль озера Байкал [4].

Озеро Байкал также хорошо изучено в геотермическом отношении. Геотермические аномалии приурочены к зонам в основном флюидовыводящих глубинных разломов. Модельный геотермический разрез рассчитан в предположении о квазистационарности теплового режима БРЗ [5].

Плотностной разрез построен по значениям эффективной плотности в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см^3.

В горизонтальной плоскости эпицентры землетрясений группируются вдоль линий, соответствующих простиранию Байкала. Наибольшее количество эпицентров событий находятся в широкой полосе, проходящей вдоль восточного берега озера Байкал (рис.1).

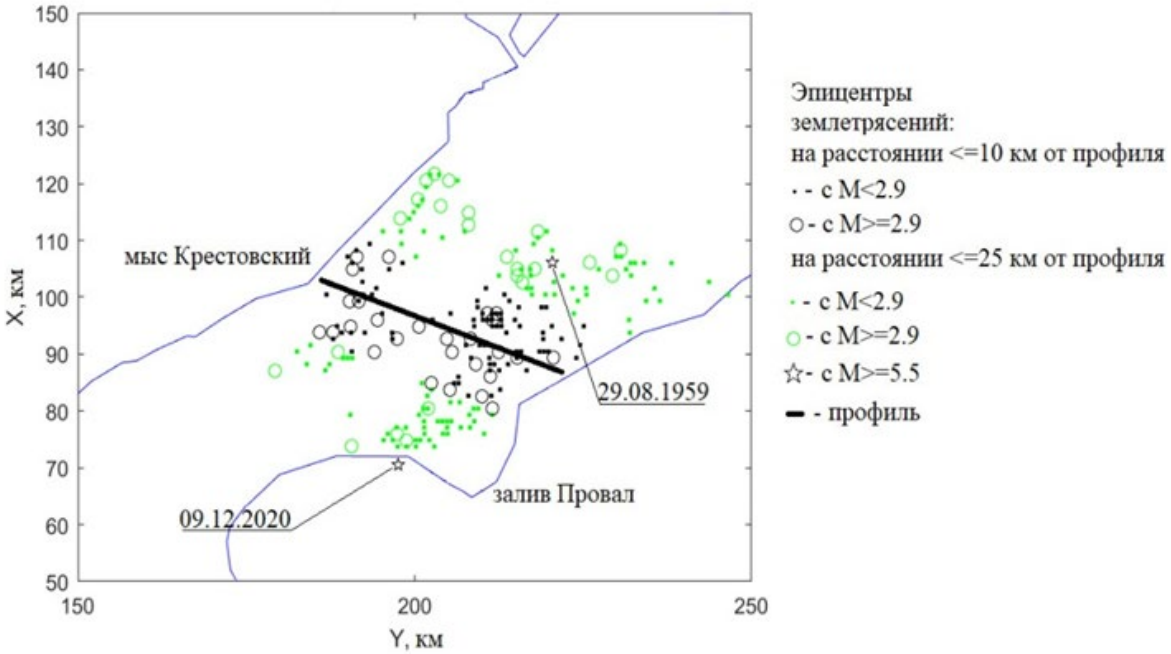


Рисунок 1 – Средняя часть озера Байкал с эпицентрами землетрясений (глубины от 5 до 35 км)

К ней приурочено одно из крупнейших для Байкальского рифта землетрясений, произошедшее в средней котловине Байкала 29 августа 1959 г. и имевшее магнитуду 6.8. Глубина очага была определена Голенецким С. И. равной 18 км. Еще одно крупное землетрясение в той же полосе на расстоянии 25 км от разреза произошло в дельте реки Селенги 9 декабря 2020 (Кударинское землетрясение) с магнитудой 5.5 и очагом на глубине 18 км. Вторая полоса эпицентров проходит вдоль западного берега Байкала и острова Ольхон. Обе этих полосы пересекают рассматриваемый нами разрез.

Сведения о землетрясениях в средней части Байкала были взяты из базы данных «Землетрясения России» Единой геофизической службы РАН (http://eqru.gsras.ru/events/run/index.php) за период с 2003 по 2020 г. для глубин очага сейсмических событий (от 3 до 41 км). Наиболее сейсмоактивным оказывается слой с глубинами от 15 до 25 км, в него попадает 70% событий. Еще 20% очагов находятся на глубинах от 5 до 15 км. Магнитуда землетрясений варьируется от 1.7 до 5.5, 80% из них составляют совсем слабые события с M<2.9.

В настоящем исследовании решался вопрос комплексирования различных геофизических данных в увязке с данными о сейсмических событиях с тем, чтобы определить, существует ли взаимосвязь между той или иной совокупностью физических свойств и локализацией очаговых зон землетрясений в районе средней котловины озера Байкал. Кластеризация с помощью алгоритма Кохонена проводилась как по одному, так и по совокупности двух и трех параметров. На все кластерные разрезы были спроецированы очаги землетрясений, находящиеся на расстоянии +/- 10 км от профиля (обозначены крестиками, а также два наиболее крупных землетрясения Среднебайкальское (M=6.8, 29.08.1959) и Кударинское (M=5.5, 9.11.2020), помеченные звёздочками). В сумме было представлено 131 сейсмическое событие.

Подробно результаты кластеризации представлены в статье [6]. Наиболее информативным для условий средней котловины Байкала оказалось рассмотрение совокупности двух параметров: удельного сопротивления и температуры (рис. 2).

Рассматриваемый нами разрез разбивается на кластеры, при этом шкала показывает номер кластера. Рядом обозначен диапазон значений удельного сопротивления и температуры для каждого кластера. На диаграмме справа представлено количество очагов, попадающих в отдельные кластеры, в процентах. Ось X в данном случае ориентирована вдоль профиля. После ряда экспериментов с заданием выходных кластеров (от 4-х до 9-ти), оказалось, что наиболее полно, связно и устойчиво данная совокупность параметров описывается восьмью кластерами. Как видно, большинство очагов группируются в трех кластерах: красном (№7), светло-синем (№2) и желтом (№5).

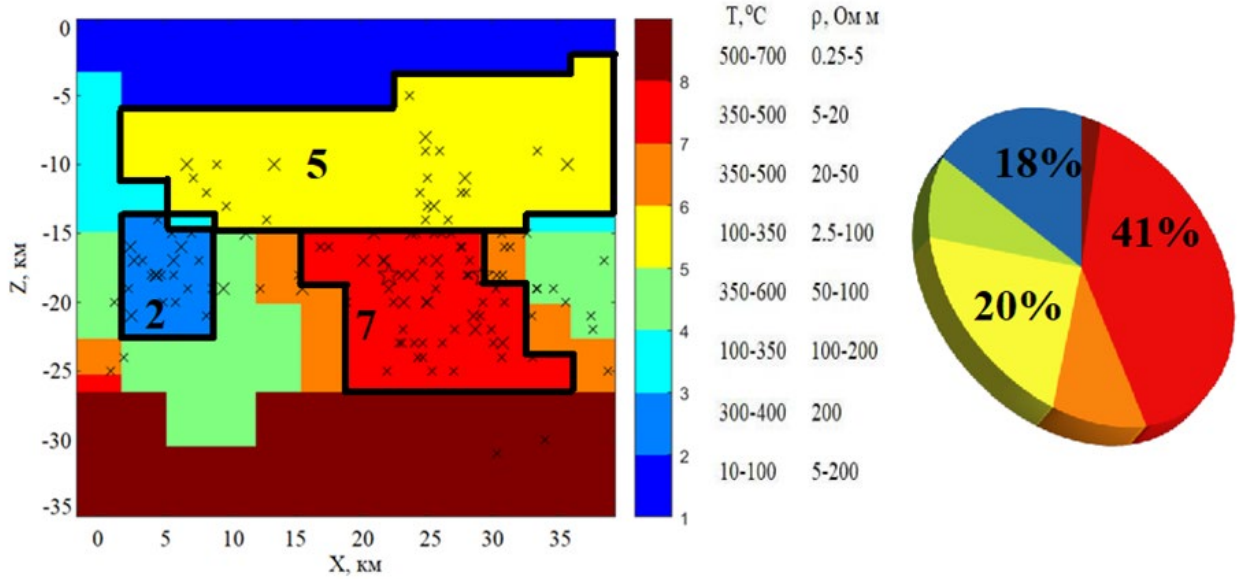


Рисунок 2 – Результат кластеризации данных по удельному сопротивлению и температуре с учетом распределения очагов сейсмических событий

Красный кластер с глубинами от 15 до 25 км соответствует сейсмоактивной полосе, проходящей вдоль восточного берега (рис.3). Авторы [2] связывают эту полосу с флюидизированной зоной. Этот кластер соответствует температурам 300–500 °C и низкому удельному сопротивлению от 5 до 20 Ом·м. Светло-синий кластер с глубинами от 14 до 22 км соответствует полосе очагов сейсмических событий возле западного берега. Этот кластер более компактный со значениями температур 300–400 °C и гораздо более высокими значениями сопротивления около 200 Ом м по сравнению с кластером №4 справа от флюидизированной зоны.

Достаточно много очагов землетрясений в желтом кластере (№5), но распространены они не повсеместно, а двумя протяженными участками, которые можно связать с наличием разломных зон. Кластер соответствует температурам от 100 до 350 °C и в основном сопротивлениям от 5 до 50 Ом·м. Однако в зонах активных разломов температура может быть повышена (до 300–350 °C), что создает сходные условия с условиями красного кластера.

Определенный интерес представляет собой также кластеризация отдельно по эффективным плотностям (рис. 3, деление на 4 кластера).

Один из предполагаемых разломов из желтого кластера на рис.2 проходит как раз по границе кластеров, выделенных на рис. 3 по плотностям. Плотностные аномалии также отмечаются в местах, где произошли наиболее крупные землетрясения (отмечены звездочками).

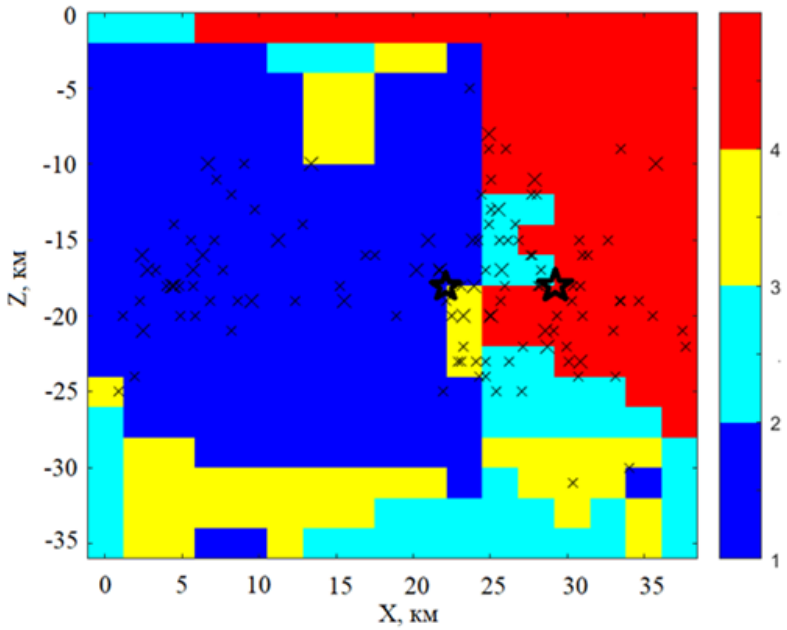


Рисунок 3 – Результат кластеризации данных по эффективным плотностям

Итак, можно сказать, что применение нейронной сети Кохонена для комплексного анализа геофизических данных в увязке с данными о сейсмических событиях позволяет оконтурить потенциальные очаговые зоны землетрясений и выявить совокупность наиболее информативных признаков для выделения областей повышенной сейсмичности в рассматриваемом регионе. Сравнительный анализ показал, что наиболее информативными для выделения сейсмоактивных участков для средней котловины озера Байкал оказалась комбинация температуры и удельного сопротивления.

Температура, наряду с сопротивлением, определяет физические и механические свойства вещества земной коры и, следовательно, влияет на протекание основных тектонических и сейсмических процессов. Ограничение глубины положения основных очагов землетрясений с помощью кластеризации по температуре и удельному сопротивлению указывает на то, что вероятно именно на этих глубинах исчезают хрупкие свойства горных пород и проявляется их пластичность.

Литература

1. Kohonen T. Self-Organization and Associative Memory Berlin: Springer-Verlag. 1987. 312 p.
2. Seminsky K.Zh., Kozhevnikov N.O., Cheremnykh A.V., Pospeeva E.V., Bobrov A.A., Olenchenko V.V., Tugarina M.A., Potapov V.V., Zaripov R.M., Cheremnikh A.S. Interblock zones of East Siberia: tectonophysical interpretation of geological and geophysical data // Geodynamics &Tectonophysics. 2013. V. 4 (3) P. 203-278.
3. Сун Юншен, Крылов С.В., Янг Баоцзюнь, Лю Цай, Дун Шисюэ, Лян Течен, Ли Цзинчжи, Сюй Синчжуи, Мишенькина З.Р., Пятрик Г.В., Шелудько И.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал – Северо-Восточный Китай // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 2. С. 1-15.
4. Ten Brink U.S, Taylor M.H. Crustal structure of central Lake Baikal: Insights into intracontinental rifting // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107 (B7). P. 2-1–2-15.
5. Адамович А.Н., Иванова С.В. Роль температурного фактора в эволюции напряженного состояния Байкальской рифтовой зоны (математическое моделирование методом конечных элементов) // Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии / Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2005. 294 с.
6. Орехова Д.А., Попова И.В., Коротаев С.М. Кластеризация сейсмоактивных зон средней котловины озера Байкал по совокупности геофизических данных // Геофизика. 2023. № 6. С. 51-57. doi 10.34926/geo.2023.70.43.008

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ КУЗБАССА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Панжин А.А.
panzhin@igduran.ru
Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Район Кузнецкого угольного бассейна характеризуется беспрецедентными объемами извлекаемых из недр полезных ископаемых. Всего, за годы интенсивного освоения этого уникального и богатейшего района Сибири добыча угля составила, по разным оценкам, 13-15 млрд.т., кроме этого, в Кузбассе ежегодно из естественно-геологической среды извлекается, перемещается и складируется на земной поверхности до 400 млн $м^3$ горной массы. Перемещение крупных объемов природных ископаемых на протяжении последних десятилетий изменяет геологическую среду региона, нарушает стабильность и равновесное состояние его недр.

Установлено, что продолжительное воздействие горных работ на крупнейшие сейсмогенные структуры Алтае-Саянского сейсмоактивного региона инициируют их сейсмогенные проявления вокруг промышленных зон, повышают фоновую сейсмичность недр как отклик на происходящие в Кузбассе масштабные техногенные процессы [1]. Повышение сейсмической активности в районах интенсивной разработки полезных ископаемых Кузбасса неоднократно отмечалась в отчетах Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук». Самым ярким событием этого типа стало землетрясение 19.06.2013 г. с магнитудой Ms = 5.2 около разреза «Бачатский», после которого большое внимание стало уделяться развитию сети сейсмостанций Кузбасса, позволяющей фиксировать не только крупные сейсмические события, но и события средней и малой энергетики [2].

К сожалению, для территории Кузбасса практически отсутствуют фактические данные о современных геодинамических движениях верхней части земной коры, поскольку станции геодезического (традиционного и спутникового ГНСС мониторинга) появились значительно позже, плотность их размещения была невысокой, удаленность большая.

В августе 2021 года, на Кузбассе, зафиксировано достаточно крупное техногенное землетрясение магнитудой 4.9, которое произошло 12.08.2021 недалеко от н.п. Кыргай, где ведется добыча угля открытым способом, размещаются отвалы. На указанную дату в районе сейсмического события, кроме данных сейсмологического мониторинга, доступны данные постоянно действующих ГНСС станций региона (рис 3.8), по которым возможно получение информации о напряженно-деформированном состоянии массива – до сейсмического события, во время его, и после сейсмического события.

Для исследования постсейсмических деформаций породного массива на больших пространственно-временных базах, предлагается методический подход, использованный автором при диагностике изменения напряженно-деформированного состояния массива при землетрясении в районе г. Катав-Ивановск в сентябре 2018 г. Исходные данные были получены в результате исследования региональной геодинамики с использованием исходных данных постоянно действующих ГНСС станций Урала [3].

В связи с этим предполагается начат эксперимент с целью диагностики изменения напряженно-деформированного состояния массива горных пород в районе н.п. Кыргай. Размеры района исследований составляют 150 × 150 км. В эксперименте задействуются 9 постоянно действующих ГНСС станций указанного района. Камеральная обработка производится в пакетах программного обеспечения Bernese Software (методом Precise Point Positioning PPP) и Waypoint GrafNet (методом Double Difference DD) с определением пространственных координат пунктов по каждой суточной серии. Для этого была сделана выборка исходных данных за период с 30.07.2021 по 15.02.2022 г.

Программа эксперимента включает:

- определение абсолютных координат пунктов и их изменения по осям координат ежесуточно, за период с 07.07.2021 по 18.09.2021, путем привязки их от 10-12 исходных пунктов IGS в системе INRF-2014;

- обработку и уравнивание ГНСС сети для исследования трендовых движений путем сопоставления пространственных координат пунктов, полученных в различные серии мониторинговых измерений.

В результате определяются численные значения:

- суточных амплитуд изменений координат по трем осям координат, амплитудная и трендовая составляющие до землетрясения, между сериями землетрясений и после землетрясений;

- распределения горизонтальных сдвижений и деформаций массива горных пород путем сопоставления цикловых координат, полученных в результате уравнивания геодезической сети.

Исходный материал позволяет провести последующую интерпретацию и математическую обработку, выполнить исследования деформационных процессов геодезическими методами на территориях, подверженных масштабному техногенному воздействию от добычи полезных ископаемых.

По результатам исследования природной и техногенной сейсмичности, а также пополнения базы данных современных геодинамических движений горнопромышленных территорий Кузбасса и Алтая построены посуточные временные ряды смещений в период до и после мелкофокусного техногенного землетрясения в н.п. Кыргай (12.08.2021, M = 4.9). Зафиксирован рост величин растягивающих смещений и деформаций массива в широтном направлении, по преобладающим субмеридиональным тектоническим нарушениям района, при этом не было обнаружено деформационных свидетельств подготовки сейсмического события (рисунок 1). Построены векторное поле сдвижений и тензорное поле деформаций (рисунок 2), по характеру распределения которых в районе Кыргайского сейсмического события зафиксированы «растягивающие» деформации в субмеридиональном направлении, что свидетельствует о преимущественной реализация подвижек по активным тектоническим нарушениям субмеридионального направления [4].

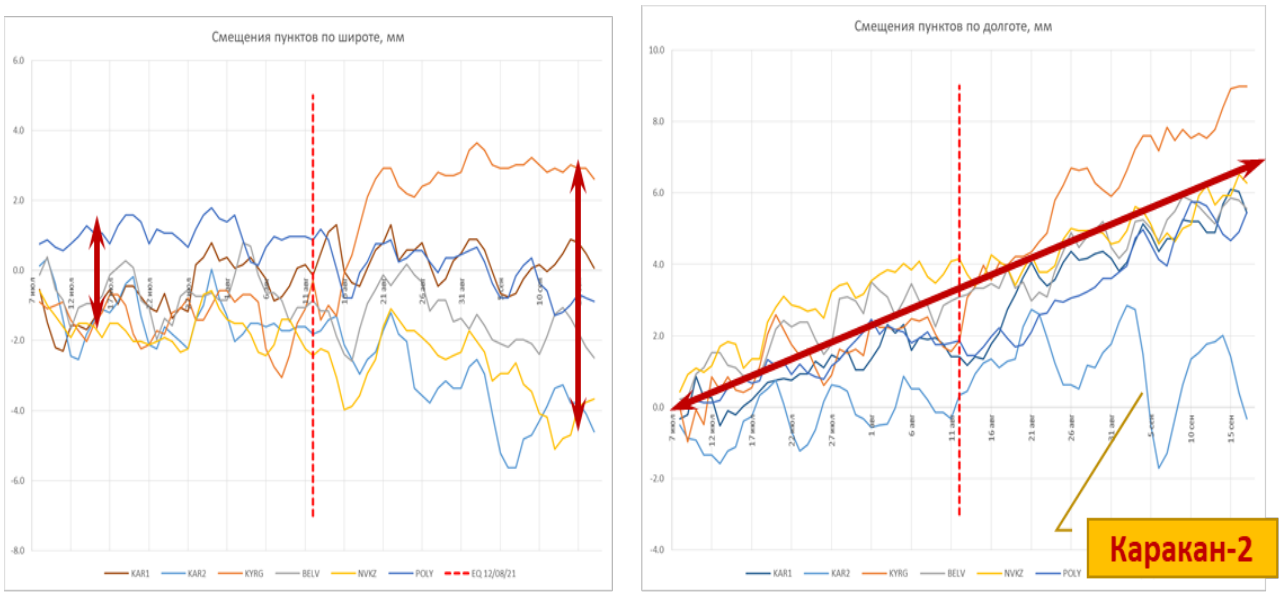


Рисунок 1 – Временные ряды сдвижений по широте (слева) и долготе (справа)

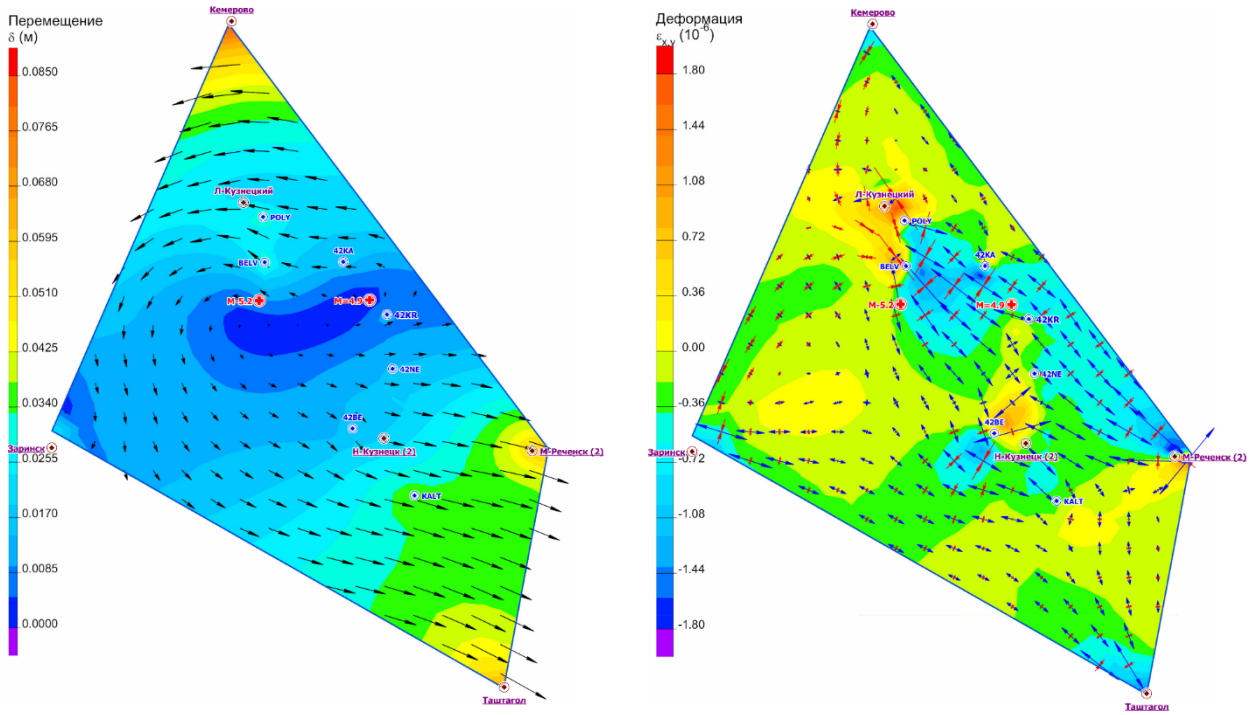


Рисунок 2 – Векторы горизонтальных сдвижений (слева) и тензоры горизонтальных (сдвиговых) деформаций (справа) в районе Бачатского и Кыргайского техногенных землетрясений за период 2021-2022 гг.

Дальнейшие исследования природной и техногенной сейсмичности Кузнецкого угольного бассейна предполагается провести в районе угольного разреза «Колыванский» на котором 27.11.2023, был произведен промышленный взрыв, а через две секунды после взрыва в этом-же районе произошло крупное сейсмическое событие с магнитудой M = 4.7. Протекание сейсмического процесса в предыдущие годы и расположение этого и других землетрясений в данном районе, а также близость событий к поверхности указывает на техногенный характер всей активизации и этого землетрясения, в частности. При этом, техногенное землетрясение 27.11.2023 является наибольшим по энергии во всем ряде событий, которые наблюдались в районе Горловского угольного прогиба.

Литература

1. Лазаревич Т.И., Поляков А.Н. Результаты исследования техногенной сейсмичности Кузбасса // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2003. № 1. С. 151-153.
2. Еманов А.А., Еманов А.Ф., Фатеев А.В., Лескова Е.В. Одновременное воздействие открытых и подземных горных работ на недра и наведенная сейсмичность // Вопросы инженерной сейсмологии. 2017. Т. 44. № 4. С. 51-62.
3. Панжин, А.А. Предварительные результаты диагностики изменения напряженно-деформированного состояния массива при землетрясении в районе г. Катав-Ивановск в сентябре 2018 г. // Проблемы недропользования. 2019. № 4 (23). С. 33-37.
4. Панжин, А.А. Исследования природной и техногенной сейсмичности Кузнецкого угольного бассейна // Проблемы недропользования. 2024. № 1 (40). С. 102-114.

ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ВЫЗВАННЫЕ ЭЛЬБИСТАНСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ (MWS = 7.7), ПО ДАННЫМ ОБСЕРВАТОРИЙ «ИЗНИК» И «СУРЛАРИ»

Рябова С.А.[1,2]
riabovasa@mail.ru
[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
[2] Институт динамики геосфер им. М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

Землетрясения предоставляют хорошие возможности для исследования отклика геофизических полей, в частности магнитного поля, на сильные возмущения. При этом наряду с вулканами и другими сильными природными явлениями землетрясения следует рассматривать в качестве одного из основных явлений, которые значительно интенсифицируют процессы межгеосферных взаимодействий. Сопутствующие землетрясениям, особенно сильным, вариации магнитного поля отражают сложные процессы, связанные с передачей высвобождающейся механической энергии в недрах Земли в верхние геосферы – атмосферу и ионосферу как одну из ее составных частей.

В настоящей работе рассматривается геомагнитный эффект Эльбистанского землетрясения 2023 года.

6 февраля 2023 года с интервалом в девять часов на юго-востоке Турции произошли два мощных землетрясения. Основной толчок Эльбистанского землетрясения был зарегистрирован в 13:24 по местному времени (10:24 UT). Его магнитуда по разным оценкам составила 7,6-7,7. Эпицентр землетрясения находился в районе Эльбистан провинции Кахраманмараш. Глубина гипоцентра составила 5–13 км. Через 2 минуты после основного толчка (в 10:26 UT) был зафиксирован сильный афтешок магнитудой 6.0.

В ходе настоящих исследований привлекались данные регистрации компонент геомагнитного поля, выполненной на ближайших к эпицентру землетрясения обсерваториях: на геомагнитной обсерватории Изник (40,5° с.ш. 29,72° в.д.; Турция) и на Национальной геомагнитной обсерватории Сурлари Геологической службы Румынии (44,68° с.ш., 26,25° в.д.; Румыния). Расстояния от точек магнитных измерений до эпицентра Эльбистанского землетрясения составили: 700 км (обсерватория Изник) и 1175 км (обсерватория Сурлари).

На первом этапе выполнения исследований была проанализирована геомагнитная обстановка в период, включающий время основного толчка землетрясения. В ходе визуально-сопоставительного анализа и оценки вейвлет-когерентности было получено, что в период землетрясения записи геомагнитных вариаций искажены вариациями магнитного поля, вызванными источниками солнечного происхождения, за исключением восточной горизонтальной компоненты магнитного поля.

С целью поиска геомагнитных вариаций, связанных с сейсмическими событиями и получения информации об их частотном составе в настоящей работе выполнялся спектральный анализ на основе вейвлет-преобразования. Учитывая то, что эпицентр землетрясения является источником как сейсмических волн Рэлея, так и атмосферных акустико-гравитационных волн, на основе скоростей распространения этих волн от эпицентра и их спектрального состава, был обнаружен отклик ионосферы на Эльбистанское землетрясение, который достаточно хорошо интерпретируется с точки зрения распространения акустических волн (генерируемых сейсмической волной Рэлея) и атмосферных внутренних гравитационных волн, генерируемых в эпицентре землетрясения.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИФЗ РАН и в рамках государственного задания ИДГ РАН № 1220329000185-5 «Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях».

ИЗМЕНЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ЭЛЕКТРОНОВ В ИОНОСФЕРЕ В ПРЕДДВЕРИИ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ 2011 ГОДА

Савельева Н.В., Пилипенко В.А.
nasa2000@yandex.ru, pilipenko_va@mail.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Исследование сейсмо-ионосферных связей, в том числе, в преддверии катастрофических сейсмических событий крайне важно для оперативного мониторинга природных катастроф. В качестве исследуемого параметра выбрано содержание электронов ионосфере в зависимости от этапа развития сейсмической напряженности в зоне землетрясения Тохоку, которое произошло 11 марта 2011 года вблизи восточного побережья Японии. Для исследования динамики изменения указанного параметра использованы измерения (а) критической частоты *foF2*, которая является мерой максимальной электронной концентрации в ионосфере, и (б) данные спутниковых измерений полного содержания электронов (ПЭС) в толще ионосферы, суммированные по области землетрясения, ограниченной прямоугольником: 26-46 С.Ш. на 128-148 В.Д.

В качестве исходных данных использованы глобальные карты ПЭС над Японией с разрешением 30 секунд на сетке 0,5x0,5 градусов, полученные по результатам обработки сигналов ГНСС, принятых станциями сети GEONET, и опубликованные на сайте Отделения исследования ионосферы и околоземного космического пространства Университета Нагойя, Япония [1]. Для сравнения использованы глобальные карты ПЭС, полученные с использованием модели gAGE/UPC Университета Каталонии, Испания [2] в тех же временных и пространственных координатах, с временным разрешением 15 минут и 2 часа. Также использованы измерения *foF*2 на станциях вертикального зондирования ионосферы, доступные на сайте Национального института информационно-телекоммуникационных технологий (NICT), Япония [3]. Для учета геомагнитной и солнечной активности использованы временные ряды магнитного индекса SME [4], интенсивности излучения Солнца на длине волны 10.7 см [5] и солнечных вспышках [6].

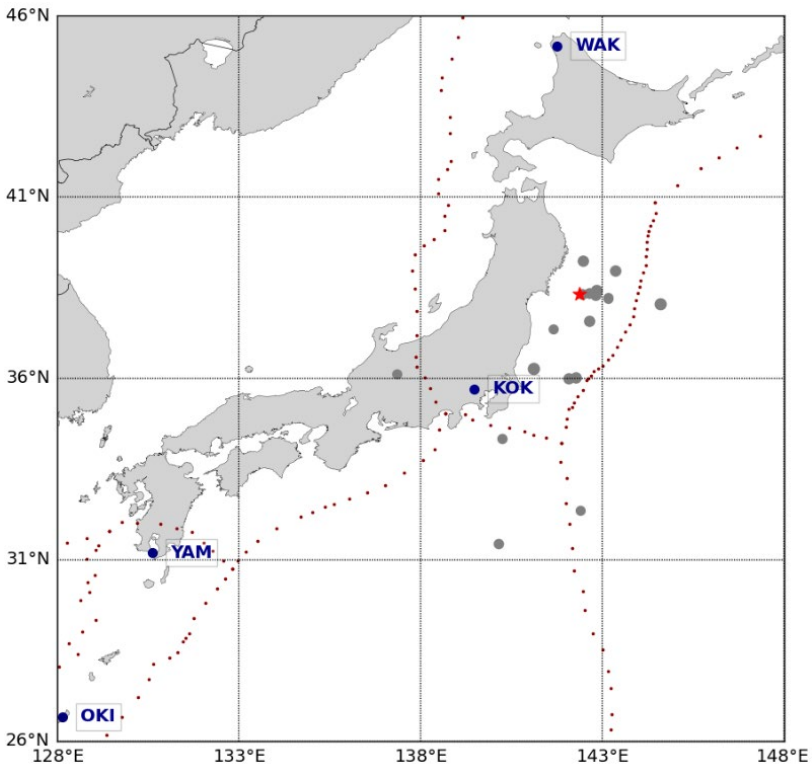


Рисунок 1 – Карта области исследования

На Рисунке 1 показана область исследования. Красным пунктиром обозначены границы тектонических плит. Синие кружки – станции вертикального зондирования ионосферы. Серые кружки – эпицентры толчков >6.5 по данным. Красная звезда – эпицентр основного толка 9.1. Координаты и амплитуды толчков з/т Тохоку взяты с сайта U.S. Geological Survey [7]. Условные обозначения и координаты станций и эпицентра з/т приведены в Таблице 1 ниже.

Таблица 1 – Обозначения и координаты станций вертикального зондирования ионосферы

Обозначение	Название объекта	Широта	Долгота
OKI	Окинава Угими	26˚41’N	128˚09’N
KOK	Кокубунжи	35˚43’N	139˚29’E
WAK	Вакканей Саробецу	45˚10’N	141˚45’E
YAM	Ямагава	31˚12’N	130˚37’E
EQ	Эпицентр з/т Тохоку	38.32°N	142.37°E

На рисунке 2 приведен пример разложения интегрального ПЭС на долгопериодический тренд, суточные вариации и аномальные остаточные вариации. На нижней панели приведены графики изменения индекса солнечной активности F10.7, возмущений геомагнитного поля (SME) и периоды солнечных вспышек.

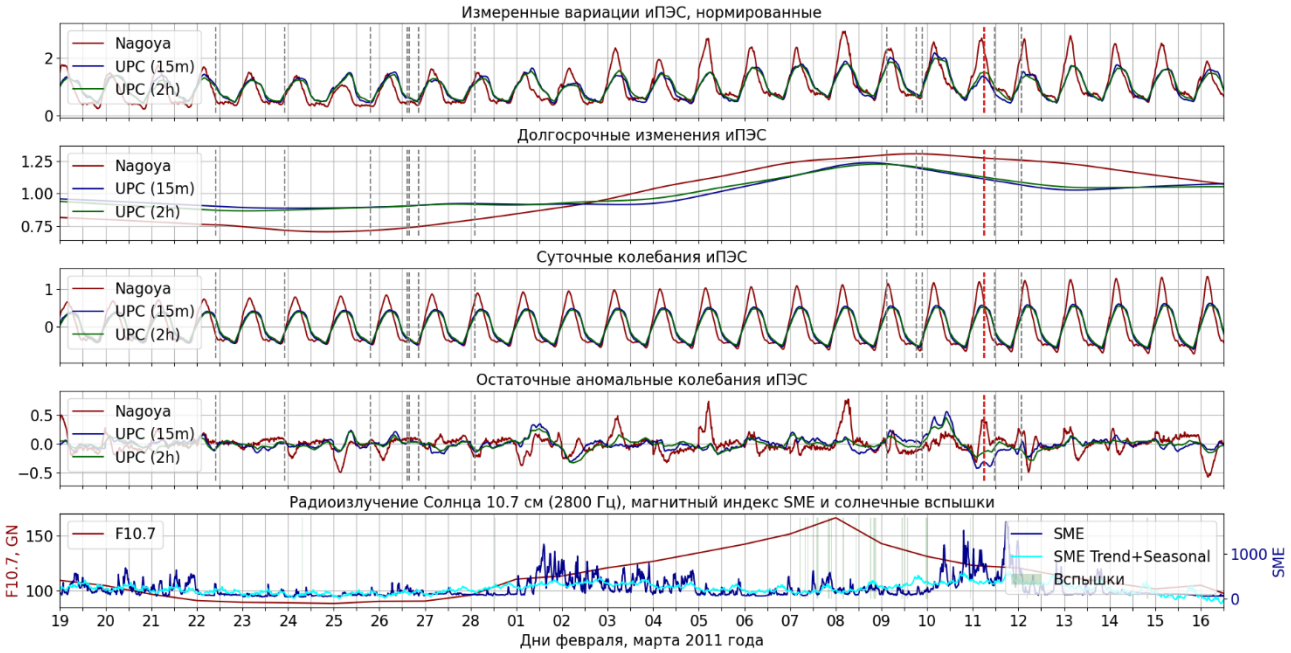


Рисунок 2 – Разложение интегрального ПЭС на компоненты и внешние параметры

Период исследования с 19 февраля по 16 марта 2011 г. можно условно разделить на два: конец февраля, когда индекс солнечной активности был на минимуме, и начало марта, когда наблюдался локальный максимум солнечной активности, солнечные вспышки и возмущения геомагнитного поля. Долгосрочные изменения ПЭС коррелируют с индексом F10.7, суточные колебания ПЭС – с суточными изменениями освещенности. Возможные вариации ПЭС за счет сейсмических факторов следует искать в остаточных аномальных колебаниях ПЭС.

На Рисунке 3 сопоставлены остаточные аномальные вариации интегрального ПЭС и критической частоты *foF*2. Серым пунктиром отмечены сейсмические толчки, красным пунктиром – основной 9,1-бальный толчок. В период с 19 по 22 февраля наблюдались повышенные значения ПЭС, после чего с 22 по 28 февраля произошел ряд толчков амплитудой 6,5-6,9 баллов, во время которых вариации ПЭС отрицательные. С 3 по 8 марта опять наблюдаются повышенные значения ПЭС, после чего, с 9 по 12 марта произошел ряд толчков с амплитудами 6,5-9,1 балла, по окончании которых, с 13 по 16 марта, значения ПЭС опять

уходят в отрицательную область. Можно предположить, что повышение интегрального ПЭС наблюдается в периоды нарастания напряженности в земной коре, после «разрядки» напряжения в форме сейсмических толчков, наблюдается снижение ПЭС.

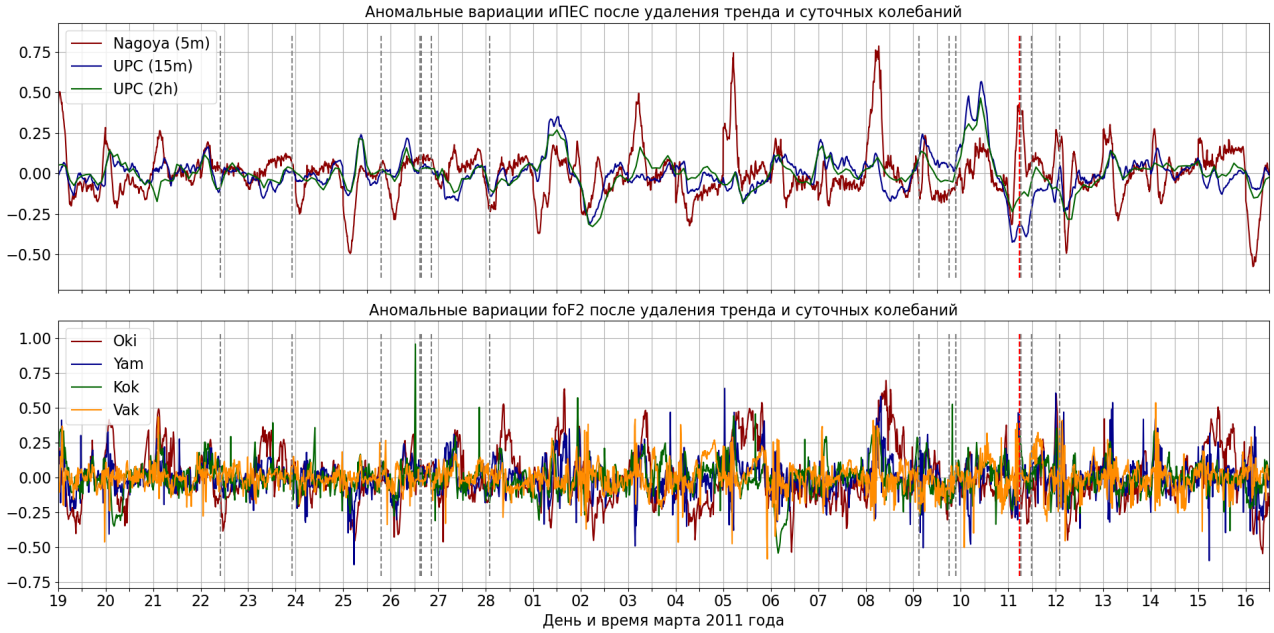


Рисунок 3 – Остаточное аномальные вариации интегрального ПЭС и foF2 за период с 19 февраля по 16 марта 2011 г.

Картина остаточных вариаций foF2 более сложная, тем не менее, на рисунке выше видно, что остаточные вариации ПЭС и foF2 коррелируют, коэффициенты корреляции приведены в таблице 2. Все p-значения меньше 0.05, что говорит о наличии статистически-значимой корреляции между рядами. Наибольшая корреляция наблюдается для измерения станции Кокубунжи, которая находится ближе всего к эпицентру з/т, внутри зоны сейсмических толчков. Наименьшая корреляция с измерениями станции, которая находится к северу от эпицентра з/т.

Таблица 2 – Обозначения и координаты станций вертикального зондирования ионосферы

Название объекта	Расстояние до эпицентра з/т, км	Коэффициент корреляции Пирсона	Двустороннее значение p
Окинава Угими Oki	1852.36 южнее	0.37	0
Ямагава Yam	1331.04 южнее	0.26	0
Кокубунжи Kok	384.89 южнее	0.43	0
Вакканей Саробецу Vak	765.64 севернее	0.12	0

На рисунке 4 показан фрагмент остаточных вариаций ПЭС и foF2 на станции Кокубунжи в период с 8 по 11 марта 2011 года, непосредственно предшествовавший основному толчку з/т. Хорошо видна корреляция между значениями ПЭС и foF2.

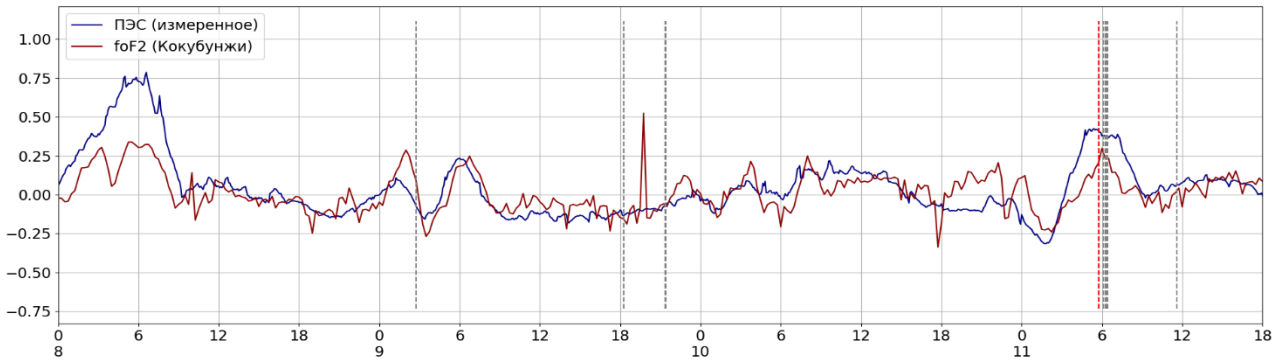


Рисунок 4 – Остаточное аномальные вариации интегрального ПЭС и foF2 на станции Кокубунжи за период с 8 по 11 марта 2011 г. (включительно)

Согласованный анализ вариаций интегрального ПЭС над областью з/т в сочетании с вариациями foF2, измеренного станциями, расположенными в зоне з/т, позволяет предположить о наличии связи между уровнем ионизации области ионосферы, находящейся непосредственно над областью з/т, и сейсмической активностью: количество электронов в области ионосферы, расположенной непосредственно над областью з/т растет по мере приближения к моменту толчка или серии толчков, после завершения которой количество электронов падает ниже среднего. Возможный физический механизм такого взаимодействия – излучение ЭМ волн сверхнизкой частоты, которые способны проникать в ионосферу.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант РНФ 22-17-00125 «Физический анализ сейсмо-электромагнитных явлений на Камчатском геодинамическом полигоне: модернизация системы наблюдений и теоретическое моделирование».

Литература

1. Global Navigation Satellite System - Total Electron Content (GNSS-TEC) database by Institute for Space-Earth Environmental Research (ISEE), Nagoya University, Japan. https://stdb2.isee.nagoya-u.ac.jp/GPS/GPS-TEC/index.html
2. Global ionosphere maps by Research group of Astronomy and Geomatics, Technical University of Catalonia (gAGE/UPC) at NASA's Archive of Space Geodesy Data. GNSS Atmospheric Products. https://cddis.nasa.gov/Data_and_Derived_Products/GNSS/atmospheric_products.html#iono
3. Ionosonde observations in Japan by National Institute of Information and Communications Technology, Japan. https://wdc.nict.go.jp/IONO/index_E.html
4. SuperMAG Magnetic Indices. https://supermag.jhuapl.edu/indices/
5. F10.7 cm Radio Emissions at Space Weather Prediction Center of National Oceanic and Atmospheric Administration. https://www.swpc.noaa.gov/phenomena/f107-cm-radio-emissions
6. Catalog of Solar Flare Events with X-ray Classes M1 - X>17.5. XXIV Cycle of Solar Activity by V.N. Ishkov, IZMIRAN, DOI: https://doi.org/10.2205/ESDB-SAD-FE-02
7. U.S. Geological Survey https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/
8. Cleveland R.B., Cleveland W.S., McRae J.E. and Terpenning I. (1990) STL: A Seasonal-Trend Decomposition Procedure Based on LOESS // Journal of Official Statistics, 6, 3-73.

КОМПЛЕКСНЫЙ МОНИТОРИНГ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ

Саньков А.В., Гладкочуб Д.П., Саньков В.А., Добрынина А.А.
alekseysankov@inbox.ru
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Байкальская рифтовая система (БРС) является одной из наиболее сейсмически активных территорий Российской Федерации, по классификации МЧС ей присвоена первая (высшая) категория опасности. Высокая сейсмическая активность региона подтверждается как сведениями о землетрясениях прошлого (палеосейсмодислокации, сильные землетрясения по историческим данным), так и современным уровнем сейсмической активности. Помимо землетрясений, БРС характеризуется проявлениями разнообразных опасных геологических процессов, таких как сели, паводки, обвалы и оползни, лавины, карстовые проявления [1]. В 2020 году в рамках Крупного проекта Минобрнауки России «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории» (грант № 075-15-2020-787) в Институте земной коры СО РАН начались работы по комплексному мониторингу опасных геологических процессов на основе непрерывных измерений различных геофизических полей [1].

Основная масса землетрясений БРС сосредоточена в достаточно узкой полосе, протягивающейся вдоль оси рифтовых впадин, Сибирская платформа практически асейсмична, Забайкальский блок характеризуется рассеянной умеренной сейсмичностью [2]. В самой Байкальской впадине наиболее сейсмически активной является ее южная часть, на прилегающих к ней территориях южного Прибайкалья и Забайкалья (Иркутская область, республика Бурятия) находятся крупные города, населенные пункты, а также опасные производства, линейные сооружения, плотина ГЭС (г. Иркутск), автомагистрали и линии Восточно-Сибирской железной дороги. Данные районы также отличаются высоким уровнем селеопасности (область Тункинских впадин, горное обрамление Южнобайкальской впадины). По этим причинам территория Южного Байкала была выбрана в качестве исходной для организации работ по комплексному мониторингу опасных геологических процессов.

Сеть полигонов комплексного мониторинга опасных геологических процессов расположена вдоль основных рифтовых структур юго-западного фланга БРС на территории Иркутской области (полигоны «Листвянка», «Бугульдейка» и «Приольхонье», пункт «Узур») и на территории республики Бурятия (пункты мониторинга «Максимиха», «Заречье», «Сухой ручей»), полигон «Южный Байкал» занимает область от южного окончания оз. Байкал («Талая») до системы Тункинских впадин (полигон «Зун-Мурино») (рисунок 1). Такое положение измерительных точек позволяет проводить наблюдения за центральной частью рифтовой системы.

Полигоны комплексного мониторинга оснащены современным высокоточным оборудованием для мониторинга деформаций горных пород (собственная разработка ИЗК СО РАН), эманаций радона, скоростей движений и деформаций земной коры методом GPS-геодезии, магнитотеллурического поля Земли, метеопараметров, температурного режима грунтов для глубин до 10 метров и сейсмического и микросейсмического режимов [1]. Часть пунктов наблюдения расположена на действующих сейсмических станциях Байкальского и Бурятского филиалов Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (БФ и БуФ ФИЦ ЕГС РАН соответственно. Институтом земной коры СО РАН с БФ и БуФ ФИЦ ЕГС РАН заключены договоры об обмене данными сейсмического мониторинга.

На текущий момент все виды мониторинга работают на 4 полигонах – «Листвянка», «Бугульдейка», «Приольхонье» и «Южный Байкал», в 2024 году планируется оборудовать

полигон «Зун-Мурино» в Тункинской впадине аппаратурой для мониторинга деформаций горных пород, эманаций радона, магнитотеллурического поля, метеопараметров и температурного режима грунтов. Это расширит наблюдательный полигон на территорию Тункинской системы впадин.

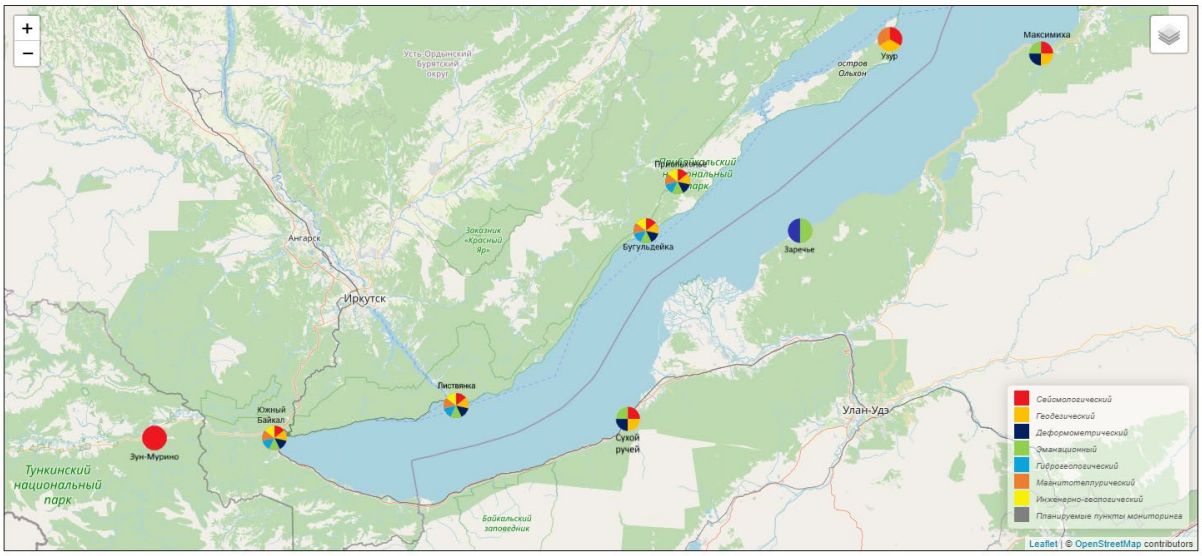


Рисунок 1 – Сеть полигонов и пунктов комплексного мониторинга ИЗК СО РАН по данным Центра комплексного мониторинга (https://cm.crust.irk.ru/). Цветом показаны различные виды мониторинга

Данные с пунктов и полигонов комплексного мониторинга поступают в Институт земной коры СО РАН на сервер Центра комплексного мониторинга частично в режиме реального времени, частично – 1 раз в сутки. В 2022 году совместно с Институтом вычислительной математики и математической геофизики СО РАН (г. Новосибирск) была разработана специальная цифровая платформа для визуализации, анализа и первичной обработки данных комплексного мониторинга. Платформа позволяет вывести на единый планшет данные разных видов мониторинга за выбранный период времени, провести первичную обработку сигналов и сохранить их в цифровом и растровом виде для последующего анализа. Для предварительной обработки сигналов предусмотрены режимы: суточная запись (вывод данных за указанные сутки), фильтр скользящего среднего, фильтр Савицкого-Голея, фильтр Баттерворта. На платформе реализованы также следующие виды математической обработки: энтропийный анализ, мультифрактальный анализ, поляризационный анализ, спектральный анализ, оценка спектра по Уэлчу, построение спектрограмм (спектрально-временной анализ).

Длинные ряды данных комплексного мониторинга используются для поиска возможных предвестников землетрясений в БРС и последующей разработки фундаментальных основ прогноза землетрясений. Настоящий подход положительно себя зарекомендовал при изучении предвестников последних сильных землетрясений БРС: Быстринского землетрясения в Южном Прибайкалье (21.09.2020 г., Mw=5.4) [3] и Кударинского землетрясения в Южном Байкале (09.12.2020 г., Mw=5.6) [4-6].

Оба землетрясения сопровождались серией предшествовавших и сопутствующих явлений различной природы, зафиксированных в разных местах плейстосейстовой области и на смежной территории. В случае Быстринского землетрясения это было изменение режима и свойств подземных вод, предсейсмогенных вариациях напряженно-деформированного состояния породного массива, флуктуациях эманационного поля, также был зафиксирован краткосрочный предвестник землетрясения в динамике деформаций пород на полигоне «Южный Байкал» («Талая») [3, 5]. В случае Кударинского землетрясения краткосрочные предвестники наблюдались на полигонах «Бугульдейка» и «Приольхонье» в данных

деформационного, микросейсмического, магнитотеллурического, эманационного мониторинга [4-6]. Совпадение данных деформационного и микросейсмического мониторинга позволило охарактеризовать предварительную модель развития процессов в очаге перед и после сильного землетрясения и предложить на ее основе метод определения приближения сильного сейсмического события [5].

За годы функционирования сети полигонов комплексного мониторинга установлено, что в ближней к очагу зоне (до 150 км) сильные сейсмические события проявляются практически во всех изучаемых в режиме мониторинга полях. Характер и интенсивность этих проявлений зависят от параметров землетрясения (положение, магнитуда, глубина, фокальный механизм) и от локальных геологических условий полигонов мониторинга. В целом, полученные результаты свидетельствуют об эффективности сети полигонов комплексного мониторинга для изучения предвестников сильных землетрясений на территории БРС.

Литература

1. Семинский К.Ж., Добрынина А.А., Борняков С.А., Саньков В.А., Поспеев А.В., Рассказов С.В., Перевалова Н.П., Семинский И.К., Лухнев А.В., Бобров А.А., Чебыкин Е.П., Едемский И.К., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Король С.А. Комплексный мониторинг опасных геологических процессов в Прибайкалье: организация пилотной сети и первые результаты // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 5. 0677.
2. Сейсмоионосферные и сейсмоэлектромагнитные процессы в Байкальской рифтовой зоне / В.Р. Адвокатов и др.; отв. ред. Г.А. Жеребцов. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2012. 304 с.
3. Семинский К.Ж., Борняков С.А., Добрынина А.А., Радзиминович Н.А., Рассказов С.В., Саньков В.А., Миалле П., Бобров А.А., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Семинский А.К., Чебыкин Е.П., Шагун А.Н., Герман В.И., Тубанов Ц.А., Улзибат М. Быстринское землетрясение в Южном Прибайкалье (21.09.2020г., Mw=5.4): основные параметры, признаки подготовки и сопровождающие эффекты // Геология и геофизика. 2021. № 5. С. 727-743.
4. Добрынина А. А., Саньков В. А., Борняков С. А., Король С. А., Саньков А. В. Аномалии микросейсмических шумов в связи с Кударинским землетрясением 9 декабря 2020 г. с Mw = 5.6 в Байкальской впадине // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 509. № 1. С. 74-80.
5. Борняков С.А., Добрынина А.А., Семинский К.Ж., Саньков В.А., Радзиминович Н.А., Салко Д.В., Шагун А.Н. Быстринское землетрясение в южном Прибайкалье (21.09.2020 г., Mw = 5.4): общая характеристика, основные параметры и деформационные признаки перехода очага в мета-нестабильное состояние // Доклады российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 1. С. 84–88.

АНОМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ АТМОСФЕРЫ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЮ M=7.0 В КИТАЕ В 2024 ГОДУ

Свердлик Л.Г.[1,2]
l.sverdlik@mail.ru
[1] Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан
[2] Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызстан

Актуальным направлением современных исследований в нижней атмосфере, основанным на использовании данных спутникового дистанционного зондирования, является мониторинг опасных природных процессов и явлений, в частности, сейсмической активности [1]. Уникальные преимущества перед традиционными наземными методами измерений, такие как глобальный охват, доступность и наличие продолжительных по времени данных о вариациях множества геофизических параметров [2], предоставляют широкие возможности для обнаружения предсейсмических аномалий. Одним из проявлений сейсмоатмосферных возмущений являются тепловые аномалии, наблюдаемые на различных уровнях атмосферы от приземного слоя [3] и нижней тропосферы [4] до стратосферных высот [5], что подтверждается экспериментами, проведёнными в разных географических регионах.

Тепловые аномалии, идентифицированные по изменению температуры и выделенные с использованием различных методов анализа (напр., [6]), являются результатом сложных явлений, связанных с преобразованием энергии в больших объемах напряженных горных пород. Вероятная причина возмущений температуры, имеющих характерные вертикальные и пространственные масштабы, может быть связана с генерацией атмосферных гравитационных волн (АГВ). Поэтому в последние годы значительный интерес проявляется к нахождению взаимосвязи между сейсмической активностью и изменением вертикального распределения температуры [1, 2, 4]. Такой подход, использующий фактор различия свойств атмосферы с изменением высоты, позволяет более эффективно отличать тепловые аномалии, вызванные, как предполагается, землетрясениями, от аномалий, связанных с влиянием других факторов (напр., уровня солнечной активности и др.) [2, 4]. В настоящей работе в продолжение ранее выполненных исследований атмосферных эффектов сильных землетрясений проведён анализ пространственно-временной динамики температуры в верхней тропосфере и нижней стратосфере в период сейсмической активности в Китае в январе 2024 г.

Данные наземных и спутниковых измерений. Анализ предсейсмических эффектов проводился в период подготовки и прохождения крупного события с магнитудой M=7.0 зарегистрированного 22 января 2024 г. в 18:09:04 UTC на границе Кыргызстана и Китая (41.27 °N; 78.62 °E). По данным Геологической службы США (USGS) это самое сильное землетрясение за последние 45 лет, произошедшее в отдаленном сейсмически активном районе северо-западного Китая и вызвавшее сильное сотрясение грунта [7]. Гипоцентр землетрясения располагался относительно неглубоко (~25 км). Длина разлома, который сместился примерно на 2.5 метра, составляла от 40 до 50 км.

Были проанализированы вариации температуры, полученные в архиве реанализа MERRA-2 (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, версия 2) и охватывающие область, ограниченную координатами 25–55 °N и 50–100 °E. Загрузка спутниковых данных на 12 стандартных изобарических уровнях от 500 до 40 гПа в узлах равномерной сетки 0.5°×0.625° с временным разрешением Δt=3 часа производилась в системе GES-DISC (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center) [8]. Пространственные характеристики возмущений определялись с помощью разработанного программного приложения IPPLA (Identification of Preseismic Perturbations in the Lower Atmosphere) [2].

Результаты. Ранее было установлено, что изменения вертикальной структуры атмосферы в периоды сейсмической активности более явно выражены на определенных изобарических уровнях и в определенном диапазоне периодов [1]. В рассматриваемом случае наиболее интенсивные вариации температуры (T) наблюдались на уровнях 300–250 гПа

(~9.0–10.5 км) в верхней тропосфере и 100–70 гПа (~17.0–19.9 км) в нижней стратосфере (рис. 1a) и проявлялись в виде вариаций с близкими по величине амплитудами положительных и отрицательных изменений приращений температуры (ΔT) (рис. 1b).

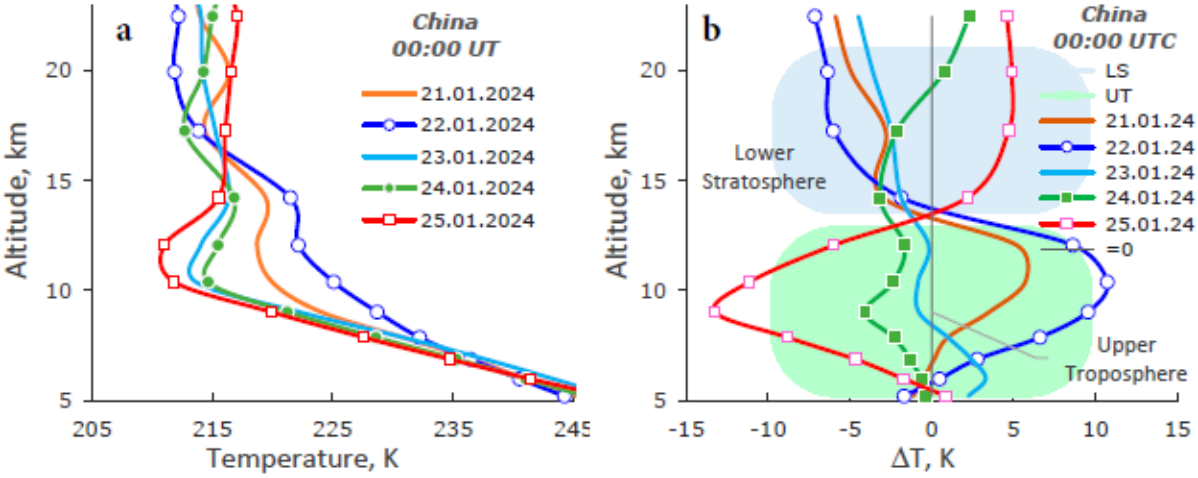


Рисунок 1 – Вертикальные профили T (a) и ΔT (b) в период 21–25 января 2024 г. вблизи эпицентральной области землетрясения M=7.0 (40.5–42.0 °N; 78.125–79.375 °E)

Графики эволюции высотных профилей ΔT(h) перед землетрясением M=7.0 в Китае отражают медленные волнообразные изменения температуры со сменой фазы колебаний, происходящей через ~48–56 часов. Интенсивность таких вариаций температуры оценивалась путем сравнения скользящих дисперсий в коротком (VAR_{STA}) и длинном (VAR_{LTA}) временных окнах и последующем вычислении интегральных параметров δT_C (δT) [2]. Возмущенному состоянию верхней тропосферы (300 гПа) и области тропопаузы (100 гПа) соответствовали флуктуации температуры, удовлетворяющие условию: $VAR_{STA} \geq VAR_{LTA}$ (рис. 2a и рис. 2b).

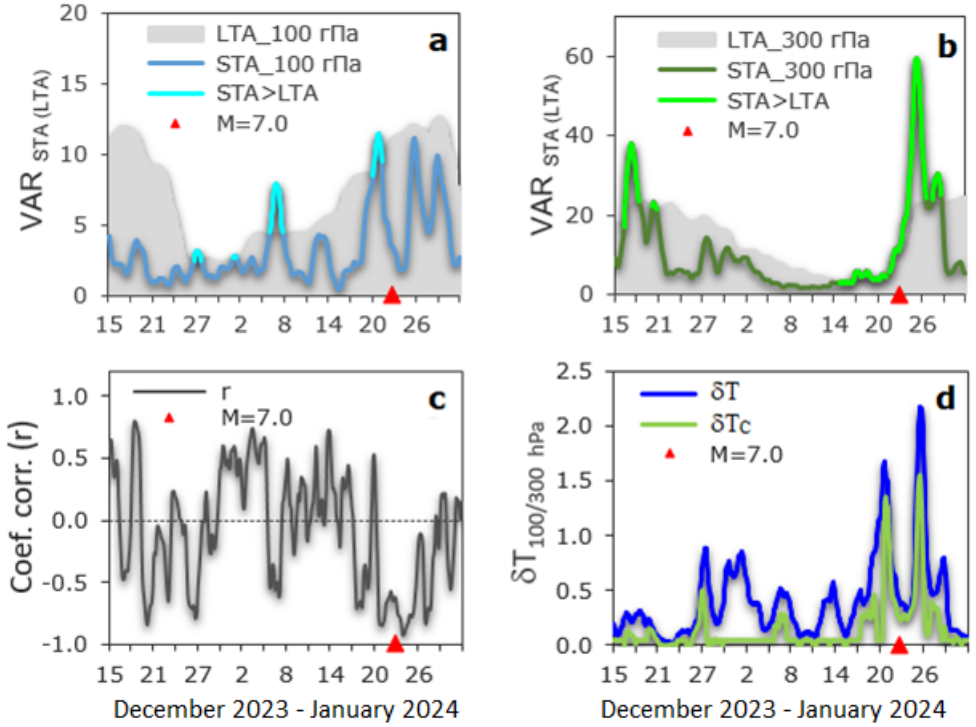


Рисунок 2 – Вариации скользящих дисперсий температуры в коротком (VAR_{STA}) и длинном (VAR_{LTA}) окне на уровнях 100 гПа (a) и 300 гПа (b), коэффициента корреляции (r) между приращениями температуры ΔT на рассматриваемых уровнях (c) и соответствующие изменения параметра δT_C (d) в период с 15 декабря 2023 г. по 31 января 2024 г.

На рис. 2d показана динамика изменения параметра δT_C в период с 15 декабря 2023 г. по 31 января 2024 г., отчетливо демонстрирующая выделенные когерентные предсейсмические аномалии температуры 20–21 января 2024 г. Поскольку землетрясение произошло в спокойных солнечных и геомагнитных условиях, это дает основание предполагать вероятную связь аномальных изменений температуры с процессом подготовки события. Основным фактором, приводящим к высоким уровням параметра δT_C (δT_C >1.5), наряду с аномальным увеличением амплитуды вариаций, период которых составлял ~4–6 дней, являлся коррелированный противофазный характер этих изменений, одновременно регистрируемых на двух высотных уровнях атмосферы: в верхней тропосфере и области тропопаузы [1]. Оценка взаимосвязи между временными рядами приращений температуры (ΔT) на уровнях 300 и 100 гПа показала, что непосредственно перед сейсмическими событиями локальные коэффициенты корреляции достигали значений r=–0.96 (рис. 2c). После землетрясений обычно следовало снижение согласованности в изменениях температуры.

Результаты расчета пространственно-временного распределения возмущений температуры показали, что формирование областей высоких значений параметра δT_C было четко синхронизировано с сейсмической активностью не только во времени, но и в пространстве. На рис. 3 приведен набор карт, демонстрирующий динамику процесса эволюции аномалий температуры в период 21–22 января 2024 г., который предшествовал землетрясению M=7.0 (22.01.2024; 18:09:04 UTC).

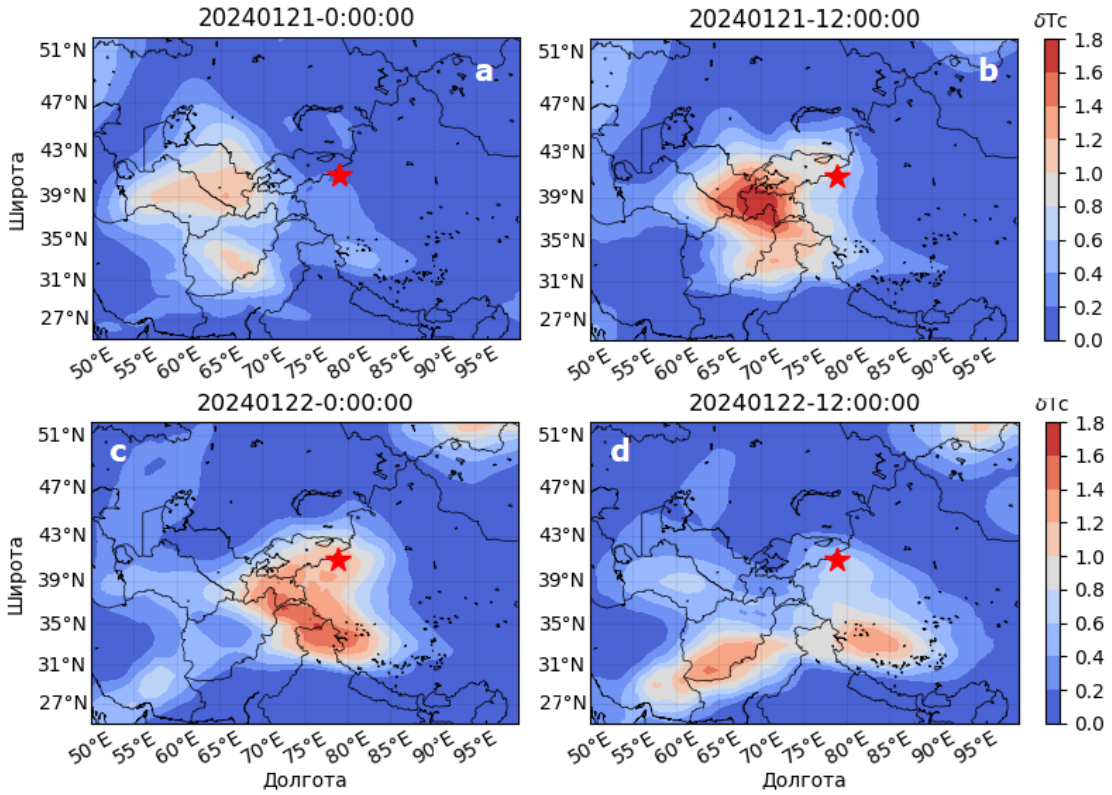


Рисунок 3 – Эволюция пространственного распределения интегрального параметра δT_C в период 21–22 января 2024 г. (в 00:00 и 12:00 UTC). Маркером показан эпицентр землетрясения M=7.0 (22.01.2024; 18:09:04 UTC; 41.26 °N; 78.66 °E)

Возмущенная область с горизонтальными размерами, составляющими ~1000 км, были устойчиво локализованы вблизи эпицентра на протяжении 12–18 часов, а максимумы в развитии аномалий наблюдались за ~1–2 суток до события. Аномалия температуры являлась, вероятно, результатом воздействия АГВ, генерируемых медленными колебаниями земной поверхности и достигающих тропопаузы, где они взаимодействовали со струйным течением

и вызывали интенсивные колебания температуры [2]. Волновые процессы могут рассматриваться в качестве наиболее вероятного фактора, который способен привести к длительному нарушению термического состояния в слоях нижней атмосферы [5].

Аналогичные изменения пространственного распределения возмущения температуры в верхней тропосфере и нижней стратосфере наблюдались перед землетрясениями M>7.0 в Китае 12 мая 2008 г. [1] и 21 мая 2021 г. [2]. Важно отметить большое сходство в проявлениях предсейсмических аномалий температуры в значительном количестве анализируемых случаев, что, вероятно, можно рассматривать как свидетельство взаимодействия литосферы и атмосферы в периоды сильной сейсмической активности.

Таким образом, применение специально разработанного алгоритма к данным спутникового дистанционного зондирования (глобальный реанализ MERRA-2) позволило выделить и идентифицировать предсейсмические возмущения температуры в UTLS. Алгоритм построен на последовательном вычислении межсуточной изменчивости температуры ΔT, отношения скользящих дисперсий (VAR_{STA}/VAR_{LTA}) и интегральных параметров аномальных вариаций δT_C (δT), характеризующих интенсивность короткопериодных возмущений температуры. Анализ температурного режима в период подготовки землетрясения в Китае с магнитудой M=7.0 (22 января 2024 г.) показал наличие мезомасштабных предсейсмических аномальных изменений температуры в верхней тропосфере и нижней стратосфере, синхронизированных с сейсмической активностью не только во времени, но и в пространстве, что, вероятно, может служить проявлением реакции различных слоев атмосферы на процессы, происходящие в литосфере при подготовке сильных землетрясений. Полученные результаты дают основания считать, что генерация АГВ является одним из важных факторов, влияющих на изменение температуры, которые наблюдаются непосредственно перед крупными сейсмическими событиями.

Автор выражает благодарность сотрудникам NASA GES-DISC и USGS за свободный доступ к используемым в настоящем исследовании данным.

Литература

1. *Свердлик Л.Г.* Атмосферные эффекты крупнейших землетрясений Альпийско-Гималайского сейсмического пояса // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 2. С. 81–90. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-2-81-90.
2. *Свердлик Л.Г.* Динамика возмущений в нижней атмосфере в сейсмически активных регионах Азии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 2. С. 144–152. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-2-144-152.
3. *Jiao Z-H., Zhao J., Shan X.* Pre-seismic anomalies from optical satellite observations: a review // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2018. Vol. 18(4). P. 1013–1036. DOI: 10.5194/nhess-18-1013-2018.
4. *Zhang Y., Meng Q., Wang Z., Lu X., Hu D.* Temperature Variations in Multiple Air Layers before the Mw 6.2 2014 Ludian Earthquake, Yunnan, China // Remote Sens. 2021. Vol. 13. No. 5. P. 884. DOI: 10.3390/rs13050884.
5. *Yang S.-S., Asano T., Hayakawa M.* Abnormal gravity wave activity in the stratosphere prior to the 2016 Kumamoto earthquakes // Journal of Geophysical Research: Space Physics. 2019. Vol. 124. Iss. 2. P. 1410–1425. DOI: 10.1029/2018JA026002.
6. *Hardeep, Saraf A.K., Das J., Dwivedi D.* Satellite based detection of pre-earthquake thermal anomaly, co-seismic deformation and source parameter modelling of past earthquakes // Natural Hazards Research. 2022. Vol. 2. Iss. 4. P. 287–303. DOI: 10.1016/j.nhres.2022.12.001.
7. URL: https://earthquake.usgs.gov/
8. URL: https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/M2I3NPASM_5.12.4/summary

БИОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В СИСТЕМЕ МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА АЛМАТИНСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Суровцева Н.В., Арифулова И.И.
n.surovceva@seismology.kz, arif_irina@mail.ru
Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований МЧС РК,
г. Алматы, Казахстан

В мировой литературе имеется немало сведений о необычном поведении животных накануне сильных и разрушительных землетрясений. Информация эта получена, главным образом, от населения районов, в которых происходили сейсмические катастрофы. Ретроспективные материалы дают ценные сведения о животных – представителях различных систематических групп, о различных видах предвестниковых аномалий, о магнитудах сейсмических событий, эпицентрах и распределении гипоцентров землетрясений, предварявшихся биопредвестниками.

Самым ярким примером в современной истории является разрушительное землетрясение в Китае в 1975 году [1]. Тогда благодаря данным об аномальном поведении «живых сейсмографов» удалось спасти десятки тысяч людей. За несколько месяцев до этого в провинции Ляонин, где всегда наблюдалась повышенная сейсмическая активность, был проведен крупномасштабный эксперимент: 100 тысяч добровольцев были призваны убедить население провинции немедленно сообщать властям о любом необычном поведении животных. Ранее был разработан план эвакуации и создан оперативный штаб. В определенный момент в штаб стали поступать сообщения с мест о том, что змеи просыпались от спячки, выползали на снег и замерзали, норные животные покидали места обитания. Руководствуясь этими сообщениями, сотрудники штаба приняли решение о срочной эвакуации из сейсмоопасного района. 4 февраля 1975 года в 19.30 по местному времени страшное землетрясение в городе Хайчэн разрушило 90 процентов зданий. Избежать огромных человеческих потерь удалось благодаря тому, что местные власти обратили внимание на изменение в поведении животных и приняли решение эвакуировать людей.

Наблюдения за «животными-предвестниками» в настоящее время интересуют ученых многих стран. Например, недавно ученые из Института изучения поведения животных Общества Макса Планка провели исследование, результаты которого были опубликованы в научном журнале Ethology [2]. Они предположили, что реакцией на скорое землетрясение обладают коровы, овцы и собаки, поэтому снабдили их датчиками для слежения за изменением их поведения. С октября 2016 по апрель 2017 года в районе итальянской деревни Каприлья, где жили испытуемые животные, произошло более 18 тысяч подземных толчков. В ходе научной работы исследователи заметили, что чем ближе к животным находились эпицентры землетрясений, тем заметнее они меняли свое поведение. Особенно сильно изменения были заметны у групп животных, тогда как отдельные особи не предпринимали особых способов убежать подальше от опасности. Исследователи убедились, что изменения в поведении возникали только перед разрушительными природными явлениями, так что навык животных чувствовать грядущие катастрофы можно считать научно доказанным фактом.

Научными предпосылками для организации работ по созданию системы сейсмобиологического мониторинга в зонах сейсмического риска с целью краткосрочного прогноза землетрясений явились экспериментальные материалы, полученные И.В. Мушкетовым при обследовании очаговой зоны разрушительного Верненского землетрясения 9 июня 1887 года [3]. В своей работе он приводит много интересных сведений очевидцев о странном беспокойстве животных накануне основного толчка с магнитудой 7,3.

В Казахстане сейсмобиологические исследования были включены в республиканскую систему сейсмологических наблюдений в 90-е годы прошлого столетия постановлением Правительства РК. Сейсмобиомониторинг – один из методов комплексного прогноза сейсмических процессов в Казахстане, за основу которого взяты аномалии в поведении животных, формирующиеся под влиянием изменения физических факторов среды обитания в период сейсмической активизации на территории или вблизи очага землетрясения [4]. Эффективность сети биологических наблюдений зависит от информативности используемых в системе сейсмобиомониторинга методов наблюдений и аппаратуры. При разработке прогностических критериев на основе данных наблюдения за поведением животных в зонах сейсмического риска под информативностью понимают извлечение максимального объема полезной информации о необычном поведении биологических объектов, полученной различными методами на ранних этапах формирования аномалий в период подготовки землетрясений.

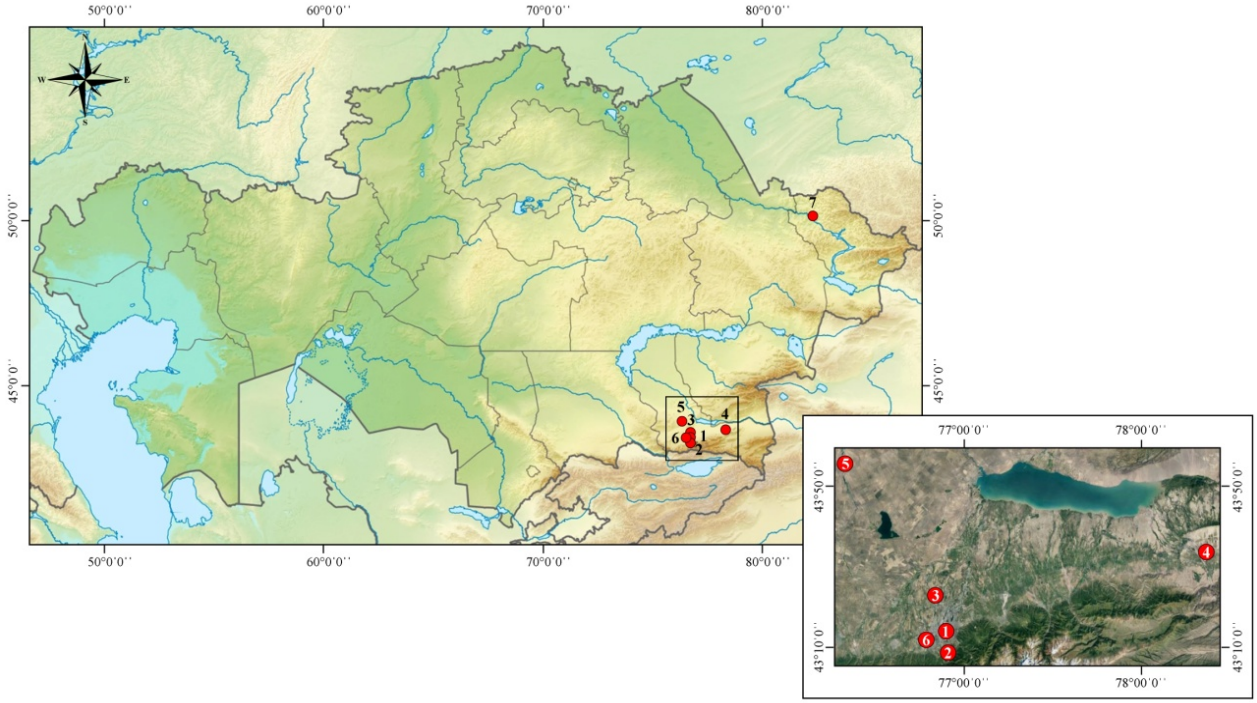


Рисунок 1 – Карта сейсмобиополигона в Казахстане. Биостационары: 1 – «Ботсад», 2 – «Казачка», 3 – «Бурундай», 4 – «Чилик». Пункты наблюдения: 5 – «Курты», 6 – Кинологическая служба МЧС РК Алматинской области, 7 – Кинологическая служба МЧС РК Восточно-Казахстанской области

В настоящее времени в Республике Казахстан функционирует 4 биостационара (один из них на территории города Алматы) и три пункта наблюдений: один пункт на станции «Курты» и два пункта биологических наблюдений на базе кинологической службы ГУ «РОСО» МЧС РК в Алматинской и Восточно-Казахстанской областях (рисунок 1). Выбор объектов для сейсмобиомониторинга осуществлялся на основе анализа исторических материалов о чувствительности отдельных групп животных к воздействию природных факторов и поведении до и во время сейсмических событий, особенностей биологии, экологии и распространения животных различных видов, удобства содержания в неволе. Таким образом, на каждом биостационаре был определен стандартный видовой и количественный состав животных с целью получения сопоставимых данных в разных точках биополигона. На биостационарах содержатся 2 вида змей, 3 вида ящериц, 1 вид рыб, 3 вида птиц, 1 вид млекопитающих. В пунктах наблюдения при кинологических службах ГУ «Республиканский оперативно-спасательный отряд» МЧС РК (далее «РОСО» МЧС РК) ведутся наблюдения за служебными собаками.

Наблюдение за животными на биополигоне проводится с использованием визуальных, автоматизированных и аппаратурных методов (рисунок 2). Результаты наблюдений со всех биостационаров и пунктов наблюдения ежедневно передаются в лабораторию сейсмобиологии ТОО «Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований» МЧС РК для обработки и анализа.

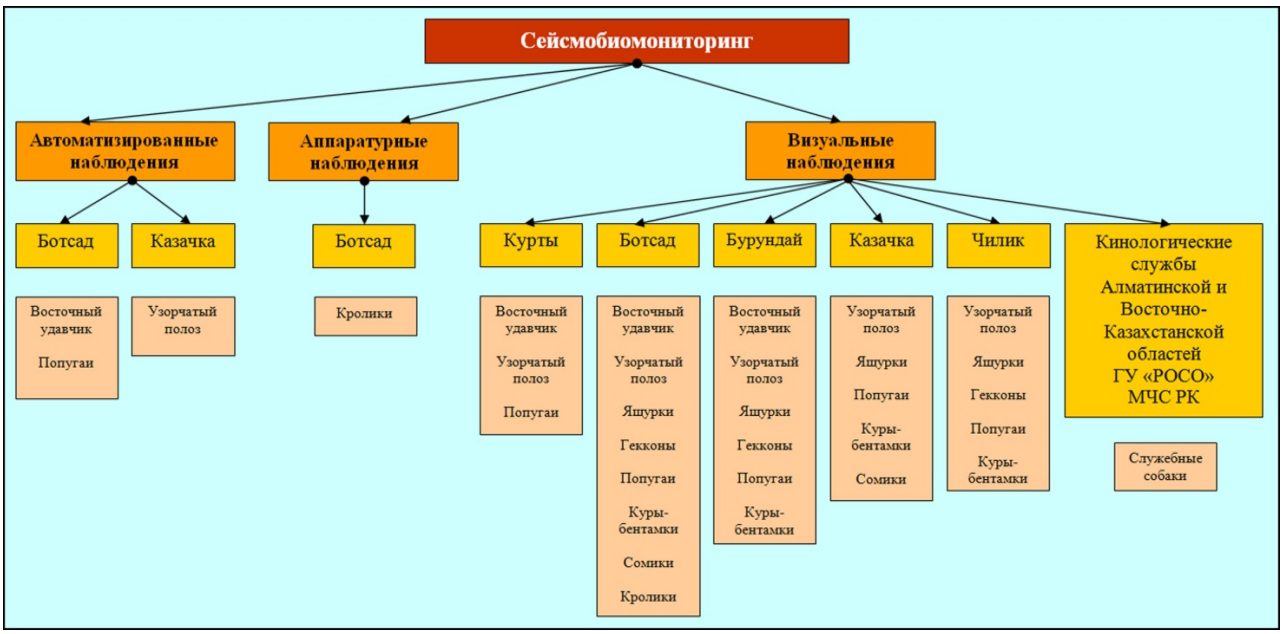


Рисунок 2 – Схема сети наблюдений за поведением животных в Казахстане

Автоматизированные методы наблюдения. При помощи автоматизированных методов регистрируется двигательная активность змей и волнистых попугайчиков [5]. Информативными параметрами как для птиц, так и для рептилий являются изменение амплитуды вариаций двигательной активности, рассогласование и инверсия суточного ритма. В этой связи, в основе исследований двигательной активности лежит изучение фоновой активности наблюдаемых групп животных, выделение аномальных вариаций, определение корреляционных связей между активностью животных и воздействием метеогеофизических полей.

Аппаратурные методы наблюдения. Биообъектами экспериментального исследования являются кролики породы «Шиншилла». В эксперименте используются две модели наблюдений. Первая группа животных ведет максимально приближенный к естественному образ жизни - в норах на территории вольера, а животные второй группы содержатся в условиях ограничения двигательной активности – в клетках, расположенных на территории этого же вольера [6]. Замеры электрической проводимости кожи в биологически активных точках (ЭП БАТ) проводятся в одно и то же время суток после отлова и 15-минутной адаптации. Информативными параметрами в данном исследовании являются вариации электрических параметров кожи биообъектов.

Результаты автоматизированных и аппаратурных наблюдений подвергаются дальнейшей математической обработке, которая сводится к расчёту значений среднего квадратического отклонения (σ). Выявляются аномалии, превышающие пороги 2σ (отклонения от фонового уровня) и 3σ (критический уровень, отражающий аномалии предвестникового характера).

Визуальные методы наблюдения. Визуальные наблюдения за поведением животных на сейсмобиостационарах осуществляются в круглосуточном режиме, данные регистрируются с дискретностью 3 часа: в 06, 09, 12, 15, 21, 24 часа, аномальные вариации регистрируются круглосуточно. Запись наблюдений осуществляется в специальных картах

наблюдений – этограммах, которые были разработаны для каждого вида животных [7] и позволяют систематизировать визуальную информацию о поведении животных. Этограммы включают в себя ряд комплексных параметров, с помощью которых классифицируются алгоритмы поведения животных. Каждый комплексный параметр включает все возможные вариации поведения животных от «нормального» до «аномального» (предвестникового). Этограмма и, следовательно, алгоритм, описывающий различные виды активности, составлен таким образом, что каждый последующий признак поведенческой реакции по интенсивности более сильный, чем предыдущий с точки зрения прогнозных критериев в связи с возможными сейсмическими событиями.

Анализ многолетних данных сейсмобиомониторинга на территории Алматинского прогностического полигона показал эффективность биопредвестников в рамках краткосрочного прогноза землетрясений и необходимость дальнейшего развития в Казахстане этого уникального направления.

Литература

1. Животные способны ощущать ранние признаки приближающегося землетрясения. https://mir-znaniy.com/zhivotnyie-sposobnyi-oshhushhat-rannie-priznaki-priblizhayushhegosya-zemletryaseniya/
2. Wikelski M., Mueller U., Scocco P., Catorci A., Desinov L.V., Belyaev M.Y., Keim D., Pohlmeier W., Fechteler G., Mai P.M. (2020). Potential short-term earthquake forecasting by farm animal monitoring. Ethology, 126. 931–941. https://doi.org/10.1111/eth.13078
3. Мушкетов И.В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. // Труды геологического комитета. Т. 10. № 1. СПб: Тип. М. Стасюлевича. 1890. 154 с.
4. Серазетдинова Б.З. Сейсмобиология: теория, методы, практика прогноза землетрясений. Алматы: Эверо. 2012. 364 с.
5. Суровцева Н.В., Ню В.А., Арифулова И.И. Изучение двигательной активности птиц и рептилий в зоне сейсмического риска г. Алматы // Симпозиум «Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений для территории Республики Казахстан», г. Алматы, 16–18 июня 2022 г. Алматы. 2022. С. 203–208.
6. Серазетдинова Б.З., Суровцева Н.В. Изучение электрического сопротивления кожи в биологически активных точках норных животных на Алматинском прогностическом полигоне // Симпозиум «Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений для территории Республики Казахстан», г. Алматы, 16–18 июня 2022 г. Алматы. 2022. С. 198–203.
7. Серазетдинова Б.З., Жунусова А., Кауазов А.М. Оценочные шкалы как критерии аномального поведения животных в сейсмически уязвимом регионе Казахстана // Abstract of the 8th International Symposium on Tianshan Earthquakes. 23–26 Sept, 2013. China, Urumqi, 2013. P. 45.

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ОБЛУЧЕНИЯ КОРЫ И СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.
tarasov@ifz.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

В работах [1-3] было показано, что при облучении коры двух наиболее сейсмоактивных областей Средней Азии (Гармского р-на Таджикистана и Северного Тянь-Шаня) мощными электромагнитными импульсами (ЭИ) в них происходит активизация слабых и умеренных землетрясений, возрастает их суммарная сейсмическая энергия (СЭ). Это приводит к повышению скорости сейсмотектонических деформаций и ускорению релаксации упругих напряжений. Позднее при изучении влияния электромагнитных возмущений, вызываемых в коре магнитными бурями (МБ), на глобальную сейсмичность обнаружено, что после них также происходит значительное повышение СЭ, однако землетрясений становится несколько меньше. Похожее подавление сейсмичности наблюдается и после интенсивных всплесков потока электромагнитного излучения Солнца (ЭИС), которые выделялись по доминирующим максимумам скорости его изменения (dW/dt). Однако СЭ при этом уменьшалась. Интересно, что эффективность воздействия МБ и ЭИС зависит от их сочетания. Наибольший прирост СЭ происходит, когда ЭИС и МБ возникают с небольшой разницей во времени [4, 5]. В данной работе изучено изменение эффективности триггерного воздействия ЭИ в тех же областях, что и в [1-3], в зависимости от текущей интенсивности ЭИС.

На рис.1а показано изменение количества землетрясений Гармского района до и после всех ЭИ, полученное методом наложения эпох [2, 3]. Видно, что их триггерное воздействие приводит к повышению количества землетрясений, которое оказалось статистически значимо. Аналогичные зависимости были получены по выборкам ЭИ, до или после которых фиксировались всплески ЭИС, и по тем ЭИ, до или после которых ЭИС не наблюдалось. Оказалось, что при появлении ЭИС после ЭИ возникает очень яркая, статистически высокозначимая, активизация (рис. 1б), а при их отсутствии возрастание количества землетрясений очень незначительно и статистически не значимо (рис. 1в).

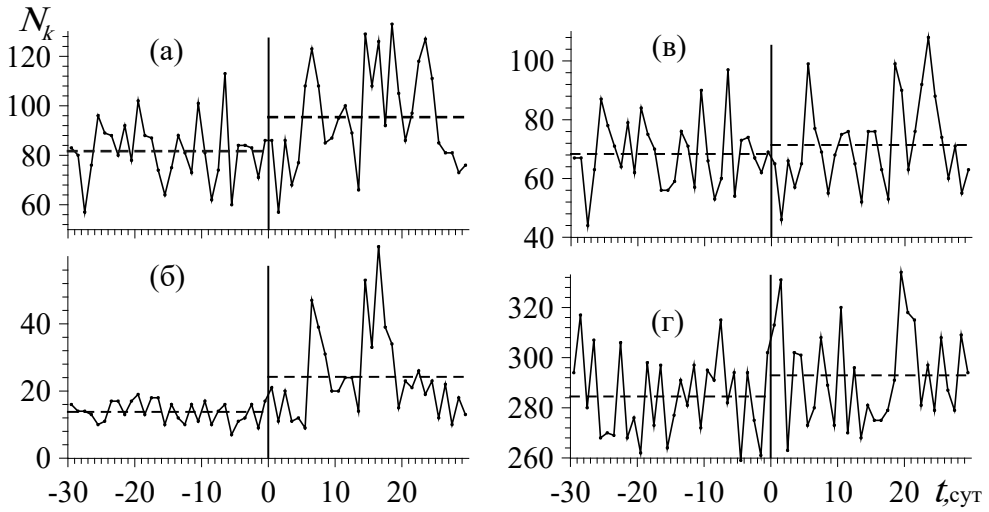


Рисунок 1 – Изменение во времени Nk – количества землетрясений Гармского района до (t<0) и после (t>0) облучения коры ЭИ (а) и аналогичные зависимости, полученные по ЭИ, после которых в течение 30 суток фиксировались ЭИС (б) и после которых ЭИС не наблюдалось (в), изменение числа землетрясений до и после ЭИС, до и после которых облучение коры не проводилось (г). Пунктиром показан средний уровень фона перед и после ЭИ

В таблице 1 представлены оценки изменения СЭ местных землетрясений в каждом из рассмотренных случаев. Из нее следует, что после всех ЭИ суммарная энергия значительно возрастает. Сопоставление Δe – средних приращений на одно воздействие ЭИ, полученных в последних двух случаях, с аналогичной оценкой, выполненной по всем ЭИ, показывает, что эффективность ЭИ, за которыми следовали ЭИС, в 4.4 раза выше, а ЭИ, за которыми всплесков ЭИС не возникало, - в 3.6 раз ниже. Следовательно, появление ЭИС после ЭИ существенно повышает их эффективность.

Таблица 1 – Приращение СЭ после всех ЭИ (ΔE) и приращение в среднем на одно воздействие (Δe), такие же оценки, полученные по ЭИ, за которыми следовали ЭИС и за которыми их не наблюдалось

Триггер	ΔE, Дж	Δe, Дж
ЭИ	$4.14 \cdot 10^{13}$	$1.22 \cdot 10^{12}$
ЭИ+ЭИС	$3.18 \cdot 10^{13}$	$5.31 \cdot 10^{12}$
ЭИ-ЭИС	$0.95 \cdot 10^{13}$	$0.34 \cdot 10^{12}$

При этом не ясно, что является основной причиной активизации сейсмичности – ЭИ или ЭИС. Поэтому было рассмотрено изменение сейсмичности после ЭИС, до и после которых не проводилось облучение коры ЭИ. На рис.1г можно видеть, что после ЭИС происходит очень небольшое повышение среднего количества землетрясений, которое составляет около 3% относительно уровня фона. При этом СЭ практически не меняется. Из этого следует, что основной причиной приращения количества землетрясений и их суммарной энергии является триггерное воздействие ЭИ, а ЭИС только повышают их эффективность.

Влияние этих факторов на сейсмичность изучено также на длинных рядах наблюдений длительностью 36 лет в Гармском районе и 23 года на Северном Тянь-Шане. Рассмотрены временные вариации пространственно-временной корреляции сейсмичности r_k, фрактальной размерности d_2, пространственного распределения землетрясений и кумулятивной сейсмотектонической деформация коры $\varepsilon(t)$ [1,6]. На рис. 2а1 и 2а2 видно, что в обоих областях до начала облучения коры ЭИ четко прослеживается 5 - летняя периодичность пространственно-временной корреляции сейсмичности, что свидетельствует о циклическом характере пространственного перераспределения сейсмичности во времени. В интервалы облучения их коры ЭИ корреляция резко возрастает, а периоды ее осцилляций уменьшаются до 2.5 лет, т.е. воздействие ЭИ приводит к пространственной синхронизации сейсмичности и ускоряет циклы ее перестройки в 2 раза. Одновременно наблюдается статистически значимое уменьшение фрактальной размерности пространственного распределения гипоцентров местных землетрясений (рис.2б1 и 2б2). Это показывает, что в результате воздействия ЭИ в них возникает кластеризация сейсмичности.

Подобное поведение рассмотренных параметров характерно для сложных нелинейных динамических систем, находящихся у порога бифуркации. При приближении к точке бифуркации у таких систем резко возрастает радиус корреляции, возникает пространственная синхронизация и появляется чрезвычайно высокая чувствительность к внешним воздействиям. С этим, по-видимому, связана значительная активизации слабой и умеренной сейсмичности, вызванной триггерным воздействием ЭИ, приводящая к значительному повышению скорости сейсмотектонических деформаций в обеих областях, что хорошо видно на рис. 2в1 и 2в2. Такое повышение приводит к дополнительному высвобождению упругих деформаций, которое достигает 3-13% от предельных деформаций горных пород, что является достаточно серьезным вкладом в процесс квазипластического деформирования коры и вызывает дополнительную релаксацию упругих напряжений на 0.4-1.7 бар [1]. Следовательно, в результате относительно слабых воздействий ЭИ может происходить существенное изменение напряженно-деформированного состояния коры.

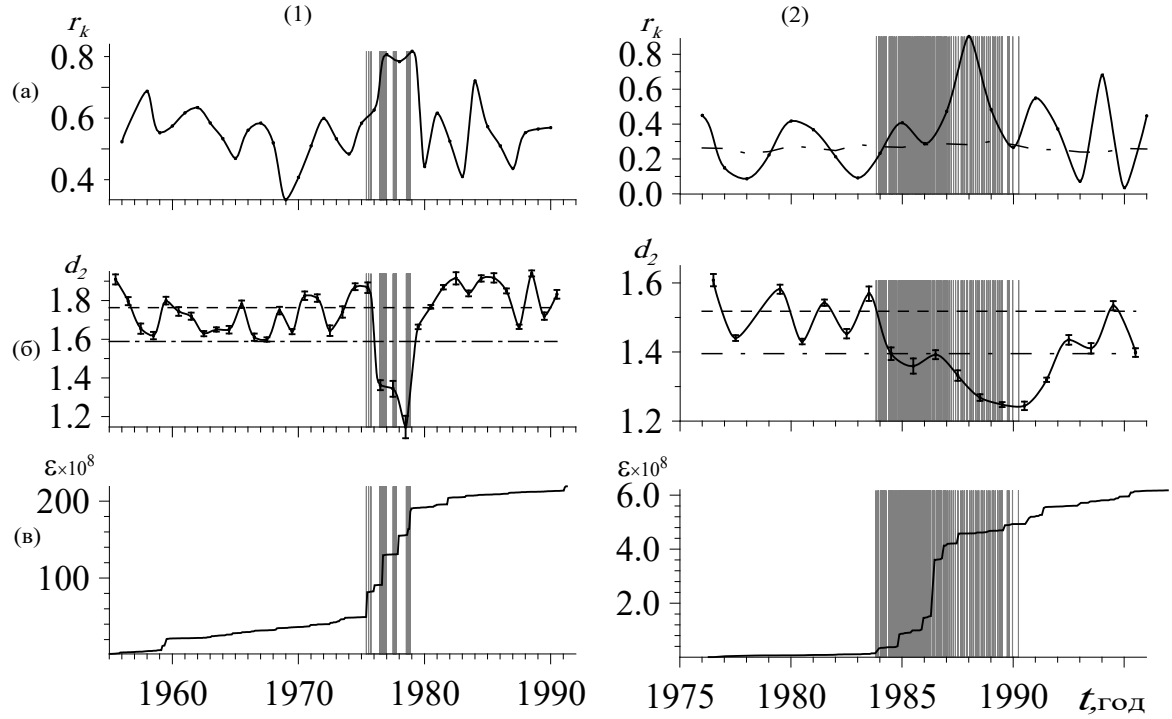


Рисунок 2 – Изменение пространственно-временной корреляции rk(t) плотности землетрясений (а) и фрактальной размерности d2(t) пространственного распределения их гипоцентров (б), а также сейсмотектонических деформаций ε(t) (в) в Гармском районе (1) и на Северном Тянь-Шане (2). Пунктиром показаны средние значения, шрих-пунктиром - 95% доверительный интервал. Вертикальными линиями отмечены времена облучений коры ЭИ

Помимо этого, интересно понять, с чем связано появление 5-летней периодичности пространственного перераспределения сейсмичности. На рис. 3а представлен спектр пространственно-временной корреляции $r_k(t)$, построенный по землетрясениям Гармского района до начала экспериментов по облучению коры ЭИ. На нем выделяются 4 максимума, три из которых (с периодами 2.7, 5.3 и 10.7 года) представляют собой кратные гармоники. Интересно, что наиболее интенсивный по амплитуде максимум имеет период 10.7 года, что очень близко к длительности солнечного цикла. Это наводит на мысль, что периоды 2.7 и 5.3 года являются более высокими гармониками, и их появление связано с изменением солнечной активности. Периоды длительностью 5.3 года ранее выделялись на спектре (рис. 3б) временных вариаций коэффициентов Лоде-Надаи, полученных при реконструкции напряженно-деформированного состояния коры Гармского района в работе [7]. На рис. 3б можно видеть максимум с периодом, близким к периоду 5.3 года. Таким образом, периодическое перераспределение сейсмичности в пространстве и напряженно-деформированное состояние коры связаны между собой и, возможно, в какой-то мере зависят от солнечной активности.

В связи с этим рассмотренные спектры интересно сопоставить со спектрами изменения во времени чисел Вольфа и потока электромагнитного излучения Солнца, которые характеризуют его активность. Для расчета таких спектров использовался тот же временной интервал, что при расчете спектра пространственной корреляции сейсмичности. На рис. 4, где они представлены, хорошо видны максимумы с периодом 5.3 года для обоих этих параметров. Это подтверждает предположение о том, что появление пятилетней периодичности пространственного перераспределения сейсмичности и напряженно-деформированного состояния коры связано с изменением солнечной активности.

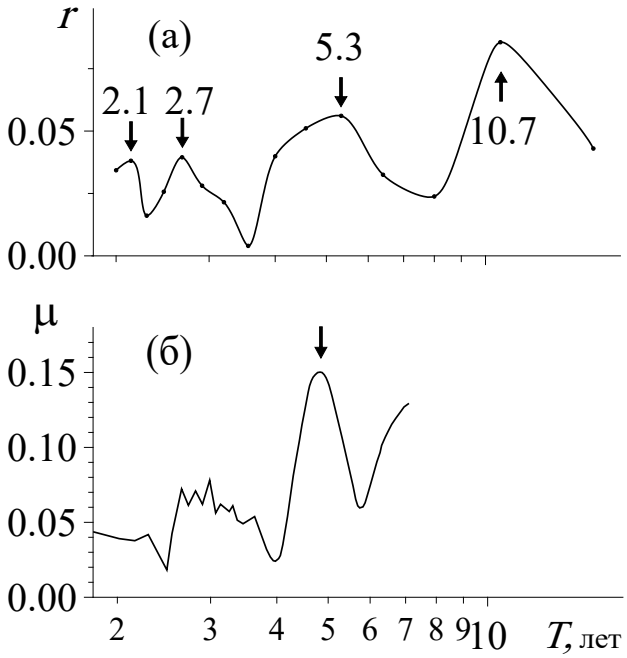


Рисунок 3 – Спектры:
(а) пространственно-временной корреляции землетрясений Гармского р-на,
(б) коэффициентов Лоде-Надаи (из работы [7])

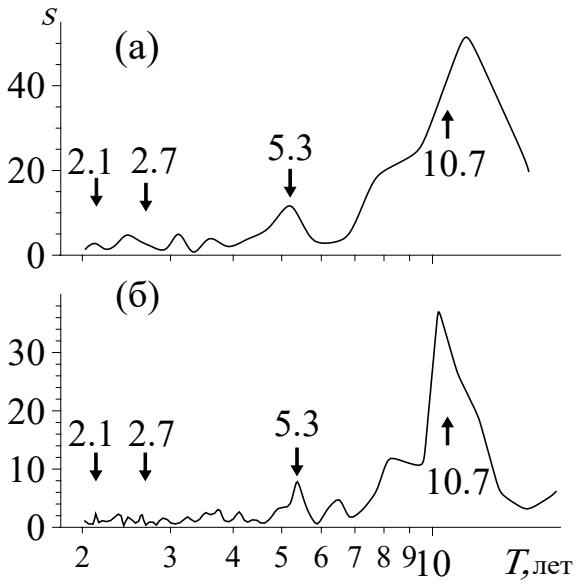


Рисунок 4 – Спектры временных вариаций излучения Солнца в радиочастотном диапазоне (а) и чисел Вольфа (б)

На рис. 5а и 5б показаны гармоники с периодом 5.3 года из спектров чисел Вольфа и электромагнитного излучения Солнца. Видно, что они совпадают друг с другом по фазе, что вполне ожидаемо. Там же дана гармоника с периодом 5.3 года из спектра пространственно-временной корреляции землетрясений, которая опережает их на 0.44 π, что близко к π/2. Ранее говорилось, что резкие всплески потока ЭИС выделялись по максимумам его производной dW/dt [4,5]. Поэтому был рассчитан спектр производной потока электромагнитного излучения. На рисунке 5в показана гармоника с периодом 5.3, взятая из этого спектра. Видно, что она практически совпадает по фазе с аналогичной гармоникой спектра пространственно-временной корреляции сейсмичности, что хорошо согласуется с остальными результатами работы.

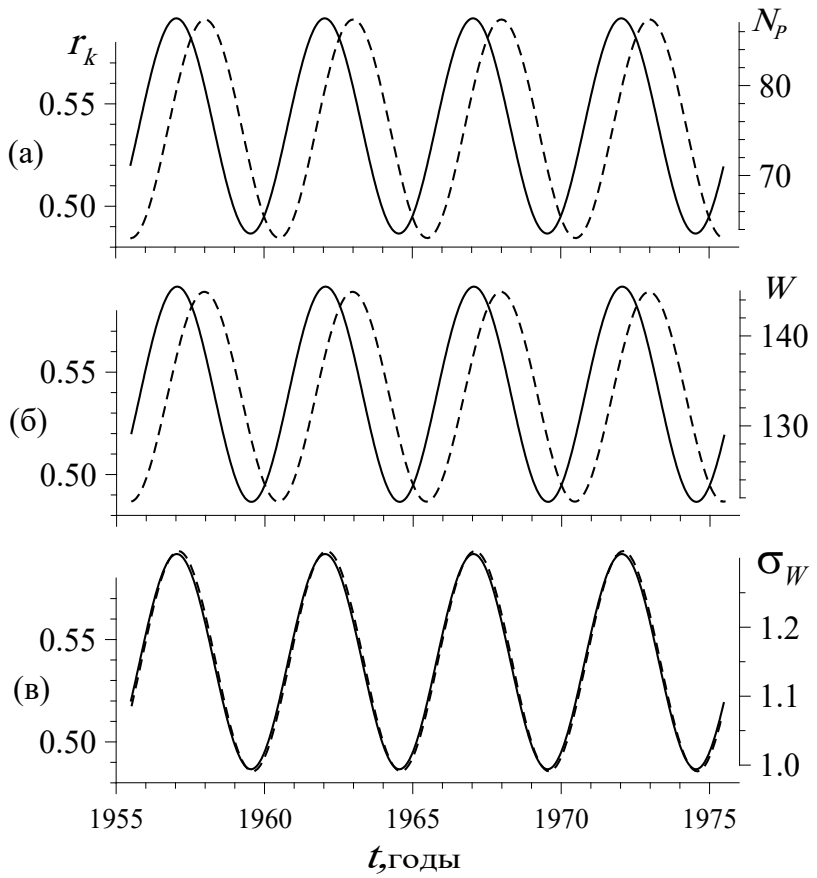


Рисунок 5 – Гармоники с периодом 5.3 года зависимости пространственной корреляции сейсмичности от времени до начала облучения коры (сплошные линии) и аналогичные гармоники (пунктир), полученные по рядам чисел Вольфа (а), потока излучения Солнца в радиочастотном диапазоне (б) и скорости его изменения (в)

Представленные результаты показывают, что электромагнитное облучение коры вызывает активизацию слабых и умеренных землетрясений и ускоряет в ней релаксацию упругих напряжений. Появление интенсивных всплесков потока электромагнитного излучения Солнца после облучения коры ЭИ значительно повышают эффективность его триггерного воздействия на области подготовки землетрясений. Периодическое изменение потока ЭИС и количества магнитных бурь являются причиной возникновения 5-летней цикличности пространственного перераспределения сейсмичности во времени, при которой интервалы “быстрого” изменения ее пространственного распределения периодически сменяются интервалами относительной стабилизации, и наоборот. С таким же периодом происходит изменение напряженно-деформированного состояния коры.

Литература

1. Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Влияние электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций, релаксация упругих напряжений, их активный мониторинг // Физика Земли. 2011. № 10. С. 82–96. DOI: 10.1134/S1069351311100120.
2. Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Геодинамические последствия триггерного воздействия электромагнитных полей и взрывов на сейсмичность // Инженерная физика. 2019. № 8. С. 50-57.
3. Tarasov N.T. and Tarasova N.V. Effect of electromagnetic fields and explosions on seismicity, geodynamic consequences // Journal of Xiangtan University Natural Science Edition. 2020. Vol. 42. Issue 4. P. 94-103. DOI：10.13715/j.cnki.nsjxu.2020.04.007.

4. Тарасов Н.Т. Влияние солнечной активности на сейсмичность земли // Инженерная физика. 2019. № 6. С. 23-33.
5. Tarasov N.T. Effect of solar activity on electromagnetic fields and seismicity of the Earth // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2021. 929. 012019. P. 1-8. DOI: 10.1088/1755-1315/929/1/012019.
6. Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Сейсмические последствия облучения земной коры мощными электромагнитными полями // Воздействие внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений / Под ред. Рыбина А.К. Бишкек: НС РАН. 2018. С. 105-108.
7. Лукк А.А, Юнга С.Л. Геодинамика и напряженно-деформированное состояние литосферы Средней Азии. Душанбе: Дониш. 1988. 232 с.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АНОМАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ГИДРОГЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ

Юсупов Ш.С., Шин Л.Ю.
Shuhrat-1951@mail.ru
Ташкентский государственный технический университет им. Ислама Каримова,
г. Ташкент, Узбекистан

Введение. Многие годы наблюдений человека за планетой, на которой он живет, привели к мысли о том, что Земля – не мертвое, бездушное тело, а живой, развивающийся по своим законам, сложнейший организм. Незнание или игнорирование этих законов может привести к бунту "неживой" природы против человека и человечества. Причина катастрофических явлений во многих случаях – проявление той внутренней жизни нашей планеты, которая еще не до конца познана наукой.

Под прогнозом землетрясений понимают определение места, времени и силы (магнитуды) землетрясения. По времени прогноз подразделяется на долгосрочный (на десятилетия вперед), среднесрочный (до года вперед), краткосрочный (на дни до месяца вперед) и оперативный (на минуты–часы вперед).

Первый Международный симпозиум по прогнозу землетрясений, состоявшийся в Ташкенте в 1974 г. под эгидой Международной Ассоциации по Сейсмологии и Физике Недр Земли (МАСФНЗ) [1-4] и т.д.

После ряда разрушительных землетрясений во многих странах мира - в Японии, США, КНР и в те годы еще не распавшемся СССР в первую очередь начались организационные работы по прогнозу землетрясений

Предвестники землетрясений. К настоящему времени во всем мире насчитывается несколько сотен различных по своей природе предвестников землетрясений. Поэтому их комплексное использование позволит повысить надежность и эффективность прогнозных оценок.

Прогнозные работы в КНР были развернуты с необычайной широтой. Здесь было создано Центральное сейсмологическое бюро и провинциальные центры, куда должны были регулярно поступать сведения о всякого рода аномалиях в природе. Работа началась, опыт копился, несколько раз довольно удачно сейсмологи указывали места и примерное время землетрясений. И первая грандиозная удача о которой китайские сейсмологи подробно рассказали в 1976 году на Межправительственном совещании ЮНЕСКО – это предсказанное за несколько часов землетрясение 1975 года в городе Хайчен.

Анализированы результаты эмпирического соотношения между временами возникновения и местоположениями аномальных изменений уровней подземных вод, наблюденных перед Хайченским землетрясением; использованы данные 200 пунктов регистрации. Аномалии существовали с 10 октября 1974 года по 13 февраля 1975 года, на эпицентральных расстояниях 0-230 км. [5].

В 1966 г. во время подготовки и свершения Ташкентского землетрясения были зафиксированы изменения химических, газовых, изотопных и геофизических параметров, особенно растворенный газ радон в подземных водах. В результате, впервые в мире, выявлена научно-обоснованная закономерность изменения параметров подземных вод в связи с проявлением подготовки и свершения сильных землетрясений. И в 1967 году в Государственном комитете по делам открытий и изобретений бывшего СССР было зарегистрировано научное открытие под номером №129.

Именно Ташкентское землетрясение стало точкой отсчета начало исследований по поиску гидрогеосейсмологических предвестников землетрясений и особенностей их проявлений в Узбекистане.

Объектом наблюдения теперь стали подземные воды, а параметрами изучения являются: Rn, CO_2, CH_4, Ar, O_2, N_2, H_2, He и др. газы; из химических элементов: K^-, F^-, Cl^-, B^-, Ca^{2+}, Hg и др.; из геофизических параметров подземных вод: уровень и расход, давление, температура воды; соотношении изотопов элементов ($\delta^{13}C$, $^{40}Ar/^{36}Ar$, $^{3}He/^{4}He$, δD, $\delta^{18}O$) и др. Научный анализ и систематизирование аномальных проявлений всех вышеперечисленных параметров в комплексе во время подготовки и свершения землетрясения на основе современного научного метода – это был новый подход в прогнозе землетрясений. Таким образом, в прогнозировании землетрясений геохимия подземных вод заняла свое место и вскоре была признана в мировом масштабе.

В 1975 году после успешного прогнозирования Китайскими учеными Хайченское землетрясение (M=7,3) (основными предвестниками были ГГС параметры), в 1978 году узбекскими учеными спрогнозировано Алайское землетрясение с точностью до 6 часов. После этих событий предсказано ещё несколько сильных землетрясений. Ново выявленный метод (ГГС) демонстрировал себя один из надежных среди других методов в средне- и краткосрочном прогнозах сильных землетрясений.

Основная цель – определить аномальные отклонения от фоновых значений предвестников в период режимных наблюдений, разработать методические рекомендации по ГГС исследованиях и их применение в практике прогноза землетрясений не только в Узбекистане, но и во всех Центрально-азиатских Сейсмологических учреждениях.

Многолетние наблюдения за предвестниками землетрясений с 1973 годов дали возможность в создании банка данных, который охватывает почти 45 летний период. Это результаты режимных наблюдений за ГГС параметрами подземных вод и геомагнитными параметрами Земли. Выявлен ряд особенностей и закономерностей поведения ГГС параметров подземных вод, предшествующий и сопутствующий землетрясению. Эти работы оформлены в виде монографий, отчетов, диссертаций, статей и тезисов научных конференции различного ранга [7].

Оценка информативности гидгеосейсмологического предвестника землетрясений. Для оценки информативности рассматривалось предвестников данные об их проявлении по различным видам наблюдений были систематизированы и выполнен анализ связи между числом предвестников, временем их проявления и параметрами землетрясений: магнитудой M и величиной отношения M/lgR. Величина M/lgR применяется в качестве параметра, характеризующего интенсивность процессов подготовки землетрясений с учетом удаленности соответствующих очагов от наблюдательного пункта. Был использован алгоритм, разработанный в ИФЗ РАН [8,9] и применяемый до сегодняшнего дня. По этому алгоритму рассматриваемый предвестник характеризуется тройкой чисел:

$$m/n;\ \Sigma\boldsymbol{\tau}/T;\Phi(\xi) \qquad (1)$$

где: n - число свершившихся землетрясений в области наблюдений;

m - число предсказанных землетрясений;

T - период наблюдений;

$\Sigma\tau$ - суммарное время всех интервалов тревог за время наблюдений T.

В приведенной тройке чисел первое дает процент успешно спрогнозированных землетрясений; второе - процент тревожного времени, равносильный проценту землетрясений, которые можно спрогнозировать абсолютно случайным образом; третье означает вероятность того, насколько значимо различие m/n и $\Sigma\boldsymbol{\tau}/T$ выявленных связей по формулам:

$$\Phi(\xi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\xi} e^{-t^2/2} dt, \qquad (2)$$

где $\boldsymbol{\xi}$

$$\xi = \frac{m/n - \tau/T}{\left[\frac{1}{n}\tau/T\left(1-\tau/T\right)\right]^{1/2}}$$

При оценке статистической значимости предвестника с сейсмической активностъю мы рассматриваем три градации:

- ***Φ(ξ)* <0,7** - связь отсутствует;
- **0,7<*Φ(ξ)* <0,9 –** связь не достаточно значимая;
- ***Φ(ξ)* >0,9 –** связь значимая.

Кроме тройки чисел, определяемых алгоритмом, введен еще один параметр: q - мера информативности данного предвестника, отражающая количественно статистическую значимость связи данного предвестника с землетрясением

$$q = \frac{1}{4}\ln\left[\frac{{}^{m}/_{n}(1-{}^{\tau}/_{T})}{{}^{\tau}/_{T}(1-{}^{m}/_{n})}\right] \quad (3)$$

Согласно алгоритму, предвестник можно считать полезным, если q > 0,1 - 0,2. Если q > 0,3 - 0,5, то предвестник следует рассматривать как весьма полезный, а в случае q < 0,05 использование данного предвестника не приведет к заметному улучшению прогноза.

В таблице 1 видно, что около 75% наблюдательных пунктов имеют относительно короткое время тревог < 30% и 70% объектов наблюдения имеют сравнительно прогностическую способность >70% эффективности. Такой результат можно считать удовлетворительным.

Таблица 1 – Оценка связи между проявлениями содержание CO_2 по скважинам на КПС Ташкент, Чартак, Чимион и Хаватаг с землетрясениями с M /lgR ≥ 2.5 1982–2014 гг.

Пункты наблю-дений	Шурчи			Чартак			Чи-мион, скв. НР-1	Хава-таг, скв. 745	Ташкент		
	скв.5	скв. 7	скв. 8	скв. 2	скв. 6	скв. Наман-ган			БИЙ	Текс-тиль	Назар бек
период наблюд годы	1993-2015	1999-2010	1988-2012	1982–2013	1988–2014	1983–2013	1982-2011	1988-2004	1983-2011	1999-2014	2002-2014
n	16	11	13	21	16	20	18	7	12	7	7
m	12	8	10	17	9	15	7	6	10	6	5
m/n	0,75	0,72	0,77	0,81	0,56	0,75	0,389	0,857	0,83	0,86	0,74
T(мес)	374	144	289	384	300	360	360	198	347	172	142
Στ(мес)	68,5	19	129	173	62	95,5	74,3	74	55	31,2	42
Στ /T	0,183	0,132	0,444	0,45	0,207	0,27	0,206	0,374	0,159	0,181	0,296
q	**0,648**	**0,72**	**0,36**	**0,41**	**0,399**	**0,53**	**0,22**	**0,577**	**0,82**	**0,825**	**0,449**
Φ(ξ)	**0,999**	**0,999**	**0,978**	**0,998**	**0,998**	**0,999**	**0,928**	**0,990**	**0,999**	**0,999**	**0,988**

Статистическая обработка экспериментального материала за 1976-2014 гг. позволила определить средние значения CO_2, соответственно, для подземных вод всех источников и скважин, которые были под наблюдением. При ретроспективном анализе эти средние значения распространены на весь цикл наблюдений. Там же, на графиках проведены линии среднеквадратичного отклонения, позволяющие более точно получить цифровые значения для T, τ и, соответственно, оценить величину m.

Оценивая полученные расчеты можно считать, что результаты по данным 56% - 86% предсказанных землетрясений, при сравнительно небольшом времени тревог от 15,9% до 27%, подтверждены высоким значением значимости Φ(ξ) = 0,996, рассчитанным m/n и τ/T, содержат в себе некоторые подгонки, свойственные ретроспективному анализу. Даже во всех случаях намеренного ухудшения значений, входящих в m/n, τ/T, величина q всегда больше 0,1, что дает основание считать данный предвестник полезным.

Литература

1. Уломов В.И., Мавашев Б.З. О предвестнике сильного тектонического землетрясения. // ДАН СССР. 1967. Т. 176. № 2. С. 35-37.
2. Поиски предвестников землетрясений. Международный симпозиум, г. Ташкент, 27 мая–3 июня 1974 г. / Отв. ред.: Е.Ф. Саваренский, В.И. Уломов. Ташкент: ФАН. 1976. 264 с.
3. Зубков С.И. Предвестники землетрясений. М.: ОИФЗ РАН. 2002. 140 с.
4. Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука. 2006. 254 с.
5. Яковлев В.Н. Результаты наклонометрических наблюдений в Ташкенте в период повторных толчков // Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года. Ташкент: ФАН. 1971. С. 176-182.
6. Уломов В.И., Мавашев Б.З. Предвестники Ташкентского землетрясений // Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года. Ташкент: ФАН. 1971. С. 188-192.
7. .Султанходжаев А.Н. Основы гидрогеосейсмологии. Ташкент. 2006. 151 с.
8. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. О зависимости времени подготовки землетрясения от его энергии // ДАН СССР. 1983. Т. 271. № 2. С. 330-333.
9. Ибрагимова Т.Л., Азизов Г.Ю. Информативность комплекса гидрогеохимических предвестников подземных вод в различных геодинамических условиях // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. 2012. № 9. С. 60-64.

Секция 4

Электромагнитные методы при изучении сейсмоактивных регионов и в мониторинге геодинамических процессов. Развитие методов инверсии электромагнитных данных

АНАЛИЗ И ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МНОГОЛЕТНИХ ГЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ

Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Юсупов В.Р.
valijon.yusupov@mail.ru
Институт сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, Узбекистан

Широкомасштабные научные исследования по проблеме прогнозирования землетрясений в Узбекистане были начаты в связи с сильным Ташкентским землетрясением 26 апреля 1966 года после организации Института сейсмологии. Исследования проводятся комплексом геофизических, гидрогеосейсмологических, деформометрических и других методов. Среди геофизических методов ведущее место занимают исследования аномальных вариаций магнитного поля, связанных с землетрясениями (сейсмомагнитный эффект) и другими процессами в земной коре, включающие данные:

- повторных маршрутных, площадных съемок и стационарных наблюдений; лабораторных экспериментов по исследованию изменения магнитных свойств горных пород под давлением и температурой;
- анализа векового хода по данным мировой сети геомагнитных обсерваторий;
- экспериментов в районах техногенных объектов (высокогорные водохранилища, подземные газохранилища, районы эксплуатируемых нефтяных и газовых месторождений);
- теоретических расчетов ожидаемых магнитных эффектов сильных землетрясений.

Следует особо отметить то, что знаковые результаты исследований получены на основе многолетнего сотрудничества с ведущими научно исследовательскими институтами: Институтом земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн, Институтом физики Земли, Институтом высоких температур РАН, Институтом геофизики УО РАН и другими [1-6]. Применялись высокоточные абсолютные протонные магнитометры с чувствительностью 0,1 нТл. Ошибка выделения локальных аномалий составляла 0,5 – 0,6 нТл.

В результате выделены:

- долгосрочные, среднесрочные и краткосрочные аномальные изменения магнитного поля, связанные с сильными землетрясениями и другими процессами в земной коре;
- аномальные изменения магнитного поля, связанные с режимом эксплуатации высокогорных водохранилищ, подземных газохранилищ, газонефтяных месторождений;
- аномальные изменения магнитного поля, связанные с афтершоковым процессом в эпицентрах произошедших землетрясений;
- аномальные искажения бухтообразных вариаций магнитного поля со временами от 0.5 до 3 часов;

Изменения магнитного поля неизвестной природы. Они имеют различную форму, интенсивность и время проявления.

Отметим, что в Институте впервые получена эмпирическая зависимость между временем долгосрочных предвестников и магнитудой землетрясений, выражающаяся простым выражением

$$T=4M-14,$$

где T –время в годах и M –магнитуда землетрясения [6].

Созданы модели долгосрочных, среднесрочных и краткосрочных предвестников землетрясений [7].

Литература

1. Abdullabekov K.N., Bezuglaya L.S., Golovkov V.P., Skovorodkin Yu.P. On the possibility of using magnetic methods to study tectonic processes // Tectonophysics. 1972. V. 14. No. 3-4. P. 257-262.

2. Абдуллабеков К.Н., Бердалиев Е.Б., Шапиро В.А., Пушков А.Н. Предварительные результаты экспериментальных исследований на водохранилище Чарвак // Исследование пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М.: Наука. 1977. С. 79-101.
3. Abdullabekov K.N., Shapiro V.A. Anomalous variations of the geomagnetic field in the East Fergana – magnetic precursor of the Alay Earthquake with M=7.0 (November 2, 1978). Geophys. J. R., Astr. Soc. 1982, 68, pp. 1-5.
4. Абдуллабеков К.Н., БердалиевЕ.Б., Пушков А.Н., Цветков Ю.П. Исследование сейсмомагнитного эффекта на полигонах Узбекистана // Исследование структуры геомагнитного поля. ИЗМИРАН СССР. М. 1983. С. 185-208.
5. Трапезников Ю.А., Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Муминов М.Ю., Туйчиев А.И. Результаты уникальных геомагнитных исследований на Восточно-Ферганском геодинамическом полигоне // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 5 Междунар. симп., г. Бишкек, 19-24 июня 2011 г. Бишкек. 2011. С. 3-4.
6. Абдуллабеков К.Н. Долгопериодные магнитные предвестники землетрясений // ДАН РУз. 2007. № 3. С. 33-35.
7. Abdullabekov K.N., Yusupov V.R. Models (form) of long-, medium- and short-term earthquake precursors // Geodesy and Geodynamics. 2022. 13. P. 609-618

ОТКЛИК ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КОМПОНЕНТАХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Баталева Е.А., Матюков В.Е., Непеина К.С.
elena.bataleva@gmail.com
Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Современные геодинамические процессы, как правило, отражаются в вариациях электромагнитного поля Земли, изучение которых представляет значительный интерес как для понимания их внутренних механизмов, поскольку вариации содержат важную информацию, которая востребована при разработке моделей взаимодействий и преобразования геофизических полей [1-3]. Основными задачами комплексных геофизических исследований современных геодинамических процессов на предмет поиска и изучения геофизических и деформационных предвестников землетрясений является разработка и внедрение новых технологий сбора, обработки и интерпретации геофизических данных в сейсмоактивных регионах. При этом первостепенное значение для решения поставленных перед учеными задач, имеют исследования, направленные непосредственно на мониторинг физических параметров геологической среды [4].

С целью определения взаимосвязи вариаций электропроводности земной коры и геодинамических процессов Научной станцией РАН были проведены электромагнитные зондирования во время проведения Камбаратинского взрыва [5]. Для обработки результатов зондирования была предложена методика азимутального магнитотеллурического мониторинга [4, 5], которая позволяет выделить не только аномальные изменения модуля и фазы кажущегося сопротивления, но и определить направления, соответствующие их максимальному увеличению и уменьшению (оси сжатия и растяжения). На основе анализа полевых материалов получено экспериментальное подтверждение концепции взаимосвязи напряженно-деформированного состояния среды с изменением кажущегося электросопротивления, основанной на идее перераспределения минерализованных растворов между системами трещин. Согласно нашим представлениям на глубинных уровнях земной коры преобладает флюидная концепция повышенной электропроводности, которая обусловлена наличием связанных поровых пространств, заполненных минерализованными рассолами и растворами [6]. Особое внимание при анализе приуроченности гипоцентров землетрясений к объектам аномальной электропроводности уделяется разломным зонам [7, 8]. Другими успешными примерами взаимосвязи вариаций электропроводности являются результаты мониторинговых исследований, выполненных в Кочкорской впадине Северного Тянь-Шаня, показано, что в регистрируемых временных рядах электромагнитных параметров удается выделить характерные признаки изменений напряженно-деформированного состояния среды, обусловленных сейсмическими событиями [9-12].

В качестве примера существующей взаимосвязи между вариациями геофизических полей и сейсмичностью, в настоящей работе нами рассматривалась запись 5-ти компонент электромагнитного поля Земли, полученная на стационаре Ак-Суу, расположенном в Чуйской области в период землетрясений 23 февраля 2023 г.(Таджикистан) и 3.01.2024 г. (Китай). Землетрясение магнитудой 6,8 произошло в четверг, 23 февраля, в Таджикистане у границы с Синьцзян-Уйгурским автономным районом на северо-западе Китая. Отмечалось, что очаг залегает на глубине 20 км. Эпицентр землетрясения находился примерно в 82 км от китайской границы и в 40 километрах восточнее озера Сарез. Отклик от землетрясения 23 февраля 2023 г. был зарегистрирован на пунктах магнитотеллурического мониторинга, расположенных в Чуйской впадине (Северный Тянь-Шань). Необходимо отметить, что землетрясение было зарегистрировано сейсмогическими сетями на территории стран Центральной Азии и Китая. На рисунке 1 показаны результаты регистрации 5-ти компонент электромагнитного поля (двух горизонтальных компонент теллурического (Ex, Ey) и двух горизонтальных (Hx, Hy) и вертикальной (Hz) компонент геомагнитного поля) магнитотеллурической станции MTU-5

(производство канадской компании Phoenix Geophysical). Очевидно, что отклик от сейсмического события наблюдается на всех 5-ти компонент электромагнитного поля, несмотря на то, что землетрясение произошло примерно в тысяче километров от пункта регистрации.

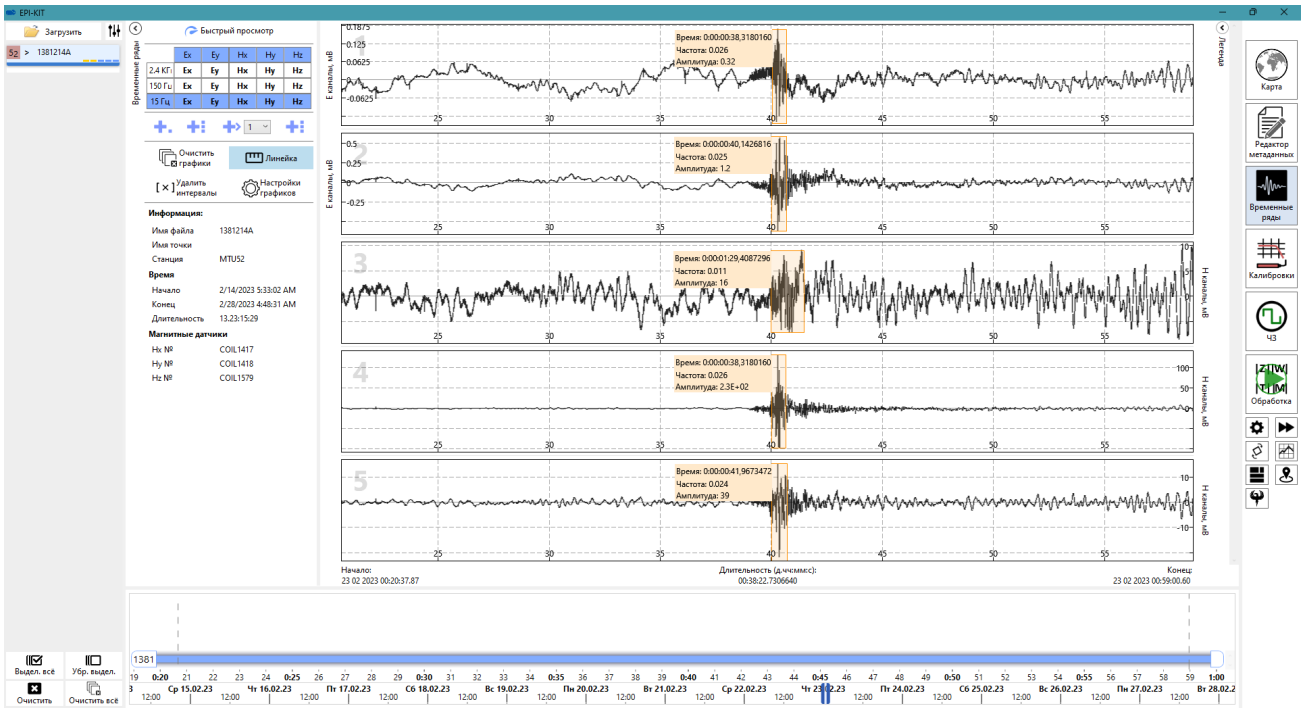


Рисунок 1 – Регистрация отклика от землетрясения 23 февраля 2023 г.(Таджикистан) геофизическим оборудованием (MTU-5 Phoenix Geophysical)

Землетрясение 23.01.2024 г., очаг которого находился в городе Айкол в Синьцзян-Уйгурском автономном районе Китая (широта 41,23 N, долгота 78,59° E) с магнитудой M = 7,0-7,27 произошло в 18:09:05 UT на глубине ~13 км. Очаг землетрясения находился на территории Китая (Южный Синьцзян) в хребте Кок-Шаал-Тау вблизи границы с Кыргызской Республикой. Расстояние от эпицентра землетрясения до Бишкека примерно 300 км. Многочисленные афтершоки наблюдались магнитудой 5,1, 5,5 и 5,0. 23, 24, 30 января, 1 февраля, 3 февраля M =5, 12 февраля M =4,5. Интенсивность сотрясений на территории г. Бишкека и пригородов достигала 5 баллов. Землетрясение ощущалось на территории стран Центральной Азии (Кыргызстан, Казахстан, Узбекистан, Туркменистан, Таджикистан), в Азербайджане, Индии, России. Необходимо отметить, сейсмичность в районе очага произошедшего землетрясения очень высокая, самым сильным по историческим данным было Кашгарское землетрясение 1902 г. с магнитудой порядка 8, эпицентр которого находился в 200 км на юго-запад от очага землетрясения 23.01.2024 г. На рисунке 2 показаны результаты регистрации отклика от землетрясения 23 января 2024 г. (Северный Китай) магнитотеллурической станцией (MTU-5 Phoenix Geophysics).

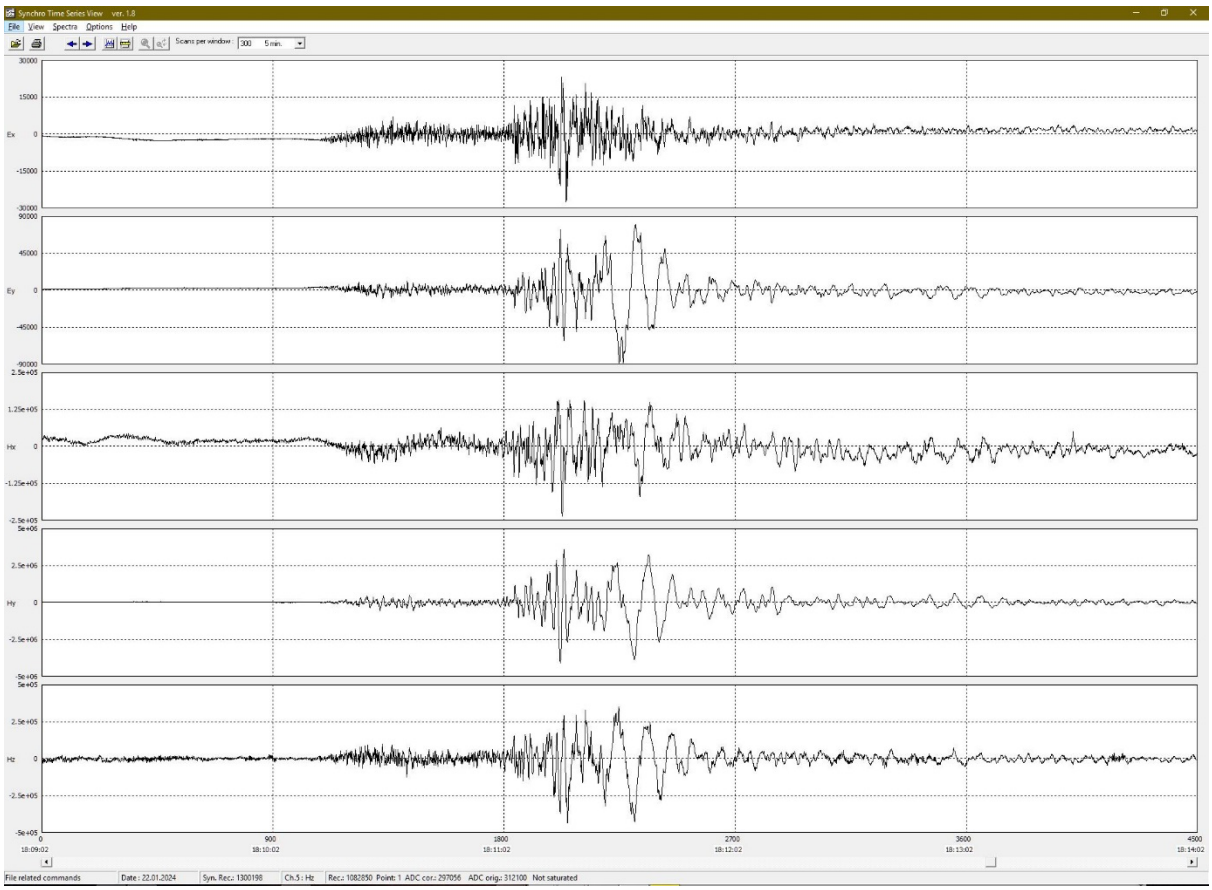


Рисунок 2 – Регистрация отклика от землетрясения 23 января 2024 г. (Северный Китай) геофизическим оборудованием (MTU-5 Phoenix Geophysics)

Полученные данные свидетельствуют о ярко выраженных вариациях в период землетрясения для 5-ти компонент электромагнитного поля - двух горизонтальных компонент теллурического (Ex, Ey) и двух горизонтальных (Hx, Hy) и вертикальной (Hz) компонент геомагнитного поля. Максимальная амплитуда вариаций регистрируемых компонент наблюдается для (Ex = 0.45 мВ, Ey = 0.34 мВ, Hx = 450 мВ, Hy = 150 мВ, Hz = 530 мВ), длительность вариации в большей степени проявились на горизонтальных компонентах магнитного поля. Стоит отметить, что электромагнитные возмущения, которые наблюдаются нами, как правило, регистрируются после основного толчка с небольшой задержкой. Частота следования всплесков резко возрастает возрастает во время землетрясений и постепенно уменьшается после них.

Особый интерес представляет рассмотрение вариаций на мониторинговых пунктах, расположенных на разных расстояниях от очага землетрясения, например, стационары магнитотеллурического мониторинга Чон-Курчак и Аксу (Чуйская впадина, Северный Тянь-Шань). Что касается природы наблюдаемых вариаций, то они могут быть связаны с механоэлектрическими процессами, возникающими на крайней стадии подготовки очага землетрясения и в процессе реализации сейсмического события. Перед сильными землетрясениями наблюдаются деформации и растрескивание горных пород, а, следовательно, и изменение их напряжённо-деформированного состояния, резкое изменение интенсивности эманаций газов, уровня грунтовых вод и многого другого, что приводит к изменению физических параметров геологической среды, например, электропроводности, изменению токовых систем и в конечном результате результате – к возмущению электромагнитного поля Земли, компоненты которого мы регистрируем [1-3].

Литература

1. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.
2. Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация / Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. М.: Наука. 2006. 242 с.
3. Сидорин А.Я. Предвестники землетрясений / Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Комплекс. сейсмол. экспедиция. М.: Наука. 1992. 190 с
4. Nepeina K.S., Bataleva E.A., Alexandrov P.N. Electromagnetic Monitoring of Modern Geodynamic Processes: An Approach for Micro-Inhomogeneous Rock through Effective Parameters // Applied Sciences (Switzerland). 2023. 13(14). 8063.
5. 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.
6. Баталева Е.А. Корреляционные зависимости электромагнитных и деформационных параметров // Докл. АН. 2016. Т.468. № 3. С. 319–322.
7. 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. РАН. 2016. Т. 470. № 2. С. 215–218.
8. Nepeina K., Bataleva E. (2022) Evaluation of Hypocenters Distribution Based on the Geoelectric Models in the Tien Shan Earthquake-Prone Areas. In: Kosterov A., Bobrov N., Gordeev E., Kulakov E., Lyskova E., Mironova I. (eds) Problems of Geocosmos–2020. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-91467-7_22
9. Rybin Anatoly, Bataleva Elena, Nepeina Kseniia. Deep Structure and Dynamics of the Issyk-Ata Fault (Northern Tien Shan) // A. Kosterov et al. (eds.), Problems of Geocosmos–2022, Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences, 2023. 213-226. Springer Nature Switzerland AG https://doi.org/10.1007/978-3-031-40728-4_15
10. Rybin A., Bataleva E., Nepeina K. Matiukov V., Alexandrov P., Kaznacheev P. Response of cracking processes in variations of geophysical fields // Journal of Applied Geophysics, 2020, 181, 104144 https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104144
11. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Александров П.Н., Непеина К.С. Электромагнитные исследования современных геодинамических процессов литосферы областей внутриконтинентальной орогении, на примере Тянь-Шаня // Физика Земли. 2022. Т. 68. № 5. С. 98-115.
12. Баталева Е.А. Результаты мониторинга зон динамического влияния разломных структур Северного Тянь-Шаня // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2022. Т. 2. № 2. С. 332-339.

СВЯЗЬ ПРОВОДЯЩИХ ЗОН ЛИТОСФЕРЫ ЕВРАЗИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА С СОВРЕМЕННЫМИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Белявский В.В., Варенцов Ив.М., Лозовский И.Н.
victor.belyavsky@list.ru
Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Троицк, Россия

Исследования, проводимые МТ методами в складчатых регионах России и сопредельных стран, вносят важный вклад в составление геолого-геофизической основы для сейсмического районирования территорий, выявления активно развивающихся тектонических структур, разработку глубинных критериев сейсмической опасности и поиска месторождений полезных ископаемых. Представляется обзор многолетних исследований по выявлению и картированию проводящих блоков в литосфере Северо-Кавказского [1-4], Алтае-Саянского [5-9] и Камчатско-Корякского [10-13] регионов. В ходе этих исследований по данным серий профилей МТ зондирований строились региональные 2D/3D геоэлектрические модели, проводилось их сопоставление с другими глубинными геолого-геофизическими моделями, прежде всего, с распределениями сейсмических скоростей, далее выделялись зоны глубинных разломов и реологически ослабленные области и изучалась их связь с положением гипоцентров землетрясений.

Задачи построения геоэлектрических моделей решались с применением средств 1D [14] и 2D [15] инверсии, 3D моделирования [16] и 3D инверсии [17] импедансных МТ данных (**Z**). Инверсиям предшествовал углубленный анализ инвариантов импеданса [18-20] – определения размерности, простирания доминирующих геоэлектрических структур и экстремальных кривых **Z**. Стартовые 2D модели инверсии основывались на результатах 1D инверсии и априорных предположениях. В ряде случаев, вместо фаз импеданса использовались данные его фазового тензора [18, 21, 22]. Начальные 3D модели интегрировали результаты 1D/2D построений, несколько их альтернативных вариантов уточнялись путем перебора результатов 3D моделирования в сопоставлении с наблюденными импедансными данными и в ходе дальнейшей формализованной 3D инверсии. Результаты 3D моделирования также использовались для оценки информативности различных компонент данных [22].

Для выделенных проводящих блоков оценивалось содержание водной фракции флюида c_f с учетом полной/частичной связанности [2, 9, 12]. Использованы оценки сопротивления флюида на образцах обводненных кварцитов при солености 10-170 г/л [23] и расплавов с c_m=2-20% в диапазоне температур 1260-1440^o С [24] с учетом их связанности [25]. Совокупное содержание водного флюида и расплава в коре и литосферной мантии оценивалось по дефициту продольной скорости V_p по сравнению со смежными блоками литосферы [26]. Высоко проводящие аномалии, коррелирующие с положением зон пониженных скоростей сейсмических волн или с повышенным их поглощением, объясняются повышенным флюидосодержанием или частичным плавлением, зависящими от геодинамического состояния литосферных блоков, в частности, от присутствия активных глубинных разломов и вулканических камер различного генезиса. В окрестности именно таких блоков часто концентрируются очаговые зоны землетрясений.

Северо-Кавказский регион. В регионе выполнено 14 профилей МТЗ (рис. 1) длиной в несколько тысяч километров с шагом наблюдений 1.5-4 км в диапазоне периодов 0.001-1000 с. На большей части профилей также велись сейсмические зондирования МОВЗ и ГСЗ. Максимальная плотность МТ наблюдений достигнута в СВ части Северо-Кавказской моноклинали и на Минераловодском выступе, относящимся к зоне устойчивой сейсмической активности на уровне слабых и умеренных землетрясений. Восточнее, в Нальчик-Минераловодской флексурно-разрывной зоне (НЛ) поле сейсмичности в плане неоднородно, образуя две параллельные зоны повышенной активности с системой крутопадающих разломов СЗ простирания [27, 28].

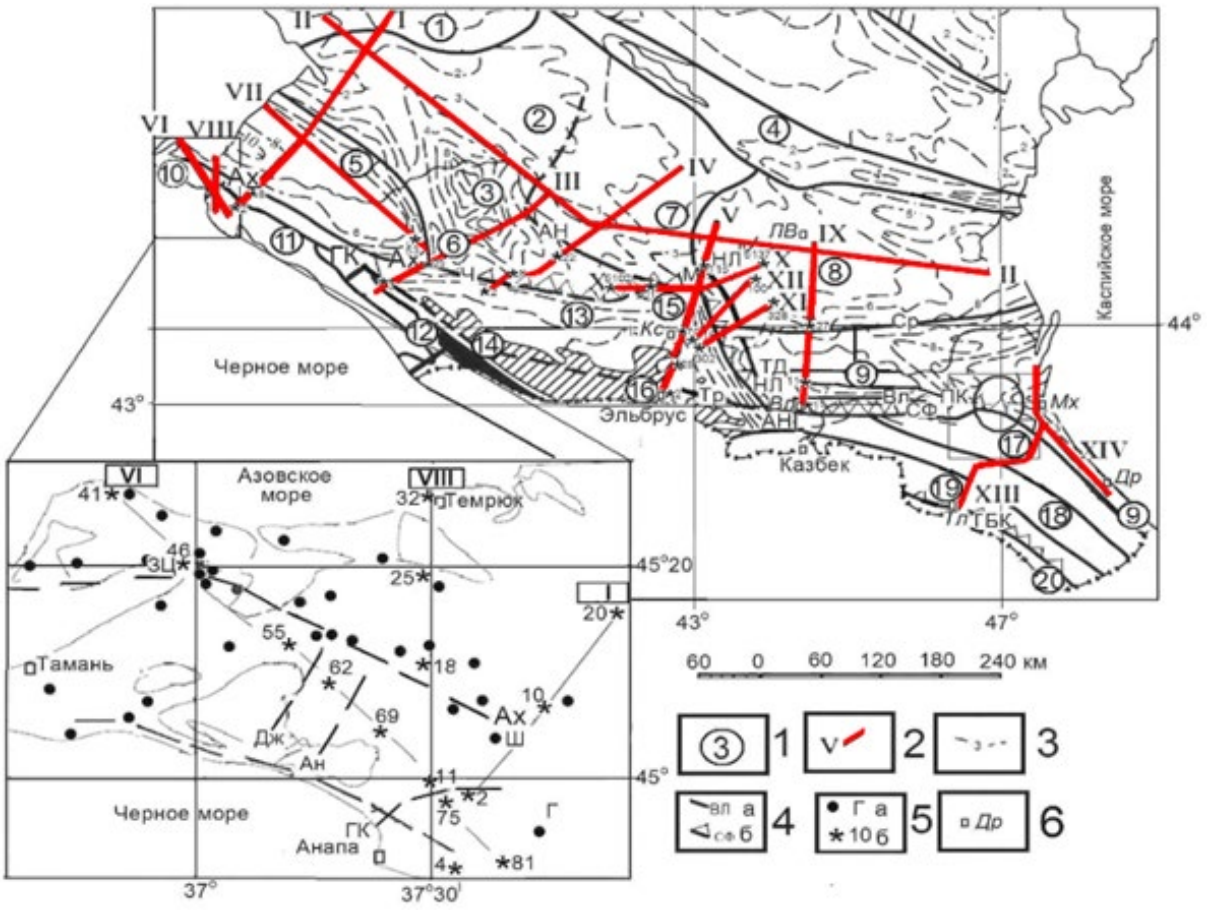


Рисунок 1 – Профили МТЗ (**2**, красные, I-XIV) на схеме структурных единиц (**1**) Северо-Кавказского региона – впадины: 2 – Азово-Кубанская, 8 – Терско-Кумская; прогибы: 5 – Индоло-Кубанский, 9 – Терско-Каспийский, 10 – Таманский; 7 – Ставропольский свод, 13 – Северо-Кавказский краевой массив, 15 – Минераловодский выступ; складчатые области: 11 – Новороссийская, 17 – Известковый Дагестан, 16 и 20 – Главный и 19 – Боковой хребты Большого Кавказа; **3** – глубины (в км) до фундамента, **4** – разломы, **5** – грязевые вулканы и пункты МТЗ, **6** – города

Для полученной 3D модели построены геоэлектрические разрезы Северо-Кавказского краевого массива – рис. 2 (пр. V – Приэльбрусский) и рис. 3 (пр. X и XI). В сечении этого массива (от Тырнаузского глубинного разлома до Армавир-Невинномысского) проводящие блоки погружаются с 5 до 15-20 км (рис. 2). В них амплитуды обменных волн землетрясений ослабляются в 3 раза, а скорости *Vp* понижаются на 3-5 % [29]. Положение проводящих блоков под Главным хребтом Кавказа (вулканом Эльбрус), Минераловодским выступом и вблизи обрамляющих их глубинных разломов коррелируется с вертикальными зонами пониженных скоростей *Vp* или/и их повышенного поглощения (рис. 2-4) на глубинах до 20-50 км. Эта корреляция объясняется флюидонасыщением разуплотненных плоскостей надвига коры Скифской плиты на кору южной микроплиты и активизацией глубинных разломов, а под Эльбрусом – присутствием флюидов в жерле вулкана [29]. Указанные блоки обрамлены (рис. 3) зонами концентраций гипоцентров землетрясений [28].

Возникновение водных флюидов связано с фазовыми превращениями минералов, процессами в зонах перехода от хрупкой коры к жесткой, магматической транспортировкой из мантии. Понижение сопротивления на глубинах с температурой ~600° С может объясняться выделением воды из водосодержащих минералов [30] или началом частичного плавления гранитных формаций. Необходимая температура достигается в коровых астенолинзах [31] на глубине 15-20 км под Ставропольским сводом и Минераловодским выступом.

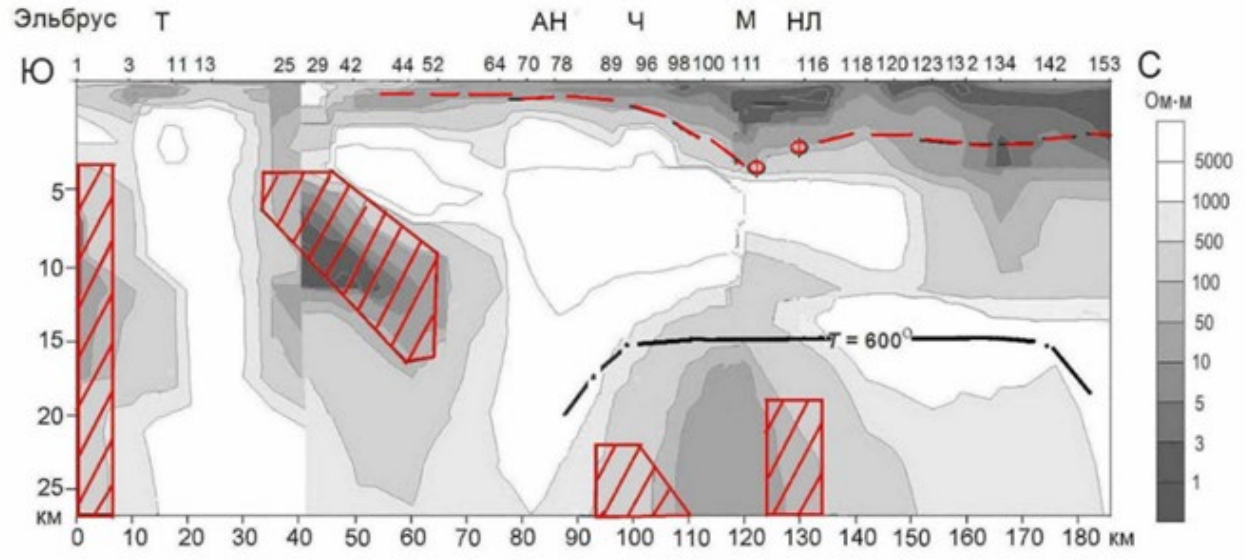


Рисунок 2 – Разрез сопротивления вдоль пр. Приэльбрусский (V, рис. 1): красная штриховка – зоны пониженной скорости *Vp* [29], красный пунктир – кровля фундамента, черная жирная линия – граница изотермы 600°; разломы: Т – Тырнаузский, АН – Армавир-Невинномысский, Ч – Черкесский, НЛ – Нагутско-Лысогорский, М –Минераловодский

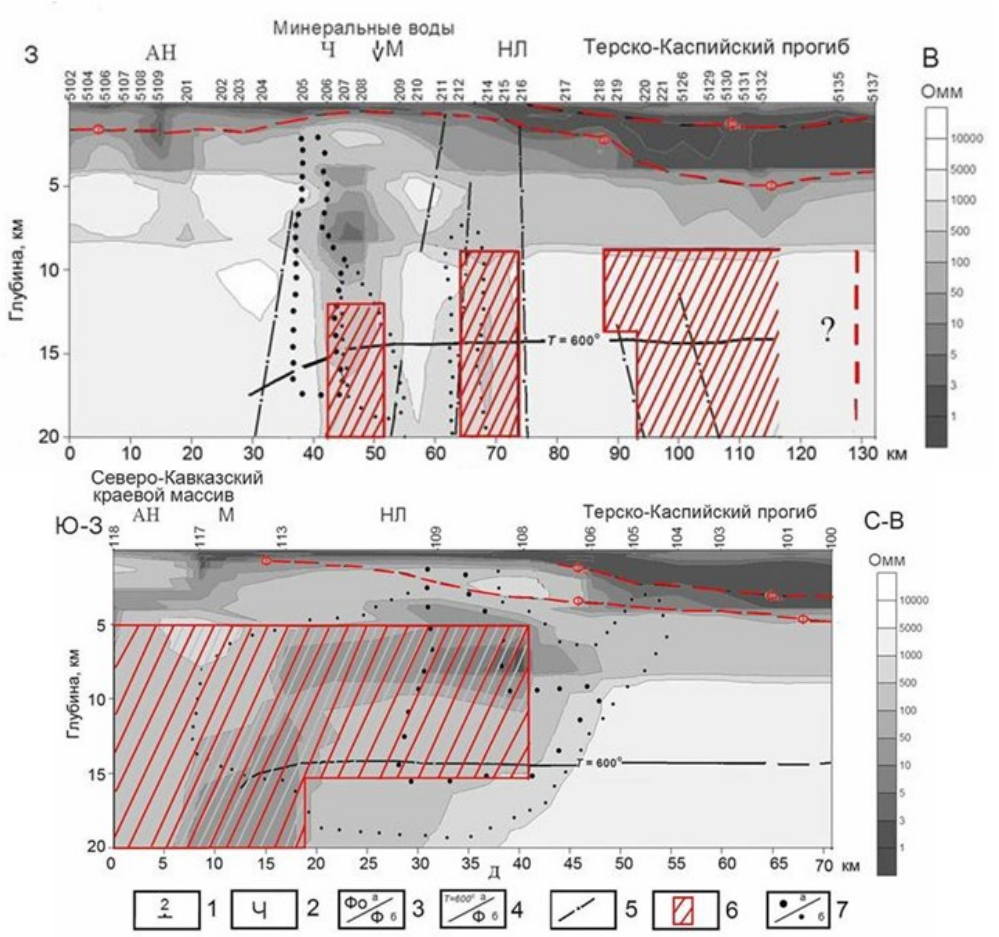


Рисунок 3 – Разрезы сопротивления вдоль пр. X (вверху) и XII (внизу): 1 – п. МТЗ, 2 - положение глубинных разломов, 3 – кровля складчатого основания, 4 – кровля кристаллического фундамента, 5 – разломы, 6 – зоны пониженных на 2–4% скоростей *Vp,* и/или повышенного поглощения продольных волн (красная штриховка, [33]), *6* — границы областей высокой (*а*) и менее высокой (*б*) концентрации гипоцентров землетрясений

Высокая проницаемость шовных зон, ограничивающих Северо-Кавказский массив, проявляется в концентрации гелия на 4 порядка выше фона [32]. Альтернативная электронопроводящая природа высокой проводимости блоков с дефицитом скорости продольных волн и их повышенным поглощением маловероятна.

Для выделенных проводящих структур оценено содержание водной фракции флюида c_f (при минерализации 16 г/л). В пределах Северо-Кавказского краевого массива и Минераловодского выступа высокое содержание флюида c_f=2-9% проявляется на глубинах 2-15 км (рис. 4б) и отражает положение глубинных разломов и грязевых вулканов Таманского полуострова в зонах пересечения Главного Кавказского и Ахтырского разломов с разломами, отделяющими складчатые структуры от Таманского и Индоло-Кубанского прогибов. В этих областях при c_f=5-20% (рис. 4) наблюдается повышенное поглощение сдвиговых обменных волн. В зоне Ахтырского разлома их затухание втрое превышает фоновое. В восточной части Северного Кавказа от Главного хребта Большого Кавказа до Терско-Каспийского прогиба (рис. 4а) на глубинах 5-8 км протягиваются блоки с c_f=0.3-1%.

В восточной части Северного Кавказа от Главного хребта Большого Кавказа до Терско-Каспийского прогиба (рис. 4а) на глубинах 5-8 км протягиваются блоки с c_f=0.3-1%. В поясах, разделяющих слабо проводящие структуры Восточного Кавказа, блоки повышенных c_f погружаются с 1 до 5 км на север под Боковой хребет, Аквалинскую моноклиналь и Известковый Дагестан. В эти зоны флюид может поступать по системе раздробленных надвигов.

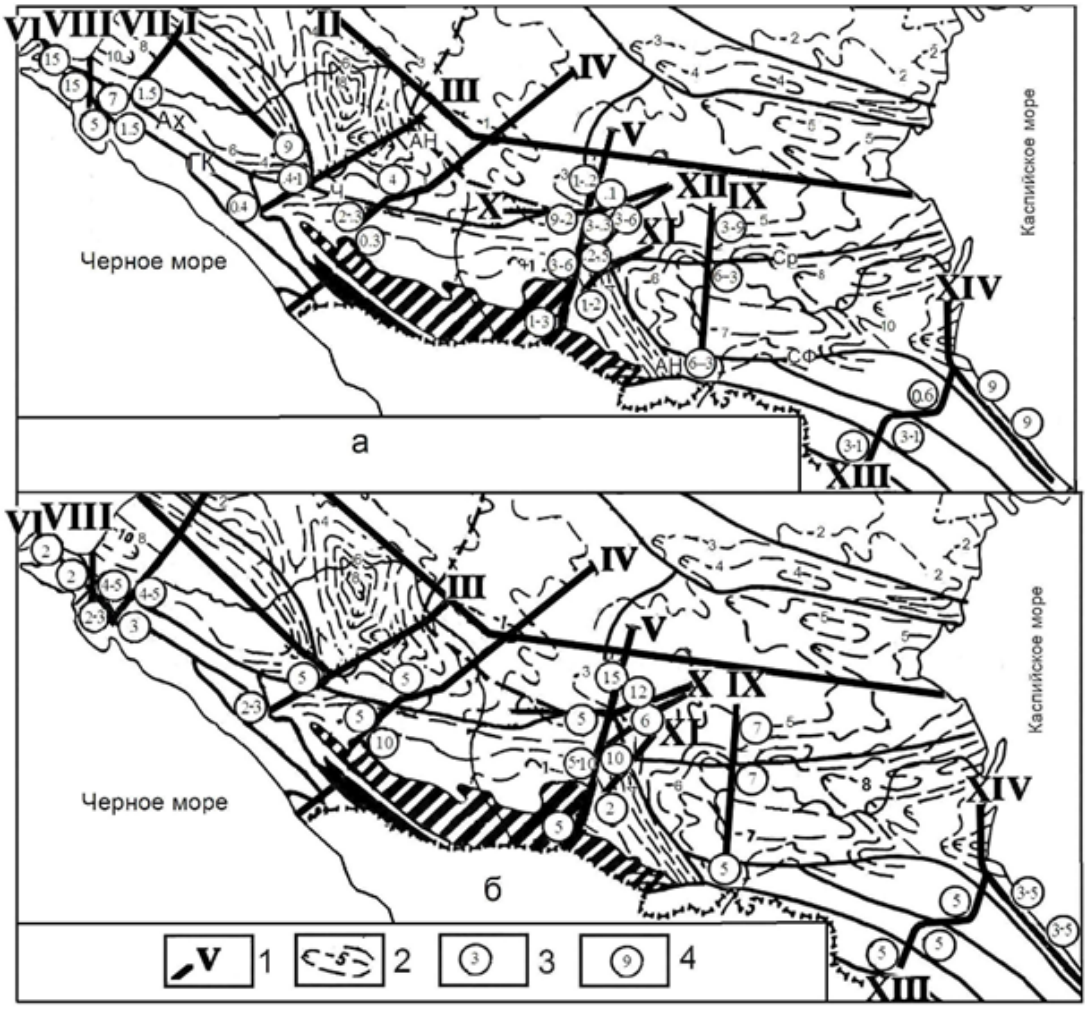


Рисунок 4 – Распределение флюида в Северо-Кавказском регионе: 1 – профили МТЗ, 2 – глубина до фундамента (км), 3 – доля флюида cf (%) (а), 4 – глубина (км) до зон его повышенного содержания (б)

Алтае-Саянский регион. Модели, построенные в ходе 3D инверсии импедансных данных на серии профилей (рис. 5), указывают на близость проводящих коровых блоков к активизированным разломам и очагам землетрясений. На рис. 6 показано распределение флюидов [9] с учетом адсорбции на стенках пор [23] и начальных оценок по дефициту скорости V_p.

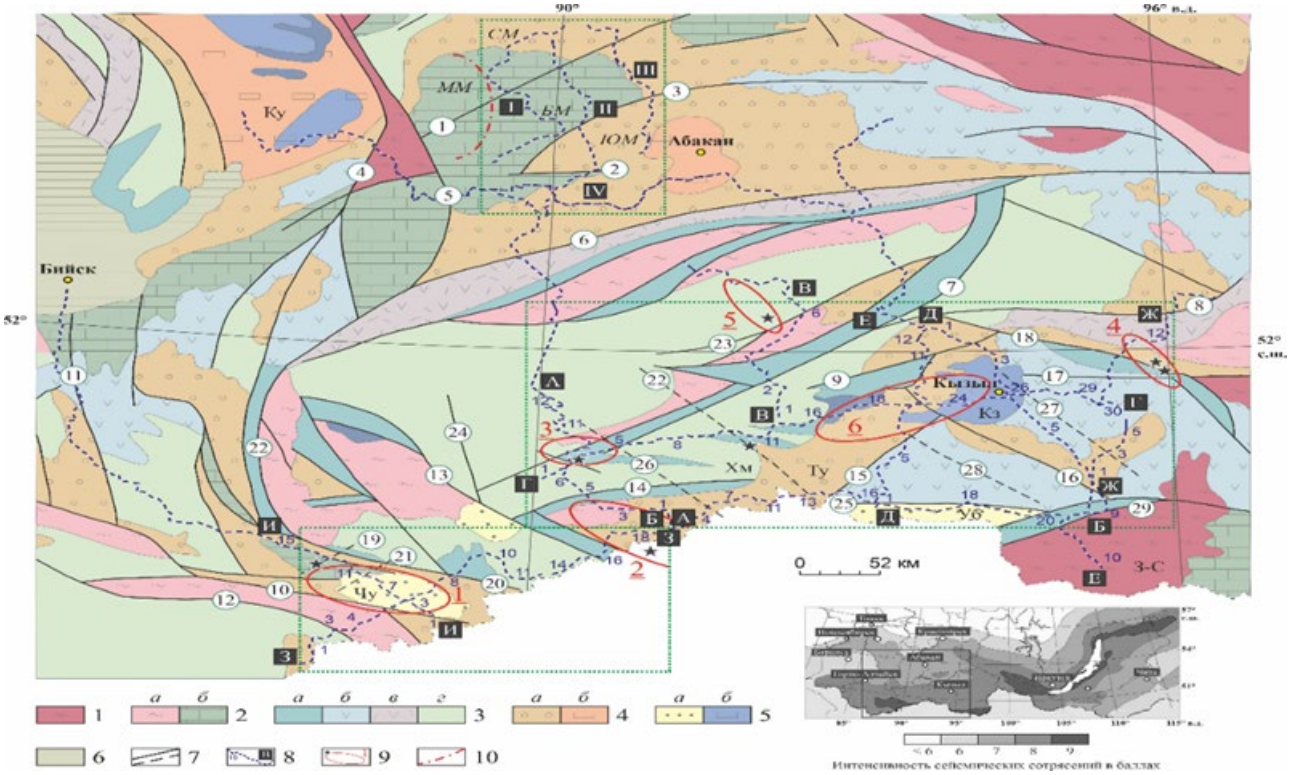


Рисунок 5 – Геологическая схема Алтае-Саянского региона: **8** – профили МТЗ, **9** – поля очагов землетрясений: 1 – Алтайского, 2 – Шапшальского, 3 – Тээлинского, 4 – Каахемского, 5 – Большепорошского, 6 – Шагонарского, 7 – Самагалтайского; звезды – эпицентры главных событий; **10** – контур низкоскоростного коровомантийного тела; прямоугольники – изученные площади Кузнецкого Алатау, Горного Алтая, Тувы и Западных Саян; на врезке – фрагмент карты сейсмического районирования ОСР-2014 и шкала интенсивности землетрясений в баллах

Основная часть гипоцентров землетрясений (рис. 5-7) расположена над кровлей коровых проводников вблизи глубинных разломов с низким сопротивлением 10-200 Ом·м, отвечающих положению зон повышенного затухания обменных волн землетрясений и пониженных скоростей продольных волн, что свидетельствует о повышенной трещиноватости и обводненности блоков коры в очаговых зонах землетрясений или вблизи них.

На глубинах 1-5 км у Мартайгинско-Патынского, Восточно-Кузбаского, Сарасинского, Восточно-Таннуольского, Унгешского, Балыктыг-Хемского и Убсунур-Баянкольского разломов содержание флюида достигает 0.9-1.2%. Высоким содержанием 0.3-0.9% характеризуются очаговые зоны землетрясений (рис. 5-7): Шапшальская, Тээлинская, Шагонарская, Самагалтайская и Каахемская. Малые значения c_f=0.1-0.15% наблюдаются в Алтайской зоне под Чуйской впадиной с восточной ориентацией растяжений. Разломам северного и СЗ простирания присущи высокие значения 0.15–1% и ортогональная ориентация векторов растяжения [34], ведущая к росту содержания флюида. Это соответствует дефициту скорости продольных волн в 2-4.2% на глубинах 10-30 км.

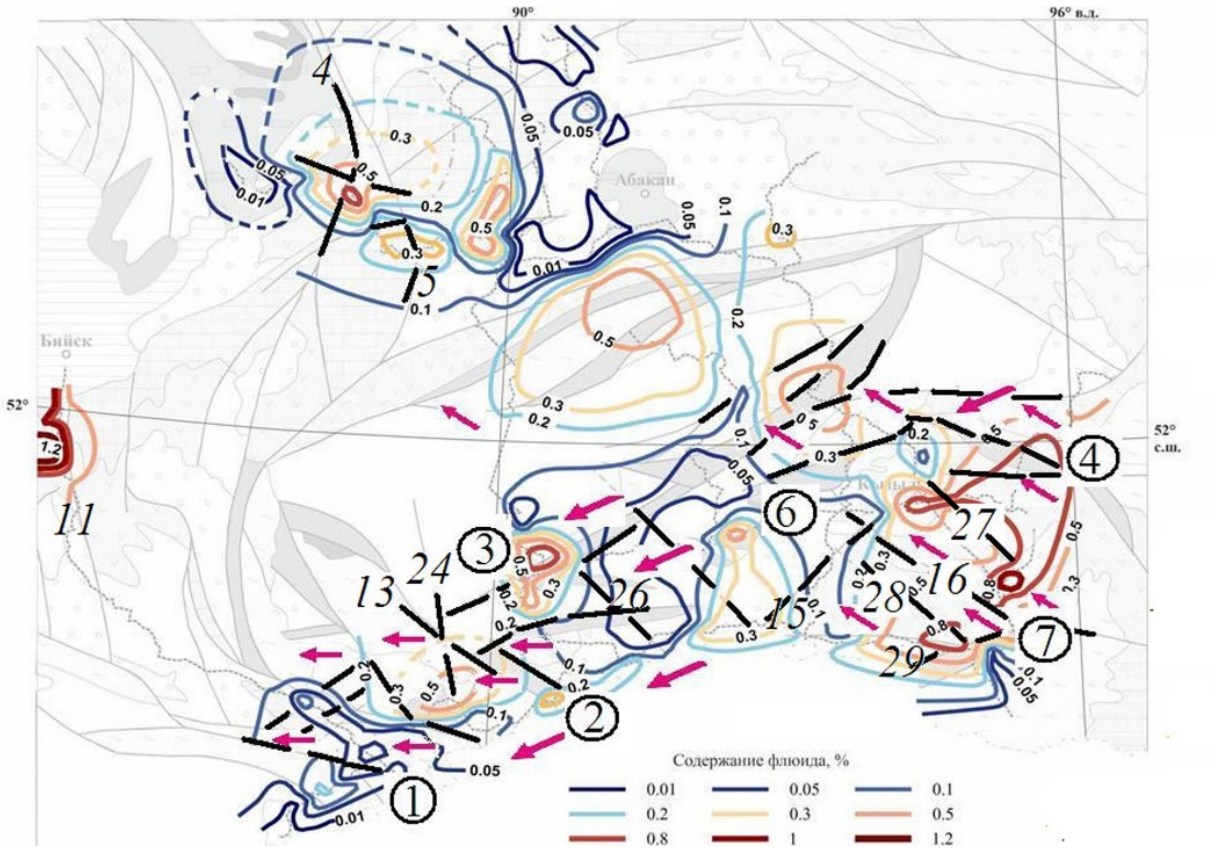


Рисунок 6 – Распределение флюида в Алтае-Саянском регионе: черные линии – разломы, стрелки – направления растягивающих напряжений, в кругах – положение очаговых зон землетрясений: Алтайской (1), Шапшальской (2), Тээлинской (3), Каахемской (4). Шагонарской (6), Самагалтайской (7); пунктир – разломы: Восточно-Кузбасский (4), Мартайгинско-Патынский (5), Шапшальский (13), Убсунур-Баянкольский (15), Восточно-Таннуольский (16), Восточно-Шапшальский (24), Барлыкский (26), Балыктыг-Хемский (27), Унгешский (28), Агардакский (29)

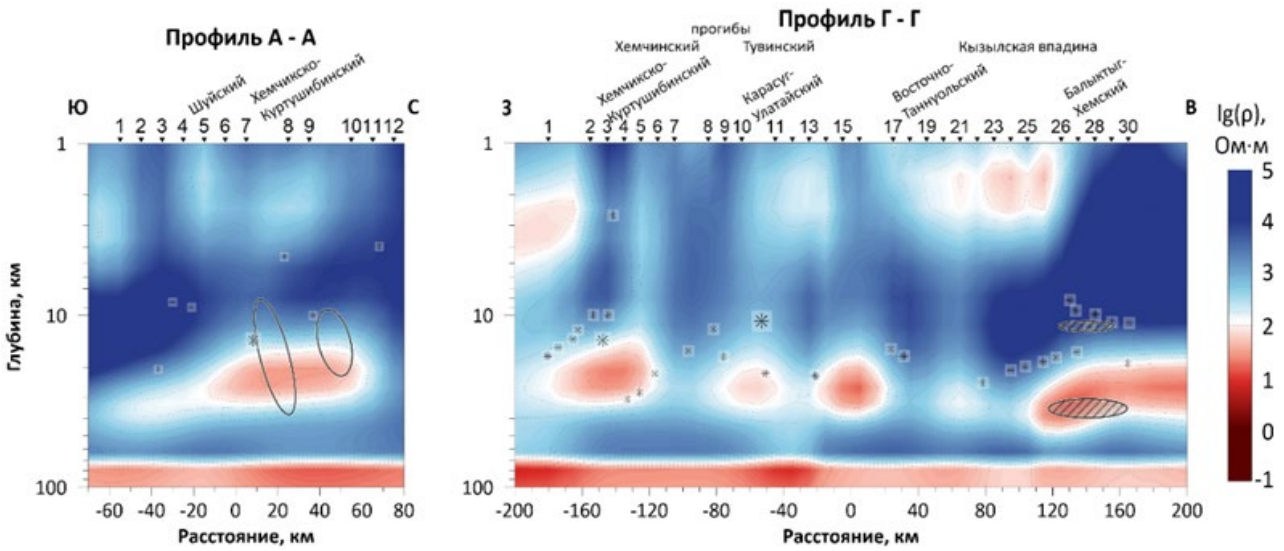


Рисунок 7 – Результаты 3D инверсии МТ импедансов вдоль профилей А–А и Г–Г (рис. 5): малые звезды – гипоцентры землетрясений с M=1.5-3, случившихся в период работ МОВЗ; большие звезды – гипоцентры землетрясений с M>6 (Тээлинского и Шагонарского); эллипсы – зоны повышенного затухания обменных волн (сплошные линии) и волноводов (штриховка); сверху – номера п. МТЗ, названия структурных единиц и глубинных разломов

Под Кызылской впадиной и её бортами с содержанием флюида оценивается в 0.3-0.5% (рис. 6, 7). Здесь выделены зоны с дефицитом продольной скорости 0.15 км/с на глубинах ~10 км под блоком с V_p=6.15-6.2 км/с и 0.3 км/с на глубинах ~35 км под блоком с V_p=7.05 км/с [33]. Им отвечает содержание флюида 0.7-0.9% в п. 26-27 профиля Г–Г (рис. 7) и 0.15% в п. 12 профиля Д–Д. Повышенной флюидонасыщенностью 0.15-0.6% характеризуются глубинные разломы (рис. 6), простирающиеся на север: Восточно-Шапшальский, Восточно-Кузбасский, Сарасинский, Мартайгинско-Патынский; на СЗ: Шапшальский, Восточно-Таннуольский, Унгешский, Балыктыг-Хемский, Барлыкский; и на СВ: Убсунур-Баянкольский, Агардакский.

Корякско-Камчатский регион. Блоки литосферы с высоким объемным содержанием флюида c_f и расплава c_m выделены (рис. 8) по результатам МТ зондирований [12] на пересечении субмеридиональных структур Олюторско-Восточно-Камчатской зоны с широтными структурами (Императорский палеорифт, Алеутская вулканическая дуга). В их окрестности происходит разгрузка тектонических напряжений. Величины флюидонасыщения и/или расплава здесь отвечают наблюдаемому дефициту скорости продольных волн [35]. Под Южно-Камчатским прогибом на глубине ~35 км выделены блоки с c_f до 1.6-2.4% (зона 5) при температуре ~800° С. Дальнейшая миграция флюида вдоль вулканических систем и по ослабленным зонам коры ведет к росту c_f на глубинах 13-15 км до 1.5-2%. Флюидонасыщенные зоны коррелируются с зонами высокой сейсмической и гидротермальной активности, что свойственно зонам поддвига океанической коры под континентальную. Под Прибрежным горстом глубже 70 км формируется расплав с c_m=1.5-3% в субдуцированных океанических породах.

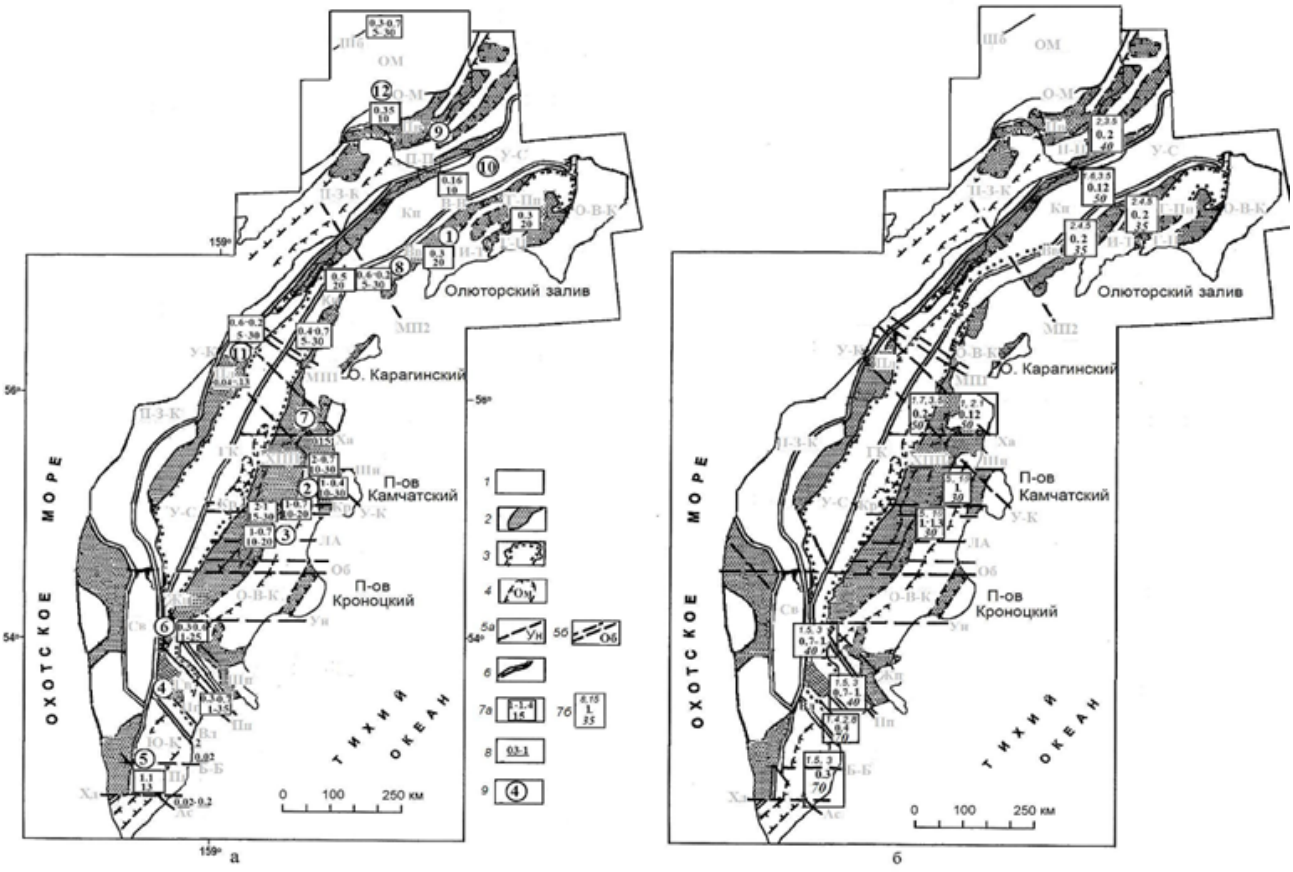


Рисунок 8 – Распределение флюида (а, б) и расплава (б) в Камчатско-Корякском регионе: 1-4 и 6 – положение тектонических элементов [12], 5б – разломы и зоны повышенной сейсмичности, 7а – объем флюида (%) в коровых блоках (вверху) и их глубина (внизу), 7б – в мантийных блоках (средний ряд) и его глубина (нижний ряд), выше – доля расплавов насыщенного перидотита и базальта, 8 – доля флюида c_f в разломах (%); 9 – зоны определения содержаний флюида и расплава

Под Начикинской грабенообразной структурой (зона 4), характеризующейся высокой вулканической и сейсмической активностью, на глубинах более 40 км выделяется высокопроводящий и низкоскоростной мантийный блок с долей расплава c_m до 1.5-3% в обводненных породах в зоне пересечения субдукционных и палеорифтовых структур. Этот блок с повышенным содержанием расплава (и/или флюида с c_f =0.7-1%) прослеживается под Ганальским горстом и Олюторско-Восточно-Камчатской зоной. Под действующими вулканами (Безымянным, Шивелучским, Толбачинским, Ключевским – зоны 2 и 3) выделяются блоки на глубине 10 км и вблизи вблизи границы Мохо (30 км при температуре 800° С) с оценками c_f в 1-2 % и c_m до 5-10%.

Зоны гипоцентров Ильпырского, Хаилинского и Олюторского землетрясений (зоны 1 и 8; глубины 10-30 км, температура ~800° С), характеризуются содержаниями флюида c_f=0.2-0.6% или расплава c_m=2-4.5%. Под относительно сейсмически спокойным Корякским нагорьем (зона 10**)** оценка c_f на глубинах 10 и 50 км составляет 0.12-0.16%, а c_m достигает 1.6-3.5% на глубинах более 50 км при температуре выше 1000° С. Под Пенжинской впадиной блок с c_f =0.3-0.4 % воздымается до глубин 10-15 км (зона 12), в то время как под Омолонским массивом проводимость возрастает на глубинах более 60 км.

Построенные 3D геоэлектрические модели, дополненные распределениями скорости и затухания сейсмических волн, позволили оценить степени флюидонасыщения и частичного плавления горных пород в сейсмически активных регионах. Показано, что МТ метод позволяют картировать активизированные глубинные разломы, ослабленные блоки и вулканические камеры различного генезиса с содержаниями флюида c_f в пределах 0.3-15 % и расплава c_m в пределах 2.5-10 %, а также выделять очаги землетрясений на периферии таких зон.

Исследования выполнены при фининсовой поддержке Российского научного фонда (проект № 24-47-02016 «Глубинное геоэлектрическое строение плато Шиллонг и сопредельных сейсмоактивных территорий (СВ Индия) по данным магнитотеллурических зондирований»).

Литература

1. Белявский В.В. Геоэлектрическая модель тектоносферы Северо-Кавказского региона // Тверь: Герс. 2007. 250 с.
2. Белявский В.В. Геоэлектрическая модель центральной части Северного Кавказа и её флюидонасыщение // Физика Земли. 2023. №. 4. С. 75-95.
3. Белявский В.В. Геоэлектрическая модель СЗ Кавказа // Физика Земли. 2023. № 2. С. 78-93.
4. Белявский В.В., Егоркин А.В., Ракитов В.А. и др. Некоторые результаты применения методов естественных ЭМ и сейсмических полей на Северном Кавказе // Физика Земли. 2007. № 3. С. 4-14.
5. Белявский В.В. Геоэлектрическая модель Алтае-Саянского региона. Ч. 1, 2 // Lambert Acad. Publ., 2014. 251 и 184 с.
6. Белявский В.В. Геоэлектрическая модель Алтае-Саянской складчатой области (3D инверсия) // Lambert Acad. Publ., 2020. 199 с.
7. Белявский В.В., Лозовский И.Н. Трехмерная инверсия МТ данных при изучении очаговых зон землетрясений Алтае-Саянского региона // Физика Земли. 2020. № 4. С. 83-101.
8. Белявский В.В. Трехмерная инверсия МТ данных при изучении очаговых зон землетрясений юга Алтае-Саянского региона // Геология и геофизика. 2020. Т. 61 (1). С. 99-118.
9. Белявский В.В., Лозовский И.Н. Оценка флюидонасыщенности литосферы Алтае-Саянской складчатой области по данным МТ зондирований // Геология и геофизика. 2022. Т. 63 (1). С. 102-116.
10. Белявский В.В. Геоэлектрическая модель Камчатско-Корякского региона // Lambert Acad. Publ. 2021. 163 с.
11. Белявский В.В., Алексанова Е.Д. Трехмерная геоэлектрическая модель южной части полуострова Камчатка // Физика Земли. 2014. № 1. С. 11-32.

12. Белявский В.В. Электропроводность и распределение флюида в Корякско-Камчатском регионе // Физика Земли. 2021. № 4. С. 1-17.
13. Белявский В.В., Золотов Е.Е., Нурмухамедов А.Г. и др. Сейсмоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны по профилю Верхнее Пенжино – Корф // Геофизика. 2008. № 2. С. 30-44.
14. Белявский В.В., Сухой В.В. Методика рудного аудиоМТ зондирования // Физика Земли. 2004. № 2. С. 68-87.
15. Varentsov Iv.M. Methods of joint robust inversion in MT and MV studies with application to synthetic datasets // EM sounding of the Earth's interior, V. 40, 2nd Ed. Amsterdam: Elsevier, 2015. P. 191-229.
16. Druskin V., Knizhnerman L. Spectral approach to solving 3D Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains // Radio Sci. 1994. V. 29 (4). P. 937-953.
17. Siripunvaraporn W., Egbert G., Uyeshima M. Interpretation of 2D MT profile data with 3D inversion: synthetic examples // Geophys. J. Int. 2005. V. 160. P. 804-814.
18. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики // М.: Научный мир, 2009. 679 с.
19. Белявский В.В. Использование инвариантных кривых МТЗ при глубинных МТ исследованиях // Физика Земли. 2007. № 3. С. 51-59.
20. Counil J.L., Mouel J.L., Menvielle M. Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics // Geophys. 1986. V. 4(2). P. 115-130.
21. Varentsov Iv.M. Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing, analysis, and inversion // EM sounding of the Earth's interior. V. 40, 2nd Ed. Amsterdam: Elsevier, 2015. P. 271-299.
22. Белявский В.В. Трехмерная интерпретация МТ данных // Lambert Acad. Publ., 2017. 554 с.
23. Shimojuku A., Yoshino T., Yamazaki D. Electrical conductivity of brine-bearing quartzite at 1 GPa: implications for fluid content and salinity of the crust // Earth Planets Space. 2014. V. 66. Paper 2.
24. Pommier A., Garnero1 E.J. Petrology-based modeling of mantle melt electrical conductivity and joint interpretation of electrical conductivity and joint interpretation of EM and seismic results // J. Geoph. Res.: Solid Earth. 2013. V. 119. P. 4001-4016.
25. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир. 1997. 219 с.
26. Wyllie M.R.J., Gregory A.R., Gardner L.W. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media // Geophysics. 1956. P. 41-70.
27. Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У. и др. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука. 1989. С. 99-105.
28. Габсатарова И.П., Королецки Л.Н., Иванова Л.Е. Селиванова Е.А. Землетрясения Заветненское 2 мая 2012 г. и Воровосколесское-II 15 декабря 2012 г. (Ставропольский край) // Сильные и ощутимые землетрясения. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2020. С. 323-331.
29. Шемпелев А.Г., Заалишвили В.Б., Чотчаев Х.О. и др. Тектоническая раздробленность и геодинамический режим вулканов Эльбрус и Казбек (Центральный Кавказ, Россия). Результаты глубинных исследований // Геотектоника. 2020. № 5. С. 55-69.
30. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля // М.: Мир. 1984. 262 с.
31. Левин Л.Э., Кондорская Н.В. Сейсмичность центральной части Средиземноморского пояса Евразии в связи с проблемой развития нефтегазового комплекса // Разведка и охрана недр. 1998. № 2. С. 28-33.
32. Сейсмоактивные флюидно-магматические системы Северного Кавказа / Ред. Н.П. Лаверов. М.: ИФЗ РАН. 2005. 225 с.
33. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям // М.: Центр ГЕОН. 2000. 193 с.
34. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54 (2). С. 271-291.
35. Федотов С.А. Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов // М.: Наука. 2006. 455 с.

ОЦЕНКА ЭЛЕКТРОИМПУЛЬСНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ УСТАНОВКОЙ В РАЙОНЕ ЦЕНТРАЛЬНО-САХАЛИНСКОГО РАЗЛОМА

Гуляков С.А., Богомолов Л.М., Костылев Д.В., Костылева Н.В., Дудченко И.П., Стовбун Н.С.
gulyakov_97@mail.ru
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

Сформулированные академиком Велиховым Е.П. в 1975 г. на Вашингтонской конференции выводы о том, что дальнейший прогресс в развитии электромагнитных методов геофизических исследований, так или иначе, связан с развитием энергетики источников, питающих искусственные диполи, а также совершенствованием приемной аппаратуры и методов обработки информации [1], на сегодняшний день имеют особую актуальность. Непрерывный прогресс силовой электроники, стремительное развитие полупроводниковой промышленности, совершенствование и разработка программных средств и алгоритмов в значительной степени расширили технические возможности разработчиков. В этой связи в совокупности с необходимостью проведения геофизических исследований с 2018 года в Институте морской геологии и геофизики (ИМГиГ ДВО РАН) изучается возможность создания электроимпульсной геофизической установки для возбуждения нестационарного поля электрического диполя. В это же время на территории Сахалинской области в районе Центрально-Сахалинского разлома был организован геофизический полигон «Петропавлоское». Первые испытательные зондирования на территории полигона состоялись 29 октября 2020 г., где и продолжаются по настоящее время. Основная задача испытаний – оценка реакции геосреды на воздействие токовых импульсов, величина которых на порядок ниже, по сравнению с экспериментами выполненных при помощи более мощных установок МГД и ЭРГУ [2, 3]. Вдохновляясь результатами подобных исследований [4], в качестве показателя, определяющего меру электровоздействия, использовались данные наблюдений за изменениями акустической эмиссии, выполненных в районе полигона «Петропавловское» при помощи молекулярно-электронных приборов. В результате экспериментов 2020-2022 гг. были получены записи об изменении акустического шума в поверхностных слоях (до 1 км) вблизи разработанного экспериментального источника. Полученные результаты с большей степенью вероятности можно интерпретировать как проявление обратного сейсмоэлектрического эффекта II рода, механизмы возникновения которого используются для изучения триггерной сейсмичности. Однако с другой стороны проведенная работа определила направление в увеличении мощности установки с целью получения более качественных результатов.

Литература

1. Velikhov E.P. et al. Utilization of pulse type MHD generators for geophysical research and earthquake forecasting // Proceedings of the Sixth International Conference on MagnetoHydrodynamic Electrical Power Generation (Conf.-750/601-P5), Washington, June 9–13, 1975. Vol. 5, p. 211-228.
2. Велихов Е.П., Волков Ю.М. Перспективы развития импульсной МГД-энергетики и ее применение в геологии и геофизике. М.: ИАЭ. 1981. 28 с.
3. 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 Всерос. семинар-совещ., г. Москва, 22–24 июня 2010 г. / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС. 2010. С. 316-326.
4. Закупин А.С., Богомолов Л.М., Мубассарова В.А., Ильичев П.В. Сейсмоакустические проявления воздействий мощных импульсов тока по данным скважинных измерений на Бишкекском геодинамическом полигоне // Физика Земли. 2014. № 5. С. 105-120. DOI 10.7868/S000233371404019X.

МЕТОД ВЫЯВЛЕНИЯ ПРЕДПОЛАГАЕМОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ НА ТЕРРИТОРИИ БИШКЕКСКОГО ПРОГНОСТИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО МОНИТОРИНГА

Евменова Д.М.[1,2], Дашевский Ю.А.[1,3], Ельцов И.Н.[1,3,4], Рыбин А.К.[5], Имашев С.А.[5]
PavlovaDM@ipgg.sbras.ru
[1] Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия
[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия
[3] Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия
[4] Новосибирский государственный технический университет, г. Новосибирск, Россия
[5] Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

На территории Бишкекского прогностического полигона научной станции РАН в г. Бишкеке расположены пункты наблюдения, на которых ежедневно, кроме выходных и праздничных дней, проводятся измерения методом зондирования становлением поля в дальней зоне (ЗСД) с помощью установки «диполь-диполь» с глубинностью до 20 км [1, 2]. В течение суток выполняется от 1 до 6 сеансов зондирования продолжительностью около 15 минут. Основная задача работ, проводимых на полигоне, заключается в выявлении связи между вариациями геофизических данных и сейсмической активностью вблизи пунктов наблюдения. Полигон располагается на территории Северного Тянь-Шаня, одной из наиболее сейсмоактивных областей Средней Азии [3].

Для выявления закономерностей между данными электромагнитного мониторинга и сейсмическими событиями предлагается использовать следующие характеристики (индикаторы) измеряемых сигналов:

1. Время прихода максимального значения сигнала ЗСД в пункт наблюдения.
2. Вольт-временная характеристика импульса:
$$\text{ВВХ} = \sum_{i=1}^{N} t_i \cdot \Delta U(t_i), \quad (1)$$
где N – количество временных отсчетов $\Delta U(t_i)$ на полевой кривой зондирования (N=44).
3. Средний доверительный интервал среднесуточных наблюдений. Если в течение текущих суток геологическая среда подвергается тектоническому воздействию вследствие готовящегося землетрясения, то режимные измерения, производимые в течение этого времени, нельзя считать реализациями случайного процесса. В этом случае вычисленные стандартным способом значения статистических характеристик теряют свою исходную интерпретацию и могут служить индикатором наступающего сейсмического события.

На примере роя сейсмических событий энергетическим классом более 8, зарегистрированных вблизи пункта наблюдения Кегеты на Бишкекском прогностическом полигоне в апреле 2017 года, были рассмотрены геофизические возможности патентуемых характеристик измеряемого сигнала. Самое мощное событие, произошедшее 21 апреля 2017 года в 00:55:43 по местному времени, имело следующие параметры: энергетический класс 11.67, глубина очага - 12 км, расстояние от эпицентра до режимного пункта Кегеты 3.5 км.

На рисунке 1 представлены фрагменты временных рядов значений индикаторов сейсмического события, полученные по данным электромагнитного мониторинга на режимном пункте Кегеты (средний доверительный интервал, вольт-временная характеристика и время прихода максимума). Также на рисунке показаны сейсмические события с энергетическим классом более 8, произошедшие на расстоянии не более 30 км от пункта Кегеты. Синим на рисунке выделены области одновременного изменения показаний двух и более индикаторов.

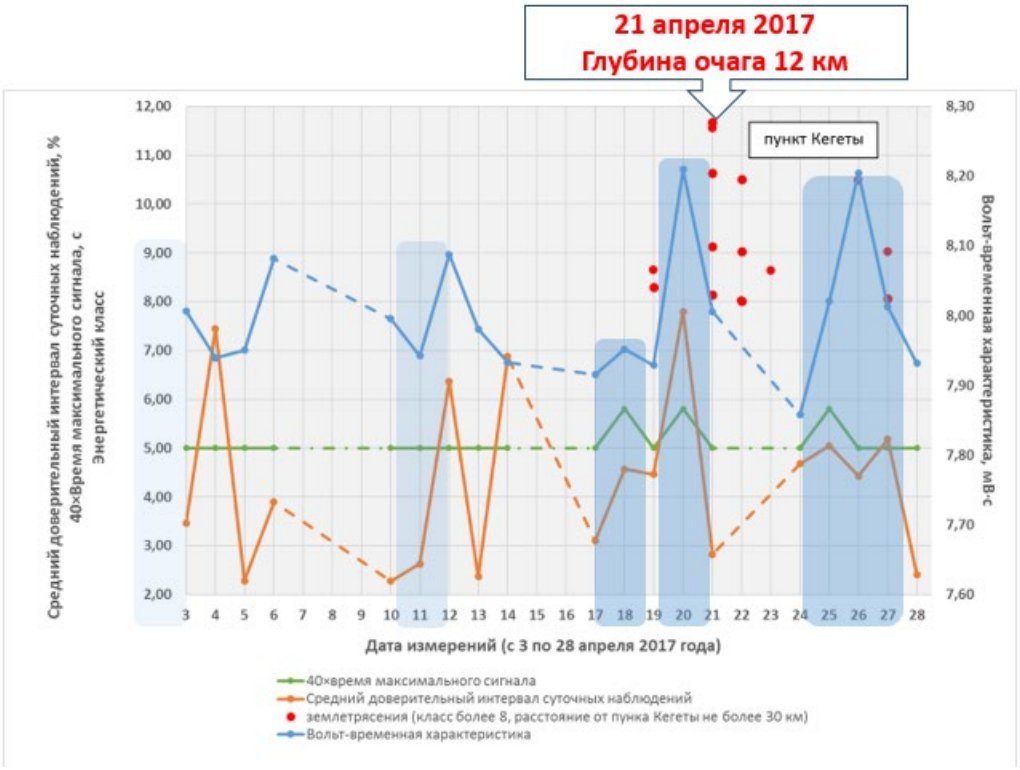


Рисунок 1 – Ретроспективная временная динамика среднесуточных индикаторов сейсмического события, зафиксированная в режимном пункте Кегеты в апреле 2017 г., соотнесенная с энергетическим классом землетрясений К>8

Совместный анализ приведенных данных позволяет сделать следующие выводы:

1. В период с 3 по 17 апреля временные ряды трех описанных выше индикаторов практически не содержат синхронизированных во времени аномалий значимой формы, которые можно было бы рассматривать в качестве предположительного отклика геологического вещества на подготовку сейсмотектонического события.
2. Наблюдаемые 18 и 20 апреля на всех трех рядах синхронизированные во времени однозначные аномалии времени прихода максимума, вольт-временной характеристики и среднего доверительного интервала устойчивой формы могут предположительно рассматриваться в качестве предвестников Кегетинского роя землетрясений. Особенно ярко предложенные индикаторы сейсмической активности реагируют на готовящееся 21 апреля 2017 г. землетрясение класса 11.67.

Полученная информация указывает на потенциальную возможность использования индикаторов для прогнозирования сейсмических событий. В настоящий время авторы работают над разработкой программного комплекса, позволяющего визуализировать и анализировать данные электромагнитного мониторинга по всем пунктам наблюдения на Бишкекском прогностическом полигоне.

Литература

1. Проявление геодинамических процессов в геофизических полях / Волыхин А.М., Брагин В.Д., Зубович А.В. и др. М.: Наука. 1993. 158 с.
2. Баталева Е.А., Мухамадеева В.А. Комплексный электромагнитный мониторинг геодинамических процессов Северного Тянь-Шаня (Бишкекский геодинамический полигон) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 2. С. 461–487.
3. Bragin V.D., Sverdlik L.G. Estimates of relationship between the dynamics of geophysical parameters and the stress-strain state of geoenvironment // Geodynamics & Tectonophysics. 2020. 11 (2), 352–364.

МОДЕЛЬНЫЕ КВАЗИ-3D ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ КРАЕВЫХ ОСАДОЧНЫХ СТРУКТУР В ПРЕДЕЛАХ МАССИВА MT/MB ЗОНДИРОВАНИЙ SMOLENSK

Иванов П.В., Варенцов Ив.М., Лозовский И.Н.,
рабочие группы SMOLENSK и KIROVOGRAD
pavel.vl.ivanov@gmail.com
Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, г. Троицк, Россия

При инверсии магнитотеллурических и магнитовариационных (MT/MB) данных в стартовую модель целесообразно включать априорные предположения. Они позволяют сузить область эквивалентности решения обратной задачи и получить итоговую модель быстрее и с меньшими невязками [1-3]. Априорной информацией могут служить топографические и батиметрические данные, результаты бурения и каротажа, положение разломных зон и нормальный глубинный геоэлектрический разрез региона. При инверсии данных электромагнитных (ЭМ) зондирований нижней коры и верхней мантии особое значение может иметь учет априорных сведений о мощности и электропроводности осадочного чехла [3-6], в том числе, за пределами области фактических ЭМ наблюдений.

В настоящей работе представлены имитационные исследования ЭМ откликов осадочных структур в пределах площадного массива MT/MB зондирований SMOLENSK, развернутого на Восточно-Европейской платформе в зоне тройного сочленения Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии [4-7], и предшествующего массива KIROVOGRAD, расположенного между Воронежским и Белорусским кристаллическими массивами и Украинским щитом [8, 9]. Цель исследований – изучение влияния приповерхностных токовых систем на результаты глубинных зондирований и разработка оптимальной стратегии 2D/3D инверсии наблюденных MT/MB данных.

Для расчета прямой 3D задачи были подготовлены две серии входных геоэлектрических моделей (рис. 1), опирающихся на оценки суммарной продольной проводимости осадочного чехла S_{sed} в расширенном регионе исследований [3-6, 8, 9]. Первая серия моделей включала в себя площадь проведения MT/MB зондирований проекта SMOLENSK (малый планшет), вторая – расширенные окрестности (большой планшет). Малый планшет включает в себя Оршанскую впадину и граничащие с ней структуры. Большой планшет – Воронежский и Белорусский кристаллические массивы, Украинский щит, Днепрово-Донецкую впадину и значительную часть Московской синеклизы.

Для подготовки моделей в пределах двух выбранных планшетов использовались оценки S_{sed} [4, 6, 8, 9]. Вне планшетов заданы промежуточные зоны, в которых распределения проводимости определялись интерполяцией до фоновой зоны, имеющей фиксированные значения S_{sed} из набора 2000 (см. рис.1), 1000, 500, 100 и 10 См. Полученные распределения S_{sed} были пересчитаны в значения электрического сопротивления верхнего слоя (мощностью 100 м) объемных геоэлектрических моделей. Ниже верхнего неоднородного слоя был задан нормальный 1D разрез: 1000 Ом·м до глубины 100 км и ступенчатое снижение сопротивления на мантийных глубинах [8, 9].

Горизонтальные размеры большого и малого планшетов с учётом промежуточных зон составили 2360×2360 км и 950×920 км, соответственно. Горизонтальные размеры ячеек внутри планшетов и их промежуточных зон – 10×10 км. В фоновой зоне размеры дополнительных 10 ячеек увеличивались в геометрической прогрессии. Неоднородный слой по вертикали аппроксимировался одной ячейкой в 100 м. Число земных ячеек до глубины 626 км - 57.

Прямая MT задача решалась методом конечных разностей с использованием программы 3D инверсии ModEM [10]. Система наблюдения во всех моделях состояла из 1558 пунктов, распределенных в пределах малого планшета с шагом 10×10 км. Расчёты велись для 12 периодов в диапазоне 16-16400 с. При таком подходе фактически реализуется имитация ЭМ полей в квази-3D приближении поверхностного тонкого неоднородного слоя S_{sed} [11], но расчет ведется средствами 3D моделирования, в отличие от традиционных пленочных

алгоритмов [3, 9, 11]. В этом случае появляется возможность дальнейшего учета реальной мощности доминирующих приповерхностных токовых систем и естественного последующего перехода к учету реальной 3D структуры осадков и верхней измененной части кристаллического фундамента.

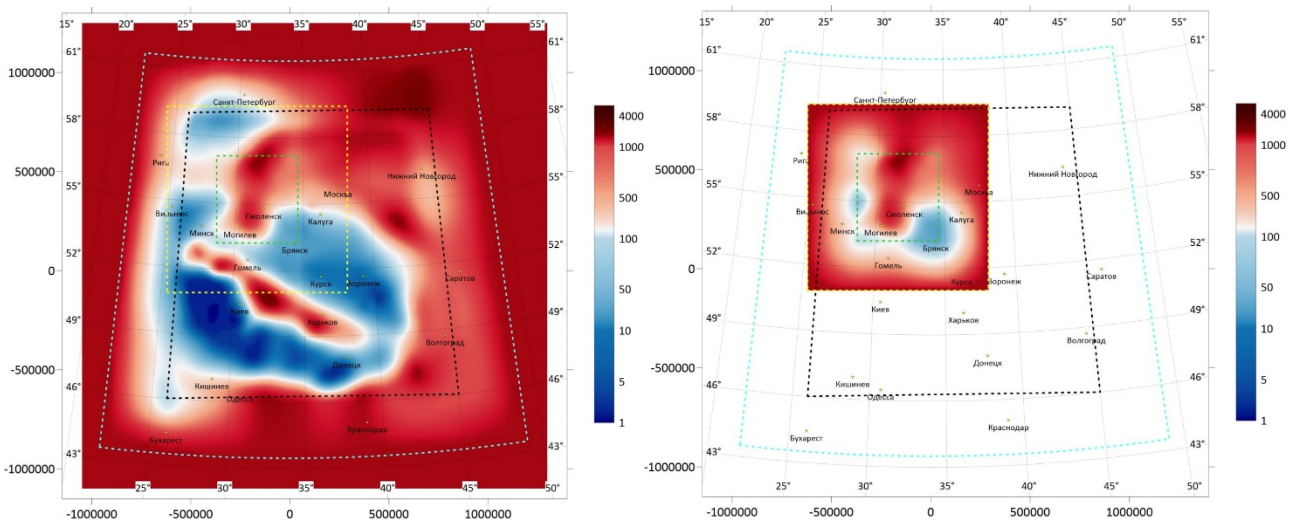


Рисунок 1 – Модельные распределения S_{sed} в пределах большого (слева) и малого (справа) планшетов для фоновой проводимости 2000 См, пунктиры: зелёный и чёрный – границы малого и большого планшетов, жёлтый и голубой – границы их промежуточных зон

В качестве первых результатов выполненных расчетов представляем карты кажущихся сопротивлений (ρ_{xy} и ρ_{yx}) и фаз импеданса (φ_{xy} и φ_{yx}), а также карты разности этих компонент, полученные для разных моделей. Карты ρ_{xy} и ρ_{yx} для периода 10^4 с в моделях большого и малого планшетов с различными значениями фонового сопротивления представлены на рис. 2. Низкочастотный отклик осадочных бассейнов ярко проявляется на картах ρ_{yx} в виде существенно пониженных значений. Важно отметить, что аномальный отклик значительно ослабевает на малом планшете при фоновой проводимости 2000 См. Для количественной оценки расхождений ЭМ откликов в различных моделях вычислялись L_2 нормы абсолютных и относительных невязок между ними, как отдельно на каждом периоде, так и сводно для каждой компоненты по всем периодам.

Фоновая проводимость осадков на большом планшете слабо влияет на MT/MB данные в точках наблюдения. Максимальное расхождение при значениях 2000 и 10 См для периода 16400 с достигает 10% для ρ_{xy} и 5° для φ_{yx}, нормы невязок ρ_{xy} для периодов до 1000 с и ρ_{yx} для периодов до 3000 с не превышают 2%. Сводные расхождения по всем периодам составляют 5.2% и 4° для *xy*-компоненты, 2.6% и 2.7° – для *yx*-компоненты. Противоположная ситуация наблюдается при изменении фоновой проводимости для малого планшета: нормы невязок кажущих сопротивлений могут превышать 20% на длинных периодах, а сводно по всем периодам составляют ~12% для обеих компонент.

В сравнении результатов для большого и малого планшетов (при одинаковой фоновой проводимости) наименьшие невязки получены при фоновой проводимости 500 и 100 См. Для отдельных компонент на больших периодах расхождения превышают 10% и 6°. Сводные нормы невязок для фона в 500 См составили 7.1% и 2.9° для *xy*-компоненты, 4.7% и 2.3°– для *yx*-компоненты, а для фона 100 См – 2.9% и 1.5° для *xy*-компоненты, 7.3% и 4.1° для *yx*-компоненты.

Таким образом, в рассмотренной серии модели малого планшета с фоновой проводимостью 100-500 См лучше всего оценивают влияние периферийных осадочных структур на низкочастотные MT/MB наблюдения проекта SMOLENSK.

а

б

в

г

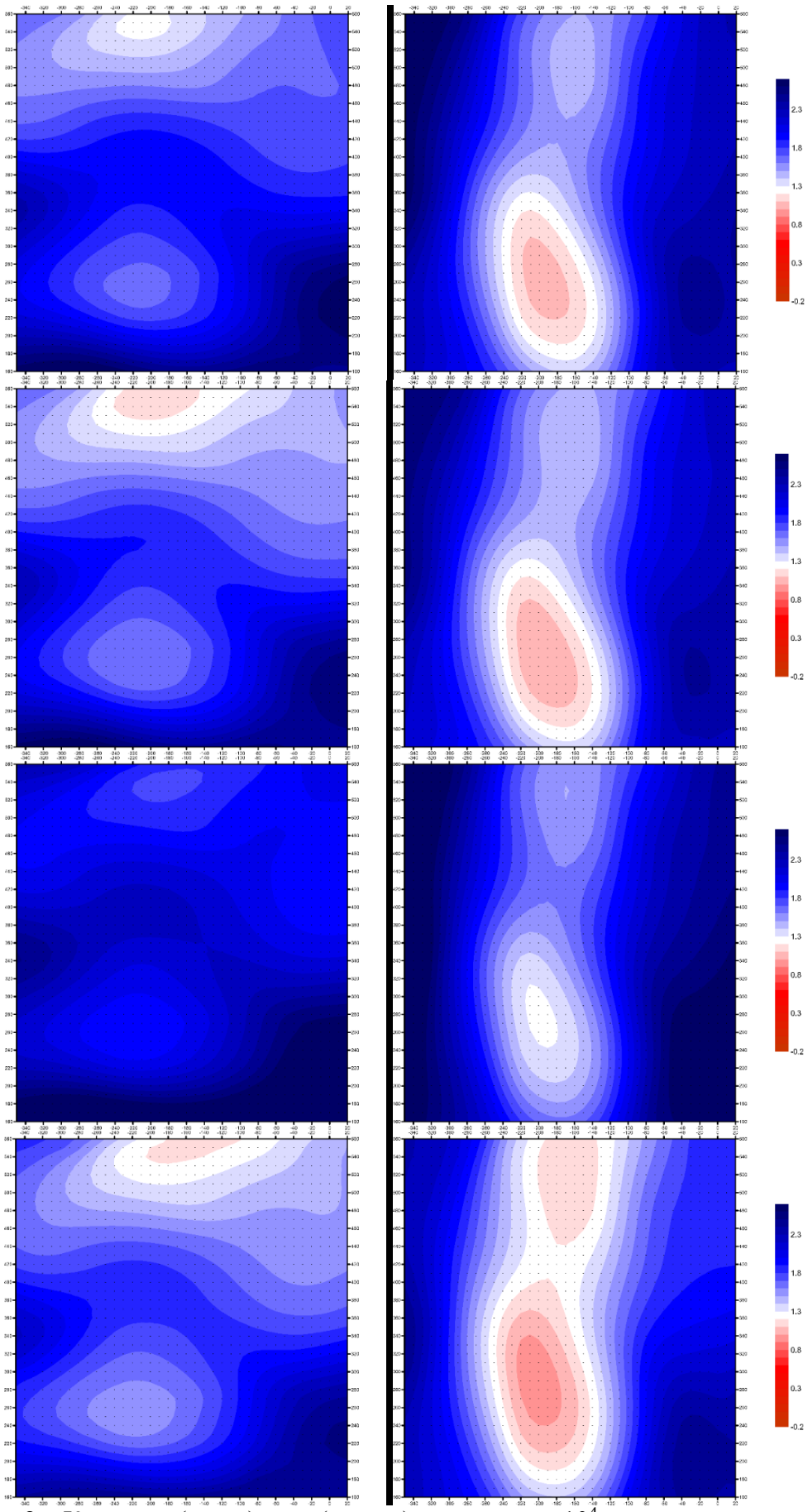


Рисунок 2 – Карты ρ_{xy} (слева) и ρ_{yx} (справа) для периода 10^4 с, сверху вниз:
а, б – для большого планшета и фона в 2000 и 100 См;
в, г – для малого планшета и фона в 2000 и 100 См.

Важными этапами последующих исследований станут: оценка точности представленных модельных расчетов в сравнении с результатами метода плёночного квази-3D моделирования [9]; исследование моделей с более толстым неоднородным слоем, отделенным от поверхности наблюдения и имеющим более детальную вертикальную дискретизацию; расширение малого планшета с учетом новых северных зондирований массива SMOLENSK и примыкающих с юга и востока зондирований массива KIROVOGRAD.

Дальнейшим развитием представленного подхода станет подготовка 3D модели осадочного чехла региона с привлечением априорных данных о мощностях осадков [12]. Полученная модель будет использована для более точных имитационных экспериментов и в качестве стартовой при 3D инверсии наблюденных MT/MB данных массива SMOLENSK.

Исследования выполняются в рамках темы госзадания ЦГЭМИ ИФЗ РАН № FMWU-2022-0023.

Литература

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики // М: Научный мир. 2009. 680 с.
2. Miensopust M.P. Application of 3D EM inversion in practice: challenges, pitfalls and solution ppproaches // Surv. Geophys. 2017. V. 38(5). P. 869–933.
3. Varentsov Iv.M., Engels M., Korja T. et al. A generalized geoelectric model of Fennoscandia: a challenging database for long-period 3D modelling studies within the Baltic EM Array Research (BEAR) project // Izv. Phys. Solid Earth. 2002. V. 38(10). P. 855–896.
4. Варенцов Ив.М., Иванов П.В., Ионичева А.П. и др. Массив МТ зондирований SMOLENSK: изучение глубинной структуры области тройного сочленения крупнейших сегментов ВЕП // Геофизика. 2021. № 1. С. 46–56.
5. Иванов П.В., Варенцов Ив.М., Колодяжный С.Ю. и др. Исследование глубинной электропроводности в окрестности Оршанской впадины: 2D инверсия синтетических и наблюдённых МТ данных методом REBOCC // Физика Земли. 2022. № 5. С. 26–44.
6. Куликов В.А., Варенцов Ив.М., Иванов П.В. и др. Результаты глубинных МТ исследований в районе Слободского геодинамического узла (Восточно-Европейская платформа) // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2023. Т. 60(4). С. 5-21.
7. Варенцов Ив.М., Иванов П.В., Ионичева А.П. и др. Листрические проводящие структуры в земной коре Фенноскандии: 2D инверсия MT/MB данных на профилях Остров – Осташков и Пушкинские горы – Андреаполь // Вопросы теории и практики геологической интерпретации грав., магн. и электр. полей: Материалы 50-й юбил. сессии Межд. научн. семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. М.: ИФЗ. 2024. С. 105-109.
8. Варенцов Ив.М., Ковачикова С., Куликов В.А. и др. Синхронные МТ и МВ зондирования на западном склоне Воронежского массива // Геофиз. журн. 2012. Т. 34(4). С. 90-107.
9. Отчет о НИР “Разработка фундаментальных методов площадных ЭМ зондирований и технологий их применения в глубинных, рудных и нефтегазовых исследованиях". № гос. регистрации АААА-А17-117060110210-2. М: ИФЗ РАН. 2021. 133 с.
10. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G.D.,Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of EM geophysical data // Comput. Geosci. 2014. V. 66. P. 40–53.
11. Бердичевский М.Н., Жданов М.С. Интерпретация аномалий переменного ЭМ поля Земли. М.: Недра. 1981. 327 с.
12. Колодяжный С.Ю. Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Строение кровли фундамента // Изв. ВУЗов, Сер. Геология и разведка. 2018. № 3. С. 5-14.

ПОДАВЛЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕГУЛЯРНЫХ ШУМОВ ГРОЗОВОГО И КОСМИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ ГЕОМАГНИТНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ В ЗАДАЧАХ МОНИТОРИНГА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Копытенко Е.А.[1,3], Поляков С.В.[2,3], Щенников А.В.[2,3]
poliakovsv@nirfi.unn.ru
[1] Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Санкт-Петербург, Россия
[2] Научно-исследовательский радиофизический институт ННГУ, г. Нижний-Новгород, Россия
[3] ООО «ВЕГА», г. Санкт-Петербург, Россия

Все зарегистрированные к настоящему времени события наблюдения электромагнитных возмущений, предваряющих сильные землетрясения заявлены как “предвестники” уже после землетрясений [1]. Целью настоящего доклада является понижение порога обнаружения электромагнитных предвестников сильных землетрясений, возможность генерации и последующего обнаружения которых была показана в работе [2].

При приёме полей от локальных спорадических источников для подавления регулярного шума, вообще говоря, можно использовать два отличительных признака спорадического сигнала и естественного шума: различные масштабы изменения полей вдоль поверхности земли и различные поляризации. Первый признак описан в [3,4], где на основе использования универсальной модели эквивалентного источника локальной распределённой системы подземных токов и возможности подавления крупномасштабного регулярного шумового фона путем вычитания временных реализаций в пространственно разнесённых приемных пунктах предложен алгоритм обнаружения, определения координат и параметров эквивалентного источника слабых (ниже уровня регулярного шумового фона) литосферных сигналов низкочастотного магнитного поля. Этот метод подавления крупномасштабного шума можно назвать методом «пространственной дискриминации». В дополнение к этому возможна «поляризационная дискриминация» регулярного естественного шума. Речь идет о приеме нормальной (к земле) компоненты магнитного поля или, другими словами, о приёме магнитного поля TE поляризации.

Основной вклад в шумовой фон на поверхности Земли в диапазоне Pc1 вносят вертикальные грозовые разряды, формирующие первичное поле TH поляризации. При этом поле TE поляризации возникает за счет трансформации полей различной поляризации на границе с гиротропной ионосферой. Оценки показывают, что в дневных условиях шумовое магнитное поле TE поляризации примерно на порядок меньше поля TH поляризации. В ночных условиях тангенциальные поля TE и TH поляризация могут быть соизмеримы. Но это еще не все. Магнитный датчик, измеряющий нормальную H_n компоненту магнитного поля, является естественным дискриминатором крупномасштабного поля, поскольку Земля на низких частотах имеет очень высокую оптическую плотность. Например, для типичной проводимости Земли $\sigma = 10^{-2}\text{Ом}^{-1}\text{м}^{-1}$ и для частоты $f = 1\,\text{Гц}$ модуль показателя преломления в Земле $|n| \approx 1{,}3 \cdot 10^4$, а величина скин-слоя $\delta \approx 5\,\text{км}$. Для полей с горизонтальным масштабом $L \gg \delta$ на Земле справедливы импедансные граничные условия. В этом случае нормальная компонента магнитного поля H_n много меньше тангенциальной компоненты H_τ и при прочих равных условиях для более крупномасштабного поля H_n уменьшается. В случае полей с горизонтальным масштабом, меньшим скин-слоя, Земля для магнитного поля «прозрачна», разумеется, при отсутствии характерных магнитных аномалий.

Здесь, аналогично случаю «пространственной дискриминации», используя модель эффективного источника, можно предложить алгоритм обнаружения и определения параметров литосферных источников по измерениям нормальной компоненты магнитного поля.

Литература

1. Molchanov O.A., Kopytenko Yu.A., Voronov P.M., Kopytenko E.A., Matiashvili T.G., Fraser-Smith A.C. and Bernardy A. Results of ULF magnetic field measurements near the epicenters of the Spitak (MS=6.9) and the Loma-Prieta (MS=7.1) earthuakes: Comparative analysis // Geophys. Res. Lett. 1992. No. 19. P. 1495-1498.
2. Molchanov O.A. and Hayakawa M. Generation of ULF electromagnetic emissions by microfracturing // Geophys. Res. Lett. 1995, 22, 3091-3094.
3. Поляков С.В., Резников Б.И., Шлюгаев Ю.В., Копытенко Е.А. Первый опыт пространственной дискриминации крупномасштабных естественных КНЧ помех на примере двухпунктовых измерений магнитного поля от искусственного ионосферного источника // Известия вузов. Радиофизика. 2007. Т. 49. № 12. С. 1030-1042.
4. Поляков С.В., Щенников А.В. О возможности обнаружения электромагнитных предвестников землетрясений с уровнем ниже регулярного шумового фона // Известия вузов. Радиофизика. 2014. Т. 57. № 7. С. 555-567.

ОБОРУДОВАНИЕ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЯВЛЕНИЙ, СОПУТСТВУЮЩИХ СИЛЬНЫМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ

Копытенко Е.А.[1,3], Сергушин П.А.[1,3], Щенников А.В.[1,2], Скрябин А.С.[1,3], Богомолов Н.Ю.[1,3], Самсонов М.Б.[3]

eugene@vega-geo.net

[1] Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

[2] Научно-исследовательский радиофизический институт ННГУ , г. Нижний-Новгород, Россия

[3] ООО «ВЕГА», г. Санкт-Петербург, Россия

Успех в исследовании любого физического явления зависит от правильно подобранного оборудования, но в большей степени от качества первичных преобразователей физических полей. Разработанные компанией ВЕГА широкополосные высокочувствительные индукционные магнитные датчики серии IMS опробованы в различных климатических условиях от Арктики до Аравийской пустыни [1]. В настоящее время они используются производственными и академическими организациями Российской Федерации, как в разведочной геофизике, так и в целях мониторинга электромагнитной обстановки.

Тектонические процессы связанные с увеличением напряжения деформации в Земной коре сопровождаются специфическим электромагнитным излучением [2, 3]. Образование аномальной области повышенной проводимости в сейсмоактивной зоне проявляется в увеличении амплитуд, градиентов геомагнитных пульсаций и изменении фазовых скоростей геомагнитных волн, измеряемых на поверхности земли. Для регистрации широкого спектра электромагнитных возмущений используется станция магнитного мониторинга СММ-09 производства ООО «Вега» и геофизическая станция GI-MTS-1 производства СПбФ ИЗМИРАН.

Станция СММ-09 предназначена для регистрации магнитного поля Земли в диапазоне частот 0,0001-1000 Гц. Основой мониторинговой станции являются три индукционных магнитных датчика VEGA IMS-010 соотношение сигнал/шум которых в сочетании с методикой выделения сигналов на фоне естественных шумов [4, 5] позволяют регистрировать очень слабые ЭМ сигналы. Достоинством станции является возможность интегрирования локального регистратора в распределённую сеть наблюдательных пунктов.

Геофизическая станция GI-MTS-1 в составе комплекса «Очаг-1» [6] предназначена для краткосрочного прогнозирования землетрясения и локализации его эпицентра по ЭМ данным в диапазоне УНЧ DC-15 Гц. Измерительная часть мониторинговой станции состоит из трехкомпонентного магнитостатического вариометра MS. Данные, регистрируемые тремя станциями, расположенными по схеме «треугольник» на небольшом расстоянии друг от друга, позволяют построить векторы градиентов и рассчитать фазовые скорости геомагнитных вариаций вдоль земной поверхности, а также определить возможное местоположение источника УНЧ сигнала, в том числе и литосферного происхождения.

Из-за труднодоступности мониторинговых полигонов и мест проведения длительных геофизических изысканий существует проблема проверки характеристик и работоспособности измерительной части мониторингового оборудования. В работе приводится описание разработанной специалистами ООО «Вега» мобильной системы поверки и калибровки магнитных датчиков, предназначенной для установки вблизи мест проведения работ. Установка позволяет сократить интервалы поверки, уменьшить количество некондиционных данных, связанных с поломками оборудования, а также сократить расходы на обслуживание.

Литература

1. 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.
2. Molchanov O.A., Kopytenko Yu.A., Voronov P.M., Kopytenko E.A., Matiashvili T.G., Fraser-Smith A.C. and Bernardy A. Results of ULF magnetic field measurements near the epicenters of the Spitak (MS=6.9) and the Loma-Prieta (MS=7.1) earthuakes: Comparative analysis // Geophys. Res. Lett. 1992. No.19. P. 1495-1498.
3. Kopytenko Yu.A., Matiashvili T.G., Voronov P.M., Kopytenko E.A. and Molchanov O.A. Detection of Ultra-Low Frequency emissions connected with the Spitak Earthquake and its aftershock activity, based on geomagnetic pulsations data at Dusheti and Vardzia observatorie // Phys. Earth and Planet. Inter. 1993. V. 77. P. 85-95.
4. Поляков С.В., Резников Б.И., Шлюгаев Ю.В., Копытенко Е.А. Первый опыт пространственной дискриминации крупномасштабных естественных КНЧ помех на примере двухпунктовых измерений магнитного поля от искусственного ионосферного источника // Известия вузов. Радиофизика. 2007. Т. 49. № 12. С. 1030-1042.
5. Поляков С.В., Щенников А.В. О возможности обнаружения электромагнитных предвестников землетрясений с уровнем ниже регулярного шумового фона // Известия вузов. Радиофизика. 2014. Т. 57. № 7. С. 555-567.
6. Сергушин П.А., Петрищев М.С. Геофизическая станция GI-MTS-1 и возможности её применения для локализации источников электромагнитных возмущений // Исследование магнитного поля земли как фактор прогресса национальной безопасности России. Сб. докл. науч.-практ. семинара / СПбГЭТУ “ЛЭТИ”, СПбФ ИЗМИРАН. СПб. 2022. С. 68–70.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЫХОДА КОРЕННЫХ ПОРОД В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УЙМОНСКОЙ ВПАДИНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) НА ОСНОВЕ ДВУХ-, ТРЕХМЕРНОЙ ИНВЕРСИИ И МОДЕЛИРОВАНИЯ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ

Кузина З.Я., Санчаа А.М.
z.kuzina@g.nsu.ru
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск, Россия

В статье обсуждаются результаты исследования геоэлектрического строения пород фундамента в центральной части Уймонской впадины Горного Алтая, осуществленного с использованием метода электротомографии (ЭТ). Измерения были проведены в течение полевых сезонов с 2020 по 2023 годов по 7 профилям (рисунок 1). Профили kor2_pr1, 2, 3, 4, 5, 6 и kor2_2020 приурочены к выходам на дневную поверхность коренных пород, по данным геологической карты представленных метаморфическими образованиями ордовикского возраста. За полевые сезоны 2021–2022 годов было выполнено три параллельных профиля с длиной 355 м. (kor2_pr1, 2 и 3) с интервалом 100 метров. Остальные профили (kor2_pr4, 5, 6 и 2020) имеют длину 235 метров. Расположение профилей выбрано таким образом, чтобы со всех сторон наблюдаемого выхода коренных пород проследить характер его погружения на глубину. В работе приведены результаты трехмерной инверсии на основе всех ЭТ данных, а также результаты трехмерного численного моделирования для подтверждения полученных моделей. Были оценены вертикальные размеры выходов коренных пород и возможное влияние рельефа.



Рисунок 1 – Обзорная карта района работ в Уймонской впадине на подложке космоснимка и геологической карты (1:200 000), созданная с использованием программных комплексов QGis и CoralDraw [3]

В 2011 году лабораторией электромагнитных полей ИНГГ СО РАН впервые применен комплекс разноглубинных электромагнитных методов для изучения Уймонской впадины, включая электротомографию (ЭТ), вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) и зондирования становлением электромагнитного поля (ЗСБ) [4]. С учетом полученных данных В 2013 году сотрудниками ОАО "Горно-Алтайская экспедиция" была пробурена скважина глубиной 400 м с целью изучения кайнозойских отложений Уймонской впадины [7]. За период с 2012 по 2018 годы проведено значительное количество зондирований становлением поля по всей впадине, что позволило построить глубинные геоэлектрические модели [8][9]. Глубины до фундамента в западной и центральной части впадины достигают 500 м, а в восточной - до 1000 м. Однако полученные глубинные модели не учитывали наличие выходов коренных пород на дневной поверхности. Таким образом, было принято решение применить метод ЭТ для более полного понимания геологической структуры сложнопостроенной верхней части разреза.

Считалось, что фундамент Уймонской впадины представлен отложениями теректинской свиты (метмаморфические сланцы, песчаники, мраморы), который перекрывается отложениями баратальской свиты, предположительно синийского возраста (метаморфизованные диабазы, порфириты и их туфы) [5]. Выходы пород на дневную поверхность в центральной и западной частях впадины относили к породам баратальской свиты. По данным же более современной геологической карты, фундамент котловины представлен Теректинским метабазит-метапелитовый глаукофан-зеленосланцевым комплексом (s,asPR2(O1)t), сформировавшимся примерно в раннем ордовике, под действием метаморфизма, изменив протерозойские породы. К описанному выше комплексу относятся также породы северного горного обрамления Уймонской впадины и образования в центральной и западной ее частях [3]. Существует несколько предположений о происхождении выходов коренных пород. Специалисты-геологи считают подобные образования либо обрывками верхушек антиклиналий, смещенными тектоническими движениями, либо верхней частью антиклинальных складок кровли фундамента, поднятой на поверхность в результате активизации орогенных процессов в четвертичном периоде, которая образует внутривпадинную перемычку.

Полевые работы методом ЭТ проводились с использованием аппаратуры “Скала-48”, использовалась установка Шлюмберже с межэлектродным шагом 5 метров [1]. Первичная обработка полевых данных осуществлялась в программе Xeris. Двух-, трехмерная инверсия и трехмерное численное моделирование производились в программе DiInSo [6].

После осуществления 2D инверсии, была проведена 3D инверсия, включающая профили за все годы измерений. Результатом стали горизонтальные распределения УЭС на глубинах 10, 20 и 30 метров. Трехмерная модель участка по результатам трехмерной инверсии всех семи профилей представлена на рисунке 2. Основываясь на анализе двумерных геоэлектрических разрезах и карт распределения УЭС на разных глубинах, для выделения исследуемого объекта был выбран диапазон сопротивлений от 1150 Ом·м до 3700 Ом·м.

После получения предположений о структуре объекта на основе результатов как двумерной, так и трехмерной инверсии, следующим этапом интерпретации было проведение трехмерного численного моделирования. Для исследуемого объекта было построено две модели. Первая модель строилась для обоснования вертикального размера объекта, таким образом, были построены модели с вертикальным размером объекта 50 и 200 метров. В результате было сделано предположение о том, что исследуемый объект — это объект, уходящий на глубину более 50 м. Вторая модель делалась для учета рельефа дневной поверхности (рисунок 3), который может влиять на результаты.

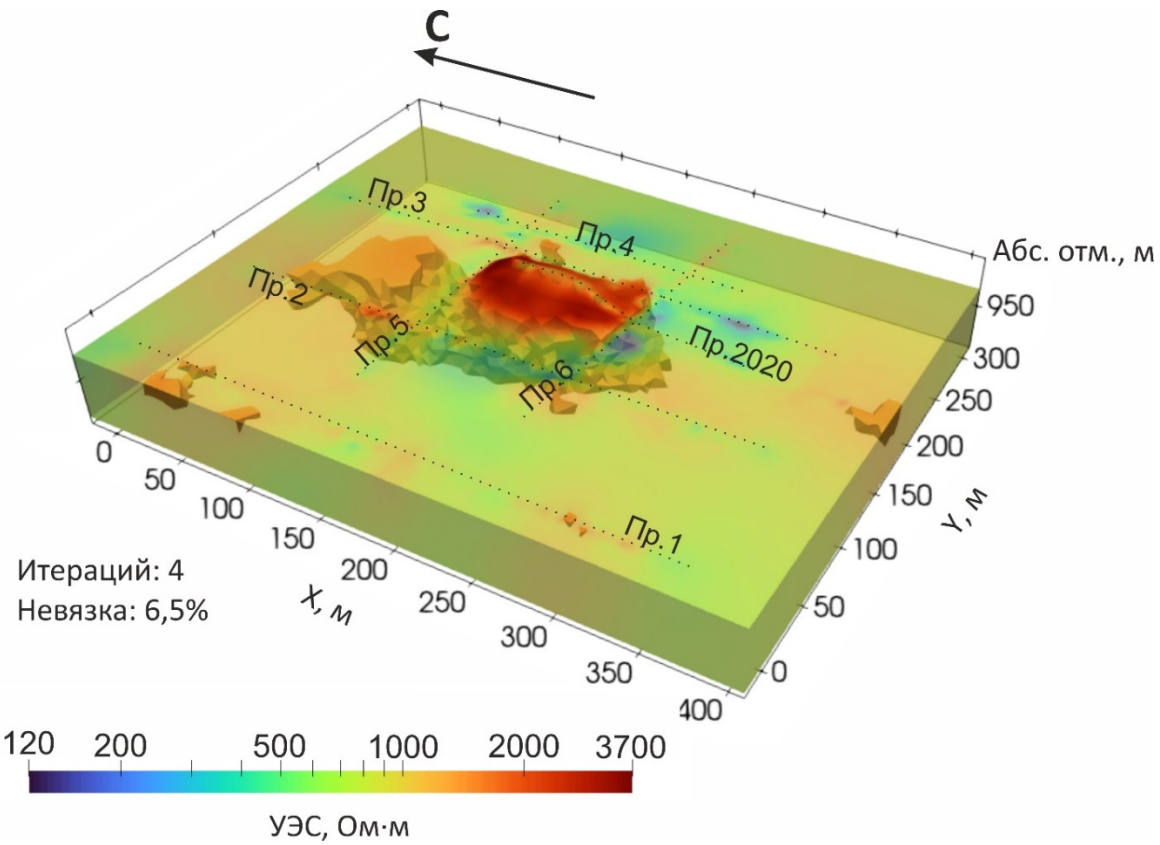


Рисунок 2 – Результат 3D инверсии полевых данных (с выделенными структурами с диапазоном УЭС 1150–3700 Ом·м, предположительно приуроченными к породам фундамента)

Выраженный рельеф наблюдается на профиле 2020 года, который непосредственно заходит на выход коренных пород. На рисунке 3 представлены результаты двумерной инверсии полевых и модельных данных по профилю 2020. Разрез 2D инверсии полевых данных получен с невязкой в 2,83 %.

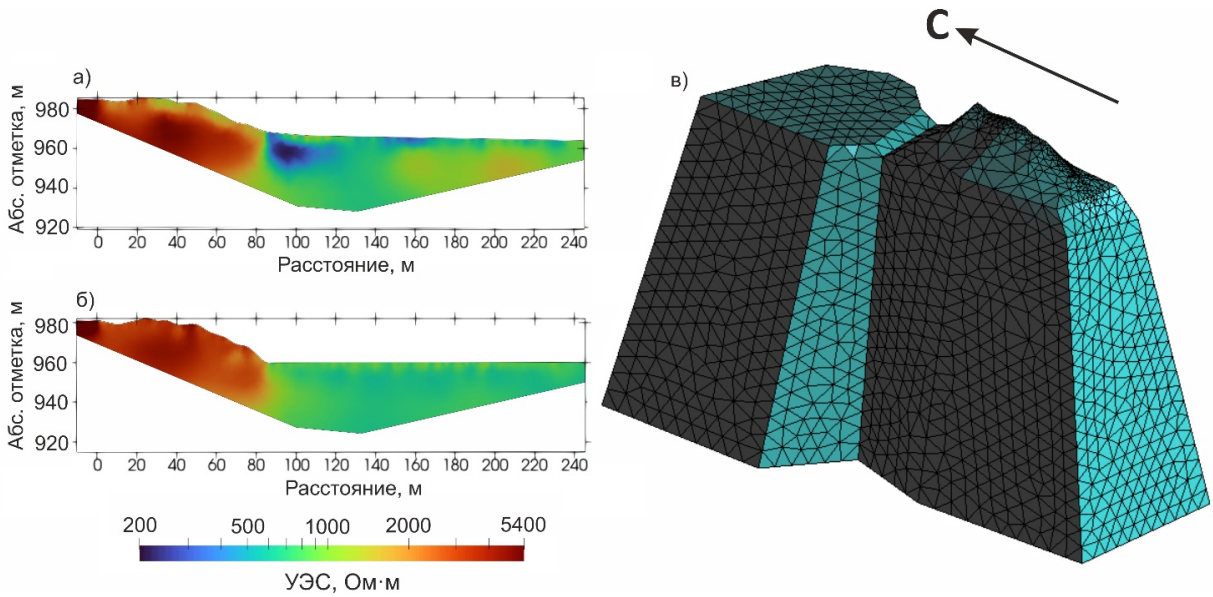


Рисунок 3 – Результаты 2D инверсии по профилю 2020:
а) полевых данных; б) модельных данных; в) модель выхода коренных пород с учетом топографии, с нанесением сгенерированной сетка с мелкостью разбиения 10

На геоэлектрическом разрезе полевых данных наблюдается ярко-выраженная низкоомная аномалия у основания возвышенности (рисунок 3а). Как отмечается в ряде статей [2][10], в местах перегибов рельефа также могут возникать ложные аномалии. Однако, на разрезе двухмерной инверсии модельных данных описанная выше аномалия не прослеживается. Таким образом, вероятнее всего, в данном случае явного влияния рельефа на данные нет, и низкоомная аномалия у подножия может быть связана с водонасыщенными осадками.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Программы фундаментальных научных исследований № FWZZ-2022–0025.

Литература

1. Балков Е.В., Панин Г.Л., Манштейн Ю.А., Манштейн А.К., Белобородов В.А. Электротомография: аппаратура, методика и опыт применения // Геофизика. 2013. № 6. С. 54–63.
2. Баранчук К.И. и др. Физическое моделирование электрической томографии на поверхности земли со сложным рельефом // Инженерные изыскания. 2017. №. 11. С. 56–65.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. 2-е изд. Серия Горно-Алтайская. Лист M-45-XIV (Усть-Кокса): Объяснительная записка / Сост.: О.М. Попова и др. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”. 2019.
4. Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Русанов Г.Г., Санчаа А.М., Бабушкин С.М., Кречетов Д.В., Ельцов И.Н., Зольников И.Д. Новые данные о строении Уймонской впадины (Горный Алтай) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. Т. 9. № 1. С. 15–23.
5. Деев Е.В., Зольников И.Д., Турова И.В., Русанов Г.Г., Ряполова Ю.М., Неведрова Н.Н., Котлер С.А. Палеоземлетрясения в Уймонской внутригорной впадине (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 4. С. 437-452.
6. Программный комплекс Direct-Inverse-Solver (DiInSo). URL: https://diinso.sourceforge.net
7. Русанов Г.Г., Деев Е.В., Зольников И.Д., Хазин Л.Б., Хазина И.В., Кузьмина О.Б. Опорный разрез неоген-четвертичных отложений в Уймонской впадине (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 8. С. 1220–1233.
8. Санчаа А.М., Неведрова Н.Н., Шапаренко И.О., Шалагинов А.Е., Бабушкин С.М. Геоэлектрическое строение Уймонской впадины по данным наземной геоэлектрики // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. 2019. Т. 2. № 2. С. 137–144.
9. Санчаа А.М., Неведрова Н.Н., Бабушкин С.М. Строение Уймонской впадины по данным нестационарных электромагнитных зондирований // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2020. Т. 43. № 3. С. 66–76.
10. Lu D.B. et al. A systematic study of topography effect of ERT based on 3-D modeling and inversion // Pure and Applied Geophysics. 2015. V. 172. P. 1531-1546.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ПРЕДГОРЬЯ АНД ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПОИСКАМ И РАЗВЕДКЕ ГИДРОМИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Немцева Д.Б.[1], Семинский И.К.[1,2], Гомульский В.В.[1], Мисюркеева Н.В.[1,3], Куклина Ф.Р.[1], Агафонов Ю.А.[1], Давыденко С.А.[1,2]

ndb@sigma-geo.ru

[1] ОсОО «СИГМА-ГЕО», г. Иркутск, Россия

[2] Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

[3] Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

В работе рассматриваются результаты реализации пилотного проекта по проведению геофизической съемки электроразведочным методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) с целью изучения распределения геоэлектрических свойств верхней части разреза, перспективной на наличие рапаносных толщ с высоким содержанием лития.

Актуальность поисков и разработки месторождений лития обуславливается общемировым трендом отказа от двигателей внутреннего сгорания и переходом на электродвигатели, эффективность которых, в свою очередь, во многом характеризуется длительностью времени работы, зависящей от аккумуляторного питания. Литиевые аккумуляторные батареи характеризуются высокой плотностью энергии, энергоэффективностью и длительным сроком службы [1].

Как известно, основным способом добычи лития является получение содержащих его солей из саларов - подземных рассолонасыщенных резервуаров [2].

Малоглубинная модификация зондирования становлением поля в ближней зоне (мЗСБ) представляет собой метод электроразведки с импульсным контролируемым источником, основанный на изучении поля переходных процессов, которое возбуждается при изменении тока в источнике. Данная модификация хорошо зарекомендовала себя при решении геологических задач, направленных на детальное изучение строения верхней части разреза [3].

Благоприятным фактором для выделения резервуаров гидроминерального сырья методом мЗСБ является то, что рассолонасыщенные коллекторы характеризуется повышенной электропроводностью относительно вмещающих отложений.

Специалистами СИГМА-ГЕО были выполнены полевые и камеральные работы мЗСБ на территории Республики Аргентина на трех участках, перспективных на наличие запасов гидроминерального сырья. При производстве работ использовался современный аппаратурно-программный комплекс FastSnap, количество наблюдений составило 174 физических точек.

Выполненные работы позволили изучить разрез до глубины 800-1100 м. На основании геоэлектрических разрезов, полученных в результате инверсии данных мЗСБ, была выполнена геологическая интерпретация – выделены зоны, ассоциируемые с коллекторами литиеносных рассолов.

Литература

1. Иванов С.А., Асадов Д.Г. Анализ рынка и тенденции развития литий-ионных аккумуляторов и электромобилей // Международный технико-экономический журнал. 2011. № 1. С. 119-122.
2. Самойлов В.И. Природные минерализованные воды как важный промышленный источник лития и способы их галургической переработки // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2006. №. 6. С. 70-76.
3. Шарлов М.В. и др. Опыт эффективного изучения верхней части разреза методом зондирования становлением поля в ближней зоне с системой Fastsnap // Приборы и системы разведочной геофизики. 2017. Т. 60. №. 2. С. 8-23.

АППРОКСИМАЦИЯ ГЕОСРЕД БИАНИЗОТРОПНЫМИ СВОЙСТВАМИ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ЧАСТОТНО-ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ МАКРОПАРАМЕТРОВ

Непеина К.С.[1], Баталева Е.А.[1], Александров П.Н.[2]
nepeina.k@mail.ru
[1] Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан
[2] Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Троицк, Россия

Введение. При изучении современных геодинамических процессов используются неразрушающие методы анализа физических параметров, связанных с изменением во времени напряженно-деформированного состояния (НДС) геологических сред, в частности литосферы. Неразрушающие методы в основном используют средства наземного мониторинга, например, метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Наблюдаемые физические свойства горных пород являются макроскопическими, согласно теории микроскопических гетерогенных сред. Изменения макроанизотропных параметров связаны с необратимыми деформациями, происходящими в земной коре [1, 2]. Используя контролируемые источники электромагнитных полей и аппроксимируя трещиноватую породу как бианизотропную среду, можно наблюдать новые эффекты в переходе к описанию микропараметров.

Под бианизотропными средами здесь понимаются среды, характеризующиеся множеством эффективных параметров, содержащихся в тензорах среды, в частности, электропроводности (σ), относительной диэлектрической проницаемости (ε) и магнитной проницаемости (μ). Ключевым отличием бианизотропных сред является наличие Ω-образного включения! Для объяснения эффектов анизотропии реальные геологические среды аппроксимируются слоистыми бианизотропными средами, используя метод усреднения эффективными параметрами среды (*англ*. effective media approximation - EMA). В 1920-х годах В.Р. Бурсиан разработал метод получения эффективного электрического сопротивления для слоистых сред, показав, что округлость зерен вносит анизотропные эффекты в электросопротивление [3]. В.П. Губатенко [4] методами усреднения и разложения по времени рассмотрел макромасштабный тензор анизотропии электропроводности (σ) в зависимости от диэлектрической проницаемости (ε). Понимание эффективной проводимости бианизотропных сред с точки зрения композитов с анизотропными компонентами является современной точкой зрения, доказанной Канауном [5]. Многочисленные исследования [6-9] рассматривают зависимость эффективных упругих и электромагнитных параметров от числа включений, от формы зерен, в частности от соотношения сторон. Эти параметры напрямую влияют на распределение тепловых свойств. В [10] корреляция возникающих эффектов в упругих параметрах объясняется следствием анизотропии геологической среды. Однако, полный спектр эффектов анизотропии еще не до конца изучен.

Бианизотропные среды характеризуются линейными электромагнитными свойствами, описываемыми материальными уравнениями Максвелла:

$$\begin{aligned} \mathbf{J} &= \sigma\mathbf{E} + \xi\mathbf{H}, \qquad \mathbf{B} = \zeta\mathbf{E} + \mu\mathbf{H} \\ \mathrm{rot}\mathbf{H} &= \sigma\mathbf{E} + d\mathbf{D}/dt, \quad \mathrm{rot}\mathbf{E} = -d\mathbf{B}/dt, \end{aligned} \tag{1}$$

где **J** – плотность электрического тока (А/м^2), **B** – интенсивность магнитной индукции (Вб/м^2), **E** - вектор напряженности электрического поля (В/м), **H** - вектор напряженности магнитного поля (А/м^2), **D** = ε·**E** – вектор электрического смещения (Кл/м^2), ε — диэлектрическая проницаемость (Ф/м), σ – электропроводность (См), μ – магнитная проницаемость (Гн/м). Элементы d**D**/dt и d**B**/dt являются производными по времени. ξ и ζ называются эффективными параметрами, являются новыми в теории и применении электроразведки и еще не получили определенных обозначений. Эффективные параметры ξ и ζ необходимы для адекватного описания электромагнитного поведения горной породы со сложной системой капилляров, заполненных проводящей жидкостью. Физические свойства зависят от связности капиллярной

сети [11]. Физическая интерпретация этих параметров связана с генерацией электрических токов за счет наведенной электродвижущей силы (параметр ξ) и появлением магнитных диполей (параметр ζ) из-за наличия в средах замкнутых проводников. В предыдущих работах авторов было показано, что эффективные параметры σ, μ, ξ и ζ представляют собой матрицы размера 3×3, поскольку соответствуют трем пространственным компонентам, в которых наблюдается анизотропия [12-14].

Материалы и методы. В качестве примера изучения параметра анизотропии по натурным данным можно привести результаты пассивного азимутального электромагнитного мониторинга в геодинамически активном регионе на Северном Тянь-Шане с использованием оборудования Phoenix MTU-5 [15, 16]. Кажущееся электрическое сопротивление (ρ_k) и его обратный параметр – электропроводность (σ) рассчитываются по формуле $\rho_k = |\mathbf{Z}|^2/\omega\mu_0$, где ω представляет собой наблюдаемую частоту, а μ_0 представляет собой магнитную проницаемость вакуума. Импеданс **Z** получают из регистрации пяти компонент электромагнитного поля (E_x, E_y, H_x, H_y, H_z), что связано напрямую с НДС горных пород [17]. Обработка результатов проводится специальным образом для получения частотно-временных вариаций электромагнитных параметров, на которых отображаются их вариации во времени [17].

Проблема перехода от локальных параметров к интегральным в электроразведке аналогична переходу от микрополей к макрополям в электродинамике. Усреднение физически бесконечно малых объемов преобразует уравнения Лоренца для микрополей (описывающие электромагнитное поле в вакууме) в уравнения Максвелла, описывающие электромагнитное поле в сплошных средах [18]. Пространственное и временное усреднение микромасштабных полей, которое называется максвелловской гомогенизацией, упрощает решение электромагнитных задач [19]. Здесь и далее по всему тексту мы рассматриваем модель элементной сети (капиллярной системы), в которой включение омега-элемента (Ω) служит структурным элементом бианизотропной среды. Это приводит к учету макромасштабной анизотропии эффективного электрического сопротивления и электропроводности (σ^e).

Для этого нам необходимо преобразовать сложную систему плотности электрического тока **J** в более простую конфигурацию. Идея этого преобразования может быть представлена как сложение и вычитание плотностей электрического тока в нижней части каждого сегмента включения Ω-элемента [19]. Путем сложения и вычитания токов, сумма которых равна нулю, сложную систему токов внутри Ω-включения можно разделить на плотности тока с более простой геометрией: прямолинейный ток $\mathbf{J}^s$ и два замкнутых тока $\mathbf{J}^s_1$ и $\mathbf{J}^s_2 = -\mathbf{J}^s$. Фактически замкнутые токи (как магнитные диполи) являются объемными параметрами, и их усреднение сводится к вычислению среднего магнитного момента для данного объема, и усреднение системы коаксиальных прямолинейных токов не представляет существенных трудностей.

В результате окончательно можно получить тензор макроанизотропии электропроводности в общем виде, диагональным тензором электропроводности второго ранга:

$$\sigma^e = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix}. \quad (2)$$

где каждый диагональный элемент симметричного тензора электропроводности σ зависит от координат в виде:

$$\sigma_{ii} = X_{ii}(x)Y_{ii}(y)Z_{ii}(z), \; i = (1,3). \quad (3)$$

Таким образом, тензор эффективной электропроводности для градиентно-анизотропной среды при осреднении по одной из осей можно записать в виде.

$$\sigma^e = \frac{1}{\frac{1}{\Delta X}\int_L \frac{1}{\frac{1}{S_x}\int_{S_x}\sigma dydz}dx}. \quad (4)$$

Поэтому усредненные по объему породы в комплексной форме уравнения записываются как:

$$\mathbf{J} = \mathbf{i}J_x = \mathbf{i}\sigma^e E_x - \mathbf{i}i\omega\mu\alpha^e H_y,$$
$$\mathbf{B} = \mathbf{j}\mu\beta^e E_x + \mu\mathbf{H}, \quad (5)$$

где $\alpha^e = n\alpha$; $\beta^e = n\beta\sigma^*$ некоторые параметры извилистости пор и капилляров; *n* количество вставок в единице объема; **i** и **j** — единицы капиллярности внутри объема; x, y и z — пространственные координаты. Таким образом, эффективные параметры ξ и ζ из уравнения (2) становятся комплексными $\xi = i\omega\mu\alpha^e$ и $\xi = \mu\beta^e$.

Материальные уравнения в общем виде принимают комплексную векторную форму:

$$\mathbf{J} = \hat{\sigma}\mathbf{E} - i\omega\mu\hat{\alpha}\mathbf{H}$$
$$\mathbf{B} = \hat{\mu}\mathbf{H} + \mu\hat{\beta}\mathbf{E},$$

где

$$\hat{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma & 0 & 0 \\ 0 & \sigma & 0 \\ 0 & 0 & \sigma \end{pmatrix}; \quad \hat{\alpha} = \begin{pmatrix} 0 & \alpha & 0 \\ -\alpha & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}; \quad \hat{\mu} = \begin{pmatrix} \mu & 0 & 0 \\ 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & \mu \end{pmatrix}; \quad \hat{\beta} = \begin{pmatrix} 0 & -\beta & 0 \\ \beta & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}. \quad (6)$$

Параметры $\hat{\alpha}$ и $\hat{\beta}$ являются антисимметричными матрицами. Их структура определяется ориентацией Ω-элемента относительно прямолинейной части капилляра. Например, α и β изменяют знаки (на противоположные) (L-среда), когда Ω-элемент повернут на 180° относительно прямолинейного сегмента. Другие ориентации изменяют структуру матриц $\hat{\alpha}$ и $\hat{\beta}$. Например, вращение на 90° дает диагональные матрицы (среда Теллегена) [20].

В постоянном электромагнитном поле бианизотропные эффекты исчезают в электрическом поле, но остаются в магнитном поле.

Выводы. Метод гомогенизации (усреднения) Максвелла позволяет перейти от локальных физико-электрических параметров сред к макропараметрам. Переход становится более сложным для частотно-зависимых параметров, поскольку он требует, чтобы зависимость дисперсионной среды была выражена как произведение комплексных функций одной координаты. Эта идея сталкивается с нерешенной проблемой на данный момент. Однако для одномерных моделей можно получить эффективные электромагнитные параметры, известные как эффект Максвелла-Вагнера [4, 21].

Установление связи между макро- и микропараметрами электропроводности позволяет провести математическое моделирование различных геодинамических процессов и изменений локальной электропроводности, что помогает понять, как изменяется макроскопическое электрическое сопротивление под влиянием деформаций горных пород. Поэтому система электромагнитного мониторинга должна быть направлена на отслеживание всех элементов макромасштабного тензора анизотропии электропроводности.

Исследование выполнено по государственному заданию НС РАН (тема № АААА-А20-120102190009-9 номер регистрации 1021052806445-4-1.5.1).

Литература

1. 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. https://doi.org/10.7868/S0002333713030034.
2. Rybin A., Bataleva E., Nepeina K., Matiukov V., Alexandrov P., Kaznacheev P. Response of cracking processes in variations of geophysical fields // Journal of Applied Geophysics. 2020. Vol. 181. P. 104144. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104144.
3. Бурсиан В.Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л.: Недра. 1972. 368 с.
4. Gubatenko V.P. Maxwell–Wagner effect in electric prospecting // Phys. Solid Earth. 1991. 27. P. 326–334.
5. Kanaun S. Local Fields and Effective Conductivity of Composites with Anisotropic Components // Int. J. Eng. Sci. 2021. 158. 103427. https://doi.org/10.1016/j.ijengsci.2020.103427.
6. Semenov V.Yu. On the apparent resistivity in magnetotelluric sounding // Phys. Solid Earth. 2000. 36. P. 99–100.
7. Bayuk I.O., Chesnokov E.M. Correlation between elastic and transport properties of porous cracked anisotropic media // Phys. Chem. Earth. 1998. 23. P. 361–366. https://doi.org/10.1016/S0079-1946(98)00038-X.
8. Han T., Yan H., Xu D., Fu L.-Y. Theoretical Correlations between the Elastic and Electrical Properties in Layered Porous Rocks with Cracks of Varying Orientations // Earth-Sci. Rev. 2020. 211. 103420. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103420.
9. Epov M.I., Shurina E.P., Kutischeva A.Y. Computation of Effective Resistivity in Materials with Microinclusions by a Heterogeneous Multiscale Finite Element Method // Phys. Mesomech. 2017. 20. P. 407–416. https://doi.org/10.1134/S1029959917040051.
10. Kushch V.I., Sevostianov I. Maxwell Homogenization Scheme as a Rigorous Method of Micromechanics: Application to Effective Conductivity of a Composite with Spheroidal Particles // Int. J. Eng. Sci. 2016. 98. P. 36–50. https://doi.org/10.1016/j.ijengsci.2015.07.003.
11. Aleksandrov P.N. Effective electromagnetic parameters of a capillarity electrical conduction system in rocks // Izv. Phys. Solid Earth. 2000. 36. P. 179–186.
12. Александров П.Н. Теоретические и методические основы электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов / Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Саратов. 1994. 24 с.
13. Aleksandrov P.N. Solution of Forward 2-D Geoelectric Problems Using Integrodifferential Equations // Izv. Phys. Solid Earth. 2007. 43. P. 197–204. https://doi.org/10.1134/S1069351307030032.
14. Aleksandrov P.N. The forward problem of geoelectrics in one-dimension bianisotropic media // Izv. Phys. Solid Earth. 2001. 37. P. 324–333.
15. Papadopoulou K., Skordas E., Zlotnicki J., Nagao T., Rybin A. Study of geo-electric data collected by the joint EMSEV-Bishkek RS-RAS cooperation: possible earthquake precursors // Entropy. 2018. 20. 614. https://doi.org/10.3390/e20080614.
16. Nepeina K., Bataleva E., Alexandrov P. Electromagnetic monitoring of modern geodynamic processes: an approach for micro-inhomogeneous rock through effective parameters // Applied Sciences. 2023. 13(14). 8063. https://doi.org/10.3390/app13148063.
17. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально однородных сред. М.: Недра. 1992. 250 с.
18. Тамм И.Е. Основы теории электричества: Учеб. пособие для вузов. 11-е изд., испр. и доп. М.: ФИЗМАТЛИТ. 2003. 616 с.
19. Александров П.Н. К теории вычисления эффективных электрических параметров горных пород // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 5. С. 103–110.
20. Fisanov V.V. Reflection of plane waves from an impedance boundary in a non-reciprocal bi-isotropic Tellegen Medium // Russ. Phys. J. 2013. 56. P. 562–569. https://doi.org/10.1007/s11182-013-0069-6.
21. De Lima O.A.L., Sharma M.M. A Generalized Maxwell-Wagner theory for membrane polarization in shaly sands // Geophysics. 1992. 57. P. 431–440. https://doi.org/10.1190/1.1443257.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ КОРРЕЛЯЦИИ СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСА «СКАЛА-48»

Непеина К.С., Юнусов А.И., Валуйский А.Ю.
nepeina.k@mail.ru
Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

В качестве эксперимента для оценки динамики состояния активного крупного разлома (длиной ~160 км, глубиной ~20 км) в приповерхностной части разреза были проведены электротомографические (ЭТ) наблюдения в 2023 году [1]. Методика ЭТ-мониторинга заключалась в выполнении профильных зондирований в течение суток с помощью комплекса «Скала-48» (ООО «Конструкторское Бюро Электрометрии», г. Новосибирск) способом 4-электродной установки Шлюмберже [2]. На выбранных профилях после обработки получены результаты относительных вариаций кажущегося электросопротивления, характеризующие его изменение в верхней части разреза с 40-минутной дискретизацией во времени. Была определена псевдоглубина (24 м) в качестве индикаторной с точки зрения дальнейшей оценки характеристик вариаций кажущегося сопротивления (ρ_k) и сопоставления между собой относительных изменений кажущегося сопротивления на различных пространственно удаленных друг от друга участках разлома. Положительные свидетельства взаимосвязи вариаций ρ_k с поведением вертикальной компоненты лунно-солнечных приливов A_n (м/с^2) при глубинных исследованиях были зафиксированы в разломных зонах земной коры в предыдущих исследованиях [3, 4]. Затем между выборками временных рядов вариаций ρ_k и A_n для индикаторной точки каждого профиля получены оценки коэффициентов линейной корреляции Пирсона. На разных участках наибольшее значение корреляции наблюдалось на «средних» и «дальних» дистанциях области зондирования 112.5, 122.5 и 162.5 м, где коэффициент корреляции достиг 0.5.

Литература

1. Непеина К.С. Системный подход при выборе пунктов наземных геоэлектрических исследований (на примере Тянь-Шаня) // Современные техника и технологии в научных исследованиях: Сб. материалов XV Междунар. конф. молодых ученых и студентов. Бишкек: НС РАН. 2023. С. 109-117.
2. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Забинякова О.Б., Непеина К.С. Мониторинговые электротомографические исследования зоны Иссык-Атинского разлома (Северный Тянь-Шань) // Russian Journal of Earth Sciences. 2023. Т. 23. № 4. С. ES4012. https://doi.org/10.2205/2023ES000881.
3. Bataleva E. Features of the manifestation of lunar-solar tides in the electromagnetic parameters of the active fault zones of the Tien Shan // E3S Web of Conferences. Vol. 196. Paratunka: EDP Sciences. 2020. P. 03003. https://doi.org/10.1051/e3sconf/202019603003.
4. Матюков В.Е., Баталева Е.А., Непеина К.С. О новых возможностях в изучении необратимых деформаций литосферы Тянь-Шаня // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. 2019. Т. 6. № 1. С. 189-196. https://doi.org/10.15372/FPVGN2019060132.

СВЯЗЬ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Петрищев М.С.[1,2], Копытенко Ю.А.[1], Копытенко Е.А.[1,2], Сергушин П.А.[1,2], Исмагилов В.С.[1], Щенников А.В.[2,3]

petrischev@gmail.com

[1] Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

[2] ООО «ВЕГА», г. Санкт-Петербург, Россия

[3] Научно-исследовательский радиофизический институт ННГУ, г. Нижний-Новгород, Россия

Систематические наблюдения вариаций электромагнитного поля в диапазоне 0,001 – 10 Гц в сейсмически активных зонах ведутся со второй половины XX века. Тогда были обнаружены электромагнитные возмущения литосферного происхождения, коррелирующие с землетрясениями. В настоящее время появилось достаточное количество работ сообщающих о наблюдении литосферных эмиссий [1, 2]. Для изучения этого эффекта была разработана оригинальная методика с использованием высокочувствительных цифровых магнитовариационных станций, получившей название «магнитная локация» [3]. В этой методике для определения направления на источник геомагнитных пульсаций используются компонентные измерения вектора электромагнитного поля на трех станциях, разнесенных на небольшое (до 10 км) расстояние друг от друга. При наличии двух таких установок, удаленных друг от друга на расстояние порядка 100 км, возможно выполнить локализацию положения источника возмущений на земной поверхности.

Наблюдения по такой схеме выполнялись с использованием комплекса «Очаг-1» на мониторинговом полигоне на восточном побережье Японии с 1998 по 2001 годы. В настоящее время аналогичные работы ведутся в восточной части Узбекистана начиная с осени 2022 года.

По материалам наблюдений в Японии установлено, что за 1 - 1,5 месяца до сейсмического толчка начинается аномальное изменение величин градиентов и фазовых скоростей геомагнитных возмущений. За несколько недель до предстоящего сильного землетрясения распределения направлений градиентов полной горизонтальной компоненты магнитного поля ориентируются на очаговую зону. За 2–3 дня до землетрясений магнитудой выше 5 градиенты резко изменяются. Подобные эффекты установлены и для полигона в Узбекистане [4].

Вполне вероятно, что выявленные эффекты могут наблюдаться в более широком частотном диапазоне. С учетом низких амплитуд регистрируемых сигналов, зачастую соизмеримых с уровнем шума, перспективно использование первичных магнитных преобразователей различного типа и применение оптимальных методик выделения слабых электромагнитных сигналов, например, [5].

Литература

1. Molchanov O.A., Kopytenko Yu.A., Voronov P.M., Kopytenko E.A., Matiashvili T.G., Fraser-Smith A.C. and Bernardy A. Results of ULF magnetic field measurements near the epicenters of the Spitak (MS=6.9) and the Loma-Prieta (MS=7.1) earthuakes: Comparative analysis // Geophys. Res. Lett. 1992. No. 19. P. 1495-1498.
2. Kopytenko Yu.A., Matiashvili T.G., Voronov P.M., Kopytenko E.A. and Molchanov O.A. Detection of Ultra-Low Frequency emissions connected with the Spitak Earthquake and its aftershock activity, based on geomagnetic pulsations data at Dusheti and Vardzia observatories // Phys. Earth and Planet. Inter. 1993. V. 77. P. 85-95.
3. Копытенко Ю.А., Исмагилов В.С., Копытенко Е.А., Воронов П.М., Зайцев Д.Б. Магнитная локация источников геомагнитных возмущений // ДАН. Серия "Геофизика". 2000. Т. 371. № 5. 685-687.

4. Петрищев М.С., Копытенко Ю.А., Сергушин П.А., Исмагилов В.С., Хусомиддинов С.С., Юсупов В.Р. Анализ электромагнитных возмущений в связи с тектоническими процессами в окрестности обсерватории «Янгибазар» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Тез. XVII Междунар. сейсмолог. школы. Обнинск: ФИЦ "Единая геофизическая служба РАН". 2023. С. 90. – EDN BLRPGP.
5. Поляков С.В., Щенников А.В., Тан Ч.О возможности обнаружения электромагнитных предвестников землетрясений с уровнем ниже регулярного шумового фона // Известия вузов. Радиофизика. 2014. Т. 57. № 7. С. 555-567.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ В ДОЛИНЕ РЕКИ ЧАГАН ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Пономарев П.В.[1], Неведрова Н.Н.[2]
petruss@bk.ru
[1] Единая геофизическая служба РАН, г. Новосибирск, Россия
[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Многолетние наблюдения электромагнитными методами в эпицентральной зоне разрушительного Чуйского землетрясения 2003 года (M=7,3), сопровождавшегося продолжительным нелинейным афтершоковым периодом, проводятся с 2004 года по нынешнее время. В этой зоне периоды относительного затишья сменяются мощными длительными сейсмическими активизациями [1]. Эпицентр Чуйского землетрясения находится в межгорной перемычке между Чуйской и Курайской впадинами Горного Алтая ~ в 15 км от участка исследования, расположенного в западной части Чуйской впадины, в долине реки Чаган.

Возможность использования электромагнитных методов постоянного и переменного тока таких как вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ), электропрофилирование, электротомография (ЭТ), нестационарное электромагнитное зондирование (ЗСБ) в областях распространения многолетнемерзлых толщ на территории Российской федерации обусловлена большим контрастом УЭС мерзлых и оттаявших горных пород [2]. В комплекс методов данного исследовании входят ВЭЗ, ЭТ и ЗСБ. Методом ВЭЗ получен основной объем полевых данных для построения геоэлектрических моделей долины и регулярных наблюдений. Метод ЗСБ использовался для уточнения глубины залегания кровли фундамента, а с помощью электротомографии построены детальные разрезы до глубин 50-100 м. Применение электромагнитных методов позволило оконтурить области распространения многолетнемёрзлых пород в долине реки Чаган. Были определены их мощность и удельное электрическое сопротивление. Результаты сопоставления показателей сейсмической активности с геоэлектрическими характеристиками мерзлоты указывают существенное влияние изменений сейсмического режима на эти параметры. В периоды активизаций многолетняя мерзлота частично деградирует, а с уменьшением сейсмической активности начинает восстанавливаться, при этом вариации геоэлектрических параметров достигают 50-80 процентов. В работе показаны возможности применения электромагнитных методов для регулярного наблюдения за состоянием многолетнемерзлых пород, что актуально для горных заселенных районов.

Литература

1. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Шевкунова Е.В., Подкорытова В.Г., Дураченко А.А., Корабельщиков Д.Г., Гладышев Е.А. Результаты сейсмического мониторинга различных регионов России. Алтай и Саяны // Землетрясения России в 2019 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2021. С. 37–44.
2. Панькова Д.С., Оленченко В.В., Цибизов Л.В., Камнев Я.К., Шеин А.Н., Синицкий А.И. Строение многолетнемерзлой толщи в пределах стационара Парисенто (п-ов Гыдан) по геофизическим данным // Криосфера Земли. 2023. XXIV. № 2. С. 52-67.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ДВУХМЕРНОЙ ИНВЕРСИИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТРЁХМЕРНЫХ СТРУКТУР

Попов Д.Д., Пушкарев П.Ю.
crossbrian97@mail.ru
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Введение. При анализе возможностей геофизических методов широко применяются синтетические (модельные) геофизические данные, рассчитанные для известных моделей среды. Эффективность методов интерпретации по синтетическим данным можно оценить более однозначно, чем по наблюдённым, когда истинная модель неизвестна. В данной работе мы используем синтетические магнитотеллурические (МТ) данные для анализа возможностей двухмерной (2D) инверсии при изучении трёхмерных (3D) структур.

При 2D интерпретации МТ данных мы имеем дело с набором компонент, относящихся к двум поляризациям поля плоской электромагнитной волны и обладающих разными:

- чувствительностью к тем или иным геоэлектрическим структурам;
- устойчивостью к 2D аппроксимации реальных 3D структур.

Построенная 3D геоэлектрическая модель тектоносферы включает в себя фоновый слоистый разрез и содержит горизонтальные неоднородности, ограниченные по протяженности и разного азимутального простирания на трёх структурных уровнях: осадочный чехол, консолидированная земная кора и верхняя мантия (рисунки 1 и 2). На верхнем уровне в модель включены поднятие и прогиб в кровле фундамента, на среднем – типичные вытянутые коровые аномалии низкого сопротивления, на нижнем – поднятие кровли мантийного проводника (астеносферы).

На основании рассмотренной модели вычисления выполнялись с помощью широко применяемой программы MT3DFwd [2], основанной на методе конечных разностей. Размер сетки составил 100 x 100 x 79 ячеек. В результате решения прямой 3D задачи были получены компоненты МТ поля для двух поляризаций поля на 15 периодах в интервале от 0.1 до 5000 с. Они были пересчитаны нами в компоненты МТ матриц: тензора импеданса [**Z**], матрицы типпера [**W**], магнитного тензора [**M**] и теллурического тензора [**T**], а также в различные инвариантные параметры. В качестве альтернативы для проведения прямого моделирования мы планируем задействовать программу GEMMIE (автор Кругляков М.С.), чтобы сопоставить полученные результаты расчета от данной программы с результатами вычислений в MT3DFwd.

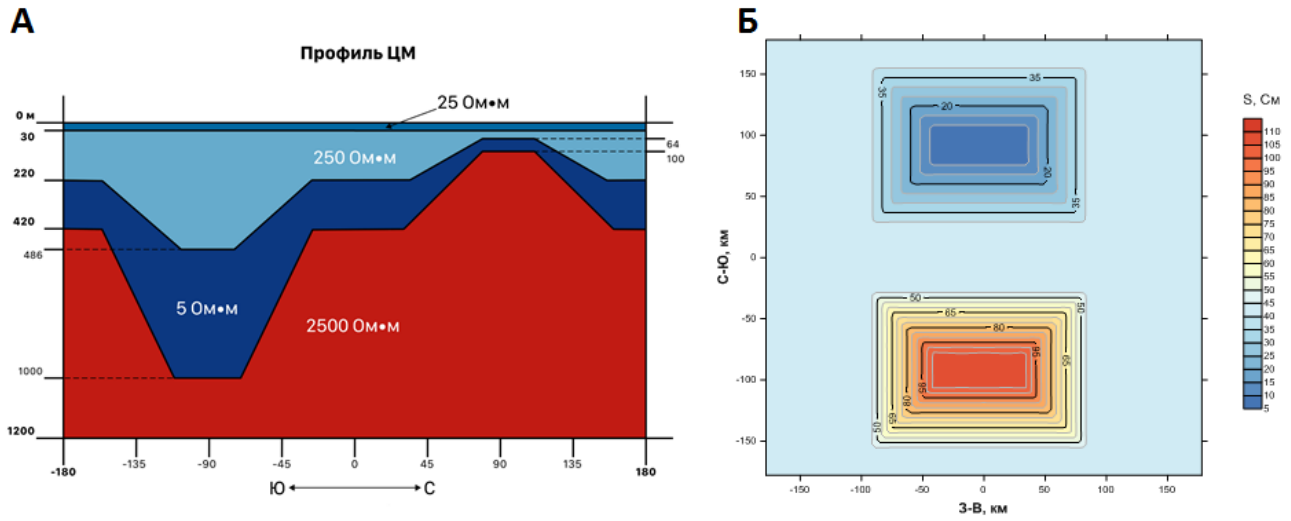


Рисунок 1 – А. Разрез вдоль центрального меридионального профиля – осадочный чехол; Б. План – суммарная продольная проводимость осадочного чехла.

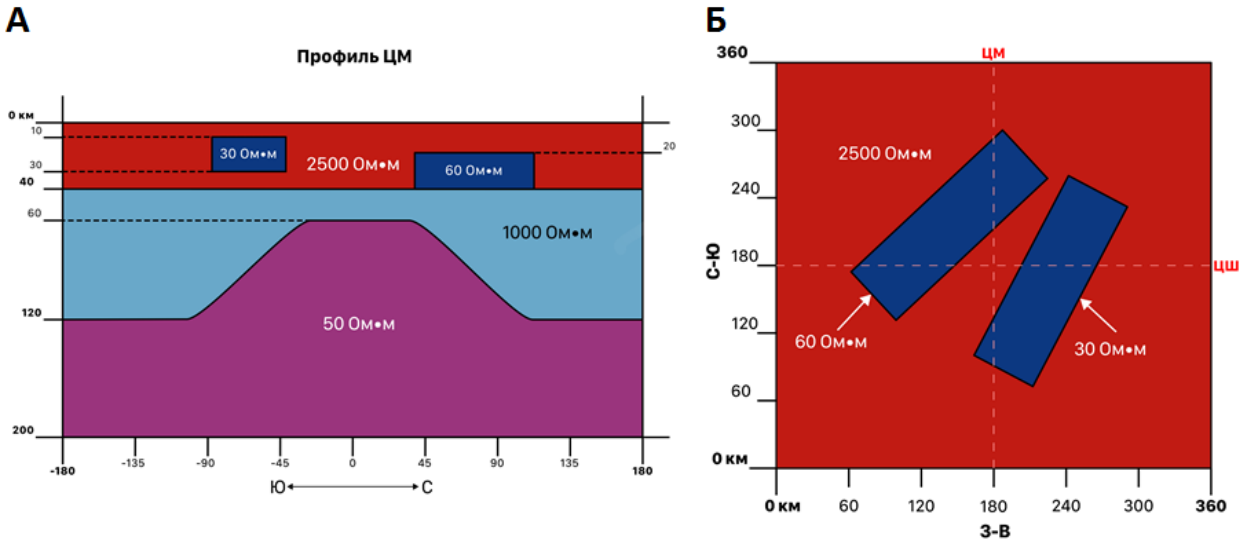


Рисунок 2 – А. Разрез вдоль центрального меридионального профиля – консолидированная кора, содержащая проводящие призмы, верхняя мантия и астеносферное поднятие. Б. План – консолидированная кора, содержащая проводящие призмы.

Качественный анализ синтетических МТ данных. Основной МТ передаточной функцией, используемой в наших исследованиях, является тензор импеданса [**Z**], из которого можно, соответствующим образом, вывести кажущееся УЭС $\rho_к$ и фазу импеданса φ_Z. Кроме того, в качестве магнитовариационного (МВ) параметра была использована матрица Визе-Паркинсона или типпер [**W**], определяемая по данным всех трех составляющих магнитного поля.

Для качественного анализа, в первую очередь, были выбраны наиболее широко используемые инварианты – кажущееся эффективное УЭС ρ_{eff} и фаза эффективного импеданса φ_{eff}. Эффективный импеданс Z_{eff} является инвариантным параметром, что позволяет избежать ошибок в разделении кривых зондирования на ТМ и ТЕ моды в 2D средах. По данным амплитудных и фазовых кривых Z_{eff} в точках центральных меридионального и широтного профилей, а также картам аномалий ρ_{eff} и φ_{eff} определены количество слоев в фоновом разрезе и наличие с плановым положением неоднородностей в данных слоях. Кроме того, были построены карты амплитудных и фазовых полярных диаграмм (АПД и ФПД) основной и дополнительной компонент [**Z**]. По их форме и ориентации можно оценить размерность среды и направления вдоль или поперёк структур. Несмотря на то, что формы диаграмм в основном характерны для 2D среды, можно увидеть, что они ориентированы под углом по отношению к центральным меридиональному и широтному профилям

Основным способом представления [**W**] являются вещественные и мнимые индукционные стрелки Re**W** и Im**W**. По картам индукционных стрелок видно, что в случае 3D среды на тех точках наблюдения, которые сосредоточены вблизи границ раздела сред, нарушается коллинеарность векторов Re**W** и Im**W**, но перемещаясь к центрам структур коллинеарность восстанавливается. По мере удаления от неоднородностей в сторону вмещающей среды модули векторов Re**W** и Im**W** стремятся к нулю. Также по данным Re**W** и Im**W** хорошо детектируются вытянутые структуры с местоположениями осей токов, в особенности юго-восточная призма.

Количественный анализ чувствительности различных компонент МТ данных к геоэлектрическим структурам. Для количественной оценки вклада в наблюдаемые МТ данные отдельной структуры нами были определены максимальные чувствительности различных компонент этих данных к геоэлектрическим неоднородностям. Для вычисления максимальной чувствительности мы сравнивали два набора данных, первый отвечает фоновой горизонтально-слоистой среде (ГСС), а второй – погруженной в тот же разрез структуре. Затем вычислялась максимальная (по всем точкам МТЗ на данном периоде) разность между

полученными фоновым и аномальным значениями компоненты МТ данных. В качестве таких компонент рассматривались инварианты ρ_{eff} и φ_{eff}, а также нормы матриц ||W||, ||M|| и ||T||.

Результаты свидетельствуют, что все структуры вносят в данные заметный вклад, превышающий типичные погрешности наблюдений, но глубинные структуры проявляются наименее ярко. Данные результаты представлены в виде таблиц (таблица 1), где зелёным цветом отмечена высокая чувствительность компоненты на данном периоде, жёлтым – средняя, красным – низкая, то есть в пределах типичной погрешности наблюдений.

Таблица 1 – Максимальные чувствительности компонент МТ данных к структурам на примере поднятия и прогиба высокоомного фундамента.

	Юго-Восточная призма							
	T = 0.1 с	T = 1 с	T = 20 с	T = 500 с	T = 5000 с			
□□□ef, %	**0,19**	**0,8**	**20**	**16**	**20**	Δ ρef, %	**< 10**	**< 1**
□□□ef, o	**0,26**	**8**	**8,5**	**1,7**	**0,85**	Δ φef, o	**< 5**	**< 0.5**
□ ||W||	**8,50E-05**	**0,0145**	**0,25**	**0,075**	**0,015**	Δ ||W||	**< 0.1**	**< 0.03**
□ ||M||	**2,90E-05**	**0,0075**	**0,18**	**0,034**	**0,008**	Δ ||M||	**< 0.1**	**< 0.03**
□ ||T||	**3,40E-03**	**0,025**	**0,54**	**0,5**	**0,52**	Δ ||T||	**< 0.1**	**< 0.03**

Двухмерная инверсия синтетических МТ данных. В рамках нашего исследования 2D инверсия синтетических данных выполнялась с помощью программы ZondMT2D, основанной на методе Ньютона [1]. Для получения устойчивого решения применяется регуляризация, обеспечивающая получение эквивалентной модели с максимально гладким распределением УЭС в разрезе. Для этого из реализованных в программе вариантов минимизируемого функционала был выбран алгоритм «Occam». В качестве функционала невязки рассматривалось среднеквадратическое отклонение (RMS).

К инверсии привлекались данные ТМ (квазипоперечного импеданса $Z^{\perp}$) и ТЕ (квазипродольного импеданса $Z^{||}$ и типпера W) мод, а также эффективного импеданса Z_{eff} как по отдельности, так и совместно. При этом также рассматривались данные $Z^{\perp}$ с добавлением случайного шума, так как реальные измерения на практике не могут обойтись без шумовой составляющей. В качестве стартовой априорной модели использовались два варианта – однородная среда с УЭС = 100 Ом·м и априорный фоновый слоистый разрез. Качество подбора определялось невязками между наблюденными и рассчитанными амплитудными и фазовыми кривыми для $Z^{\perp}$, $Z^{||}$, Z_{eff}, а также модулями $|W|$.

Результаты двухмерных инверсий МТ данных для центрального меридионального профиля. Рассмотрим информативность отдельно взятых составляющих [**Z**]: Z_{eff}, $Z^{\perp}$ ($\rho_{\text{к}}^{\perp}$ и $\varphi_Z^{\perp}$) и $Z^{||}$ ($\varphi_Z^{||}$) для центрального меридионального профиля и основной стартовой модели – однородной среды с УЭС в 100 Ом·м (рисунок 3).

Для вычислений потребовалось до 20 итераций. При высоком качестве полученных «измерений» (отсутствии шума) для параметра регуляризации α использовалось низкое значение – 0.01. При этом примерно после 5-ой итерации RMS достигало значений меньше 0.01. Экспресс-оценка результата инверсии проводилась по значению относительной невязки на псевдоразрезах сходимости по каждому измерению между наблюденными и вычисленными значениями. Как правило, при «среднем» качестве данных значение не должно превышать 5%.

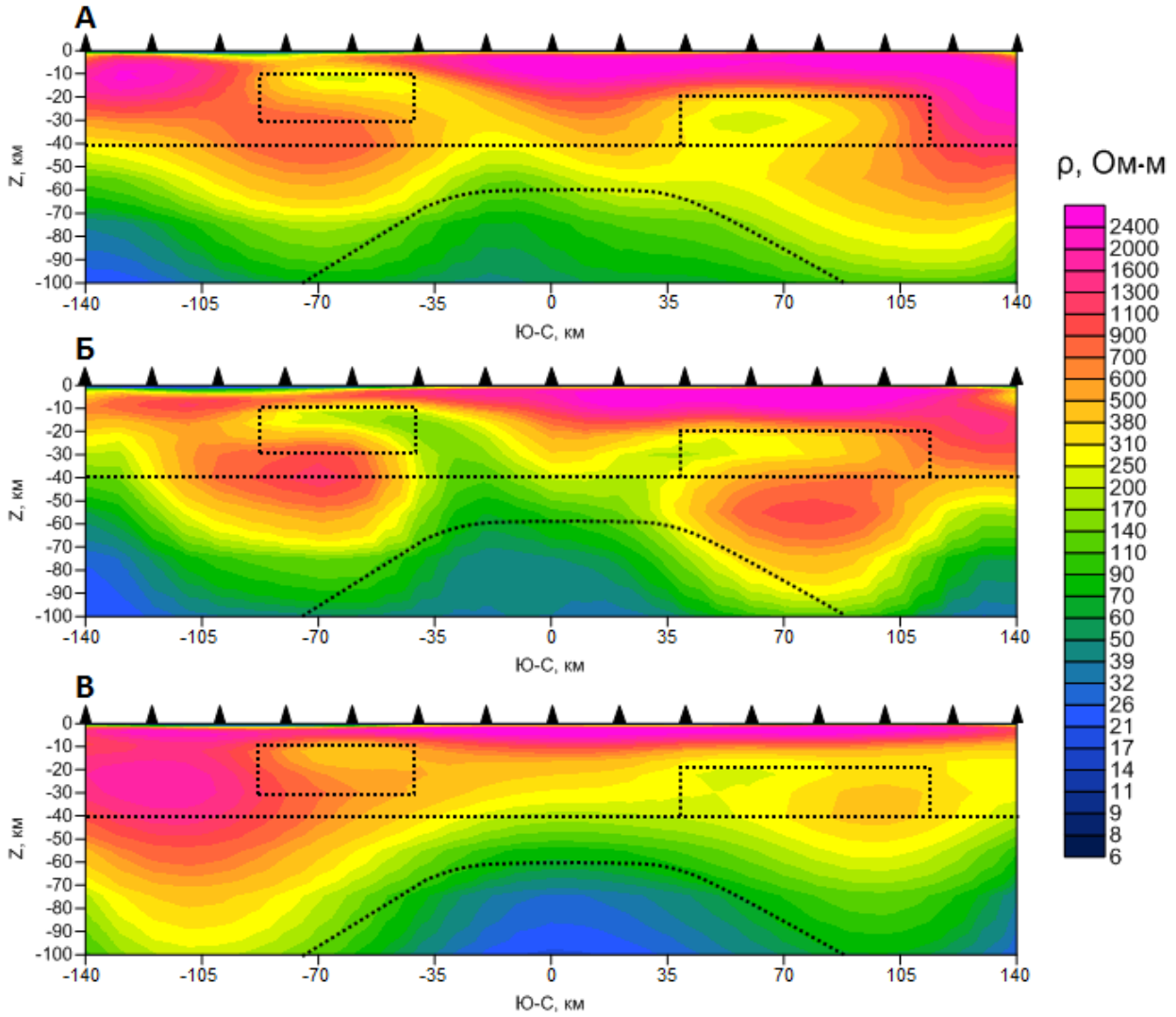


Рисунок 3 – Проводящие призмы в консолидированной коре и астеносферное поднятие. Разрезы вдоль центрального меридионального профиля, построенные по данным: А – Z_{eff}, Б – $Z^{\perp}$ (ТМ мода) и В – $Z^{||}$ (ТЕ мода). Стартовая модель – однородная среда с УЭС в 100 Ом·м.

На верхнем структурном уровне разреза по всем компонентам довольно хорошо восстановлены поднятие и прогиб кровли фундамента. Причём по данным ТМ моды, по $Z^{\perp}$, под прогибом в фундаменте возникла ложная область средних значений УЭС. При использовании данных ТЕ-моды, по $\arg(Z^{||})$, фундамент получился лучше. Подключение к данным ТМ-моды данных ТЕ-моды в виде $W^{||}$ также улучшает ситуацию.

При использовании $Z^{\perp}$ (рисунок 3Б) определены коровые проводящие призмы, но их значения УЭС оказались завышенными (среднее значение 210 Ом·м вместо 30 Ом·м для юго-восточной призмы и среднее значение 300 Ом·м вместо 60 Ом·м для северо-западной призмы). По бокам этих призм прослеживаются артефакты – проводящие корни, примыкающие к кровле астеносферного поднятия. Более сглаженный и менее достоверный с точки зрения восстановления проводящих призм результат был получен с применением $\arg(Z^{||})$ (рисунок 3В). Границы северо-западной призмы получились сильно размытыми, а у юго-восточной значение УЭС оказалось сильно завышенным (400-500 Ом·м). Наилучший результат получился по Z_{eff} (рисунок 3А): хотя УЭС призм сильно завышены, они уверенно выделяются и достаточно чётко отделены от астеносферного поднятия. Само это поднятие неплохо выделяется на всех трёх вариантах разрезов, но похожие проводящие зоны есть и по краям разрезов. Лучше всего мантийная часть восстановлена по $\arg(Z^{||})$, а хуже всего – по $Z^{\perp}$.

Результаты двухмерных инверсий зашумленных данных TM моды для центрального меридионального профиля. Теперь рассмотрим случай 2D инверсии с применением зашумленной квазипоперечной $Z^{\perp}$ ($\rho_{\text{к}}^{\perp}$ и $\varphi_{Z}^{\perp}$) компоненты [**Z**]. Использовался случайный шум с нормальным распределением и разным отклонением от амплитуды $Z^{\perp}$ – 2, 5, 10 и 20 %. По мере повышения уровня шума эмпирическим путем увеличивалось значение α: 2 % – 0.05, 5 % – 0.2, 10 % – 0.3 и 20 % – 1. При использовании зашумленных данных критерию их «среднего» качества отвечают результаты с привлечением уровня шума до 5 %.

В случае центрального меридионального профиля по данным $Z^{\perp}$ при всех задействованных уровнях шума на верхнем структурном уровне разреза были восстановлены поднятие и прогиб. В случае реконструкции проводящих призм и астеносферного поднятия относительно адекватные результаты были получены до уровня шума в 10 %. При этом закономерным образом качество разреза падает по мере усиления зашумления $Z^{\perp}$, а при двадцатипроцентном шуме модель "распадается". Из особенностей полученных результатов следует отметить, что для случая пятипроцентного шума северо-западную призму (менее контрастную и более глубинную, чем юго-восточная призма) удалось лучше восстановить, чем в случае двухпроцентного шума.

Заключение. На основании построенной 3D геоэлектрической модели тектоносферы был произведен расчет МТ поля. Результаты расчета конвертировались в МТ и МВ передаточные функции, по данным которых решались 2D обратные задачи. При 2D инверсии в рассмотренной ситуации наилучший результат обеспечило использование не зашумленного варианта $Z^{\perp}$, позволившего относительно адекватно восстановить верхний и средний структурные этажи. В случае применения зашумленных вариантов $Z^{\perp}$ реконструкцию тектоносферы удалось провести до уровня шума в 10 %.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 24-27-00147).

Литература

1. Каминский А.Е. Программа интерпретации магнитотеллурических зондирований ZondMT2d: Руководство пользователя. СПб.: Zond Software. 2006. 22 с.
2. Mackie R.L., Madden T.R., Wannamaker P.E. Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations - theory and comparison to integral equation solutions // Geophysics. 1993. 58. 215-226.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ СОПРЯЖЕНИЯ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Поспеева Е.В., Потапов В.В.
pospeevaev@ipgg.sbras.ru
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск, Россия

Рассматриваемая территория представляет собой область сочленения крупных тектонических структур, различающихся по геологическому и глубинному строению, времени заложения, магматизму и условиям геодинамического развития. К ним относится Колывань-Томская складчатая зона герцинской системы (КТСЗ), дейтероорогенный Горловский прогиб, Западно-Салаирская зона каледонид и Восточный Салаир (рис. 1).

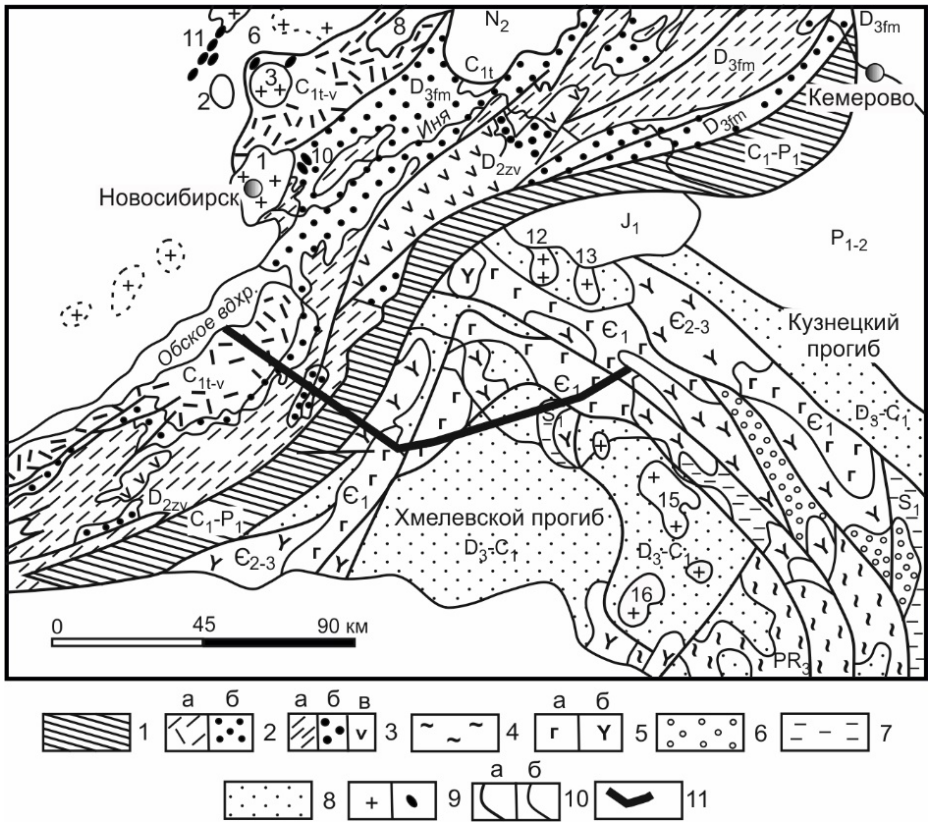


Рисунок 1 - Схема геологического строения Колывань-Томской складчатой зоны и Северо-западного Салаира [2]

1 – карбонатно-терригенные отложения Горловско-Зарубинского прогиба (C_1-P_1); 2 – флишоидные сланцево-песчано-алевролитовые отложения Новосибирского прогиба (а – C_{1t-v}; б – D_{2fm}); 3 – вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения Бугокатско-Митрофановского поднятия (а – D_{3f}; б – D_{2zv2}; в – D_{2zv1}); 4-8 - образования Салаира: 4 – карбонатно-кремнисто-вулканогенные (PR_3), 5 – терригенно-карбонатные-вулканогенные (а – $Є_1$; б -$Є_2$-O_1), 6 – карбонатно-терригенные флишоидные ($Є_3$-O_1), 7 – терригенно-карбонатные (S_1), 8 – карбонатно-терригенные (D_3-C_1); 9 – массивы гранитоидов (а) и габброидов (б): 1 – Новосибирский, 2 – Колыванский, 3 – Барлакский, 4 – Орловский, 5 – Обской, 6 – Седовозаимский, 7 – Алферовский, 8 - Ташаринский, 9 – Шумихинский, 10 – гусинобродские дайки; 11 – паутовские интрузивы: 12 – Улантовский, 13 – Коуракский, 14 – Елбанский, 15 – Выдрихинско-Федосеевский, 16 – Залесовский; 10 – границы: а – тектонические, б – стратиграфические; 11 – профиль МТЗ.

В геологическом строении района принимают участие карбонатные, вулканогенно-осадочные и осадочные формации, возраст которых находится в пределах от раннего кембрия до поздней перми [1, 4]. Складчатый фундамент сложен палеозойскими и допалеозойскими образованиями, а отложения чехла представлены слабодислоцированными породами мезозоя и кайнозоя. Широко развиты коры выветривания мел-палеогенового возраста, перекрытые образованиями платформенного чехла [1]. В районе исследования выделяется несколько систем дизъюнктивных дислокаций, наиболее древняя из которых заложилась в конце раннего кембрия. Она представляет собой долгоживущие разрывные нарушения сбросового характера, отделяющие КТСЗ и Северо-западный Салаир от Горловского прогиба, а также ряд разломов в пределах КТСЗ и Салаира, разделяющих его структуры на отдельные блоки. Вторая система разрывных нарушений, сформированная в заключительную фазу герцинского тектогенеза, имеет сдвиго-вбросовый характер и прослеживается, главным образом, в КТСЗ и Горловском прогибе и теряется в структурах Северо-западного Салаира. Третья система разрывных нарушений заложилась на орогенном этапе развития КТСЗ. В обстановке сжатия формировались надвиговые структуры, в результате чего верхнедевонские образования пачинской свиты были надвинуты на нижнекаменноугольные отложения Горловского прогиба, а они в свою очередь надвинуты на структуры северо-Западного Салаира [1, 2]. Развитие этих систем разрывных нарушений, различных по времени их развития и кинематики привело к образованию линейно-блоковой складчатой тектонической структуры и, как следствие, к линейно-блоковому размещению магматических и метаморфических структур. В связи с чем целевым назначением настоящих исследований было изучение блоковой структуры территории методом МТЗ.

Профиль МТЗ п. Бурмистрово – п. Маслянино с северо-запада на юго-восток пересекает КТСЗ, Горловский прогиб и Салаирское покровно-складчатое сооружение (рис. 2). *КТСЗ* является северной обнаженной частью Обь-Зайсанской складчатой системы Центрально-Азиатского складчатого пояса с возрастным диапазоном стратифицированных комплексов пород от среднего девона до раннего карбона. В составе зоны установлены среднедевонская вулканогенно-карбонатная формация (бугокатская и тогучинская свиты нерасчлененные), алевролито-битуминозная (пачинская свита) и песчано-алевролитовая (юргинская свита) формации верхнего девона, а также карбонатно-терригенная формация (инская серия). Эти формации характеризуют герцинский структурный ярус. В пределах КТСЗ выделен *Новосибирский прогиб* и *Бугокатско-Митрофановское поднятие*, контрастно различающиеся по особенностям распределения удельного электрического сопротивления (УЭС) (рис. 2). Разрез земной коры Бугокатско-Митрофановского поднятия характеризуется абсолютно высокими значениями УЭС (свыше 10000 Ом·м). Здесь на глубинах от300-500 м среди вулканогенно-осадочных пород среднего девона залегают породы бугокатского интрузивного комплекса ($\beta\alpha$-λ) D_2, представленные базальтовыми, диабазовыми порфиритами и плагиориолитовыми гранитами [3]. Для Новосибирского прогиба характерны значения УЭС - 300-500 Ом·м. Границей между Новосибирском прогибом и Бугокатско-Митрофановским поднятием служит надвиговая разломная зона (рис. 2).

К востоку от КТСЗ располагается *Горловский прогиб*, выполненный преимущественно, терригенными отложениями верхнего девона-перми мощность около 1000 м и УЭС 200 Ом·м. В центральной части Горловского прогиба выделяется разломная зона, разделяющая прогиб на восточную и западную части (рис. 2).

Юго-восточная часть профиля располагается в пределах *Западно-Салаирской зоны*, которая представляет собой крупный, сложно построенный антиклинорий и характеризуется блоковым строением [1, 3]. Блоки имеют различные размеры, ограничены крупными дизъюнктивными нарушениями и содержат пликативные дислокации различного порядка и морфологии. Западно-Салаирская зона разделяется на *Бердско-Ельцовское поднятие и Хмелевской прогиб* (рис. 2). Бердско-Ельцовское поднятие характеризуется сложным геоэлектрическим строением с мелкоблоковой структурой. Блоки, разделенные между собой разрывными нарушениями, в основном представлены породами нижнего-среднего кембрия.

Значения сопротивления в блоках изменяется от 1000 до 10000 Ом·м (рис. 2). Хмелевской прогиб является наложенной раннегерцинской структурой Западно-Салаирской зоны и сложен комплексом пород от раннего ордовика до раннего карбона.

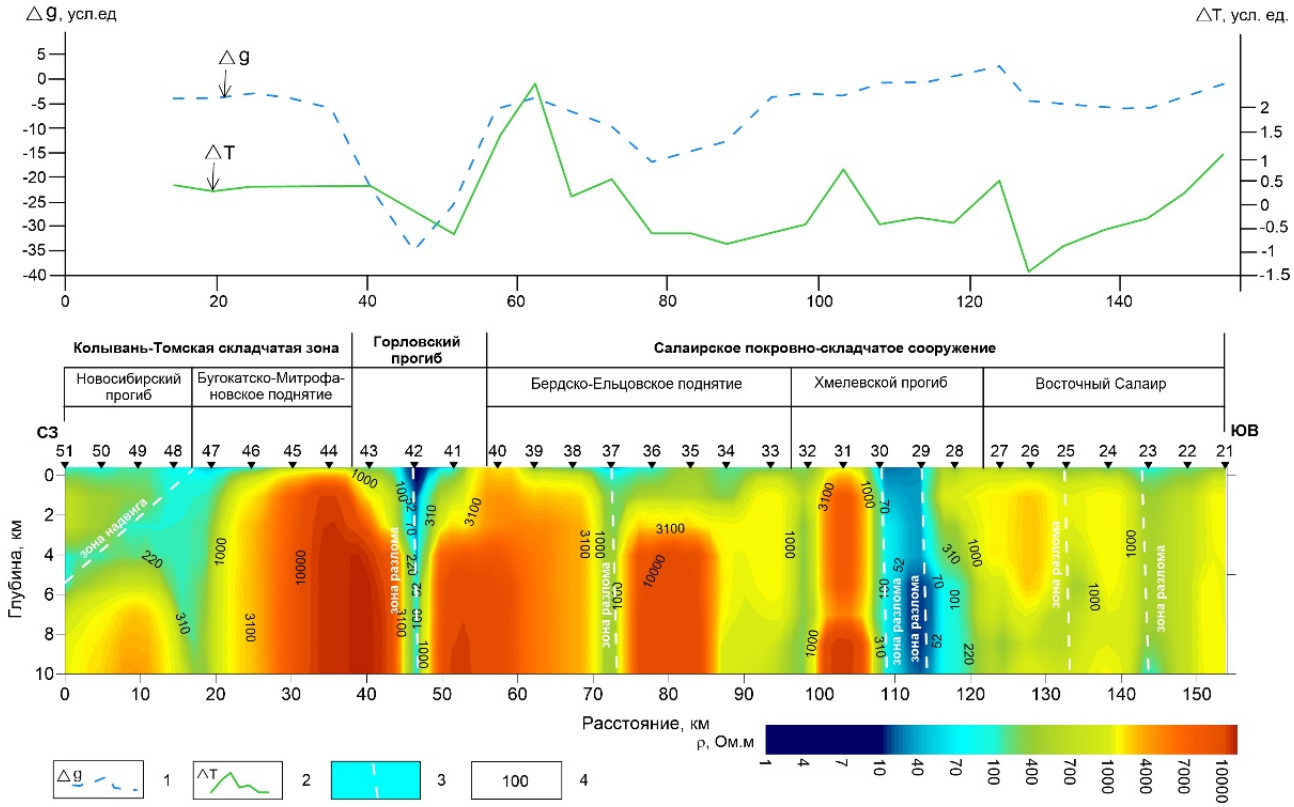


Рисунок 2 - Глубинный геоэлектрический разрез вдоль профиля п. Бурмистрово – п. Маслянино.

1 – график аномального гравитационного поля; 2 – график аномального магнитного поля; 3 – зоны разломов, выделенные по данным МТЗ; 4 – значения удельного электрического сопротивления в Ом·м.

Разрез консолидированной коры характеризуется высокими значениями УЭС (свыше 3000 Ом·м). В восточной части прогиба выделяется область с низкими значениями УЭС, с двух сторон ограниченная зонами дробления.

Юго-восточное окончание профиля располагается в пределах Восточного Салаира, сложенную нижнекембрийскими отложениями суенгинской и кинтерепской свит, общей мощностью до 2000 м и средним сопротивлением 500-700 Ом·м. Сопротивление консолидированной части земной коры составляет 1000-1300 Ом·м.

Заключение. Основной особенностью геоэлектрического строения зоны сопряжения южной окраины Западно-Сибирской плиты и ее горно-складчатого обрамления – Алтае-Саянской складчатой области является ее принадлежность к четырем типам тектонических структур, принципиально различающихся по геологическому строению, времени формирования и типу тектонического развития. Проведенные исследования свидетельствуют о сложном блоковом строении земной коры изученной территории в целом, а также внутренних полей изученных тектонических структур (КТСЗ, Горловского прогиба, Западного и Восточного Салаира). В пределах последних выделена серия дизъюнктивных нарушений, образующих систему структурных блоков с различным типом геоэлектрического разреза.

Литература

1. Беляев В.И., Нечаев В.В., Дергачев В.Б., Зудин А.Н., Дагаев Ю.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Серия Кузбасская. Лист N-45-XIII (Маслянино). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2015. 276 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 1999. 231 с.
3. Минерагения области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «ГЕО». 2001. 243 с.
4. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области / В.С. Сурков, В.П. Коробейников, А.В. Абрамов и др. М: Недра. 1988. 195 с.

ГЛУБИННОЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО НОВЕЙШИМ ДАННЫМ МТЗ

Семинский И.К.[1,2], Кувшинов А.В.[1], Агафонов Ю.А.[2]
iseminskiy@mail.ru
[1] Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия
[2] ООО «СИГМА-ГЕО», г. Иркутск, Россия

На сегодняшний день глубинное геоэлектрическое строение Байкальского рифта и сопредельных территорий изучено современной цифровой аппаратурой крайне скудно. Однако, именно магнитотеллурика могла бы дать информацию о флюидном режиме литосферы и зонах дегидратации и частичного плавления, столь необходимую во все еще продолжающейся дискуссии о строении Байкальского рифта. Новые результаты магнитотеллурических измерений, полученные в рамках выполнения настоящего проекта, могут обеспечить доказательной базой одну из моделей рифтогенеза: активную – вследствие зарождения и роста т.н. «астеносферного диапира», либо пассивную – как результат Индо-Азиатской коллизии.

В докладе представлены первые результаты одномерной и двумерной инверсии данных магнитотеллурических зондирований, проведенных в центральной части Байкальского рифта в 2023 году. По результатам интерпретации построена глубинная модель, которая отражает положение основных структурных элементов земной коры, блоков, литосферного проводящего слоя и т.п.

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ПЛОЩАДИ ВОСТОЧНЫЙ МУРУНТАУ, ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ -УЗБЕКИСТАН

Сидорова И.П.[1], Сахобидинов Р.И.[1], Головко Е.А.[2]
irina_sid@mail.ru
[1] Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, г. Ташкент, Узбекистан
[2] Министерство горнодобывающей промышленности и геологии РУз, г. Ташкент, Узбекистан

Исследования структуры литосферы являются основополагающим знанием при прогнозе крупных и сверхкрупных месторождений, как для жидких - углеводородов (нефть, газ), так и твердых рудных (золото, серебро, полиметаллы) полезных ископаемых. В обобщающей монографии Артемьевой И.М. [1] даются подробные характеристики и определения сейсмической, термальной, упругой, электрической и петрологической литосферы. Но для каждого региона, в особенности такого сложного, каким является Средняя Азии (частью которой является Узбекистан), представляющего собой конгломерат разновозрастных тектонических блоков, как коллизионно-аккреционного, так и субдукционного характера, имеются свои особенности. Выполненные за последние годы в лаборатории «Строение литосферы» Института геологии и геофизики целенаправленные геолого-геофизические исследования позволили значительно раздвинуть границы наших познаний о глубинном геологическом строении литосферы Узбекистана. По комплексу региональных геофизических данных проводился трехмерный геолого-геофизический анализ поверхностей рельефа, фундамента и Мохоровичича, особенностей строения литосферы, морфологии рудных тел, месторождений полезных ископаемых [2, 3]. Недра Республики Узбекистан, несмотря на многолетние исследования геологов нескольких поколений, еще не открыли свои сокровища до конца. Бурно развивающаяся экономика страны постоянно требует укрепления и расширения минерально-сырьевой базы. Учитывая, что обширные площади страны перекрыты мезозой-кайнозойскими отложениями, становится актуальным внедрение в практику поисково-разведочных работ современных технологий и методик.

Одним из наиболее информативных геофизических методов для поисков и разведки геотермических объектов является МТЗ - магнитотеллурическое зондирование. Метод МТЗ основан на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли – магнитотеллурического поля (МТ-поля). За счет явления скин-эффекта высокочастотная составляющая МТ-поля быстро затухает с глубиной и несет информацию лишь о приповерхностной области Земли. На низких частотах глубина проникновения поля увеличивается - можно получить информацию о глубинной части геоэлектрического разреза. В сравнении с другими методами индукционного зондирования – частотное или зондированием становлением поля, МТЗ использует поле естественных источников.



Рисунок 1 – Магнитотеллурическая аппаратура ADU-08e

На площади Восточный Мурунтау Центрально-Кызылкумского региона проводились магнитотеллурические исследования с аппаратурой “ADU-08e“ производства «Metronix» Германия (рисунок 1). Получены геоэлектрические разрезы в диапазонах глубин:

1) Grid модель магнитотеллурических данных на срезах 500 м и 1500м (рисунок 2).

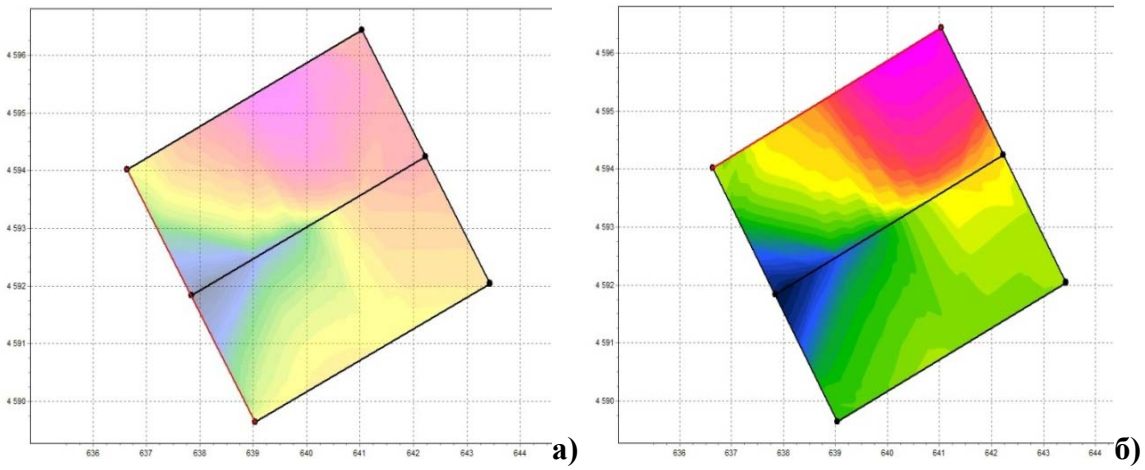


Рисунок 2 – Grid модель МТЗ данных на пл. Восточный Мурунтау Центрально-Кызылкумского региона на срезе 500м (а) и 1500м (б)

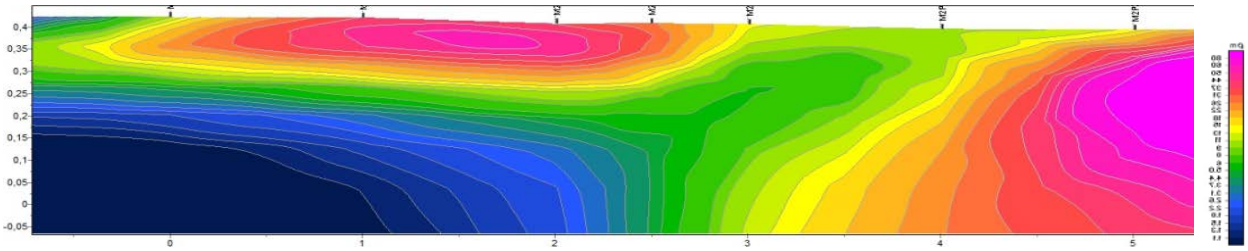


Рисунок 3 – Геоэлектрический разрез по магистрали 2 до глубины 500м

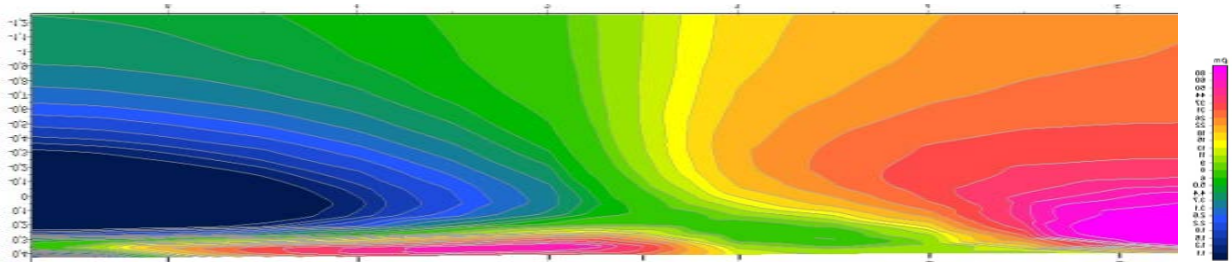


Рисунок 4 – Геоэлектрический разрез по магистрали 2 до глубины 1500м

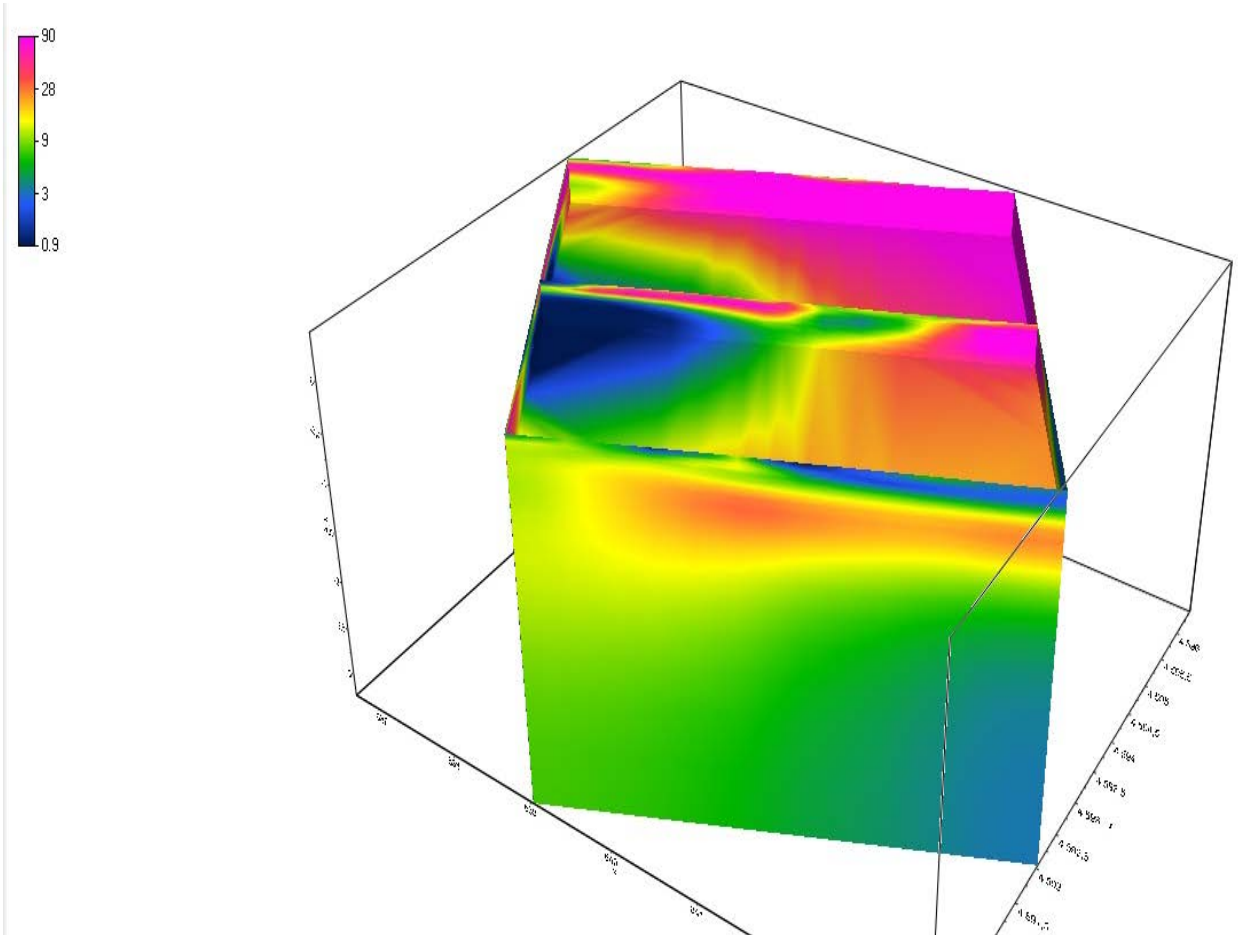


Рисунок 5 – Трехмерная геоэлектрическая модель по площади Восточный Мурунтау Центрально-Кызылкумского региона

На рисунках 2-5 показаны результаты магнитотеллурического зондирования на площади Восточный Мурунтау Центрально-Кызылкумского региона. Выделена проводящая зона с значениями удельного электрического сопротивления от 0.1-1.0 Омм, соответствующая углеродистым рудоносным сланцам «мурунтауского» типа, что позволяет расширить Мурунтауский карьер в восточном направлении, тем самым увеличить добычу руды.

Литература

1. Artemieva I.M. The Lithosphere. Cambridge University Press. 2012. 773 p.
2. Сидорова И.П. Глубинное строение Кызылкумского Рудно-Магматического концентра. Lambert Academic Publishing. 2019. 102 с.
3. Сидорова И.П., Кустарникова А.А. Петролого-геофизическая модель образования золоторудных месторождений в Центральных Кызылкумах Западного Узбекистана // Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М. 2007. С. 43-48.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ И ТАРИМА

Соколова Е.Ю.[1], Донг Х.[2], Рыбин А.К.[3], Пушкарев П.Ю.[4], Матюков В.Е.[3]
sokol_l@mail.ru
[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
[2] Китайский университет наук о Земле, г. Пекин, Китай
[3] Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан
[4] Московский государственный университета им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Коллизия Индийской и Евразийской литосферных плит служит главным драйвером современных геодинамических процессов в пределах Центрально-Азиатского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса, при этом одним из ключевых внутренних элементов этой масштабной динамической системы является Тяньшанский ороген в его взаимодействии с соседними крупными геотектоническими блоками [1-3]. Геолого-геофизическое изучение зоны сочленения Южного Тянь-Шаня с Таримской платформой - области, отличающейся наиболее интенсивной динамикой в пределах всего орогена и максимальной концентрацией сейсмичности - крайне важно для решения фундаментальных проблем внутриконтинентального орогенеза, а также как база для совершенствования методов сейсмотектонического районирования и оценки сейсмических угроз. На сегодняшний день недостаточная изученность этой области геофизическими методами обуславливает разнообразие трактовок ее глубинного строения и представлений о характере литосферных деформаций на границе Тарима и южной окраины Тянь-Шаня. Варианты интерпретации имеющихся сейсмических данных (площадной томографии по записям региональных и удаленных землетрясений, а также геотраверса активных глубинных сейсмических зондирований) значительно различаются, имея в ряду наиболее вероятных предположений о механизмах деформационных процессов как континентальную судбукцию плиты под растущий ороген (по типу субдукции Индостана под Гималаи) [3], так и литосферную деламинацию [4, 5]. Достаточно свежие гипотезы [6, 7] (как и ранняя [8]), предполагают горизонтальное сокращение коры с наращиванием ее мощности за счет смятия структур в реологически ослабленной области под орогеном, деформаций границы М, а также воздымания хребтов в процессе движений по разломам в зоне хрупких деформаций.

Геоэлектрические свидетельства, чрезвычайно важные для верификации сейсмических гипотез о глубинном строении Южного Тянь-Шаня и СЗ борта Тарима, представлены материалами единственного профиля МТЗ «Аксай-Артуш» (рис. 1а). Построенная по этим данным в работе [9] 2D модель разреза электропроводности зоны сочленения, в целом, может быть соотнесена с гипотезой поддвига Таримской литосферной плиты под южные хребты Тяньшанского орогена, однако, для создания дополнительных, достаточно весомых ограничений на неоднозначные трактовки сейсмических данных необходимо расширение МТ наблюдений как пространстве, так и в области длинных периодов.

В докладе представляются результаты исследования, предваряющего будущий масштабный эксперимент и состоящего в применении альтернативных подходов к анализу уже имеющихся МТ данных по зоне сочленения Тарим - Тянь-Шань. Основные усилия в рамках нового этапа интерпретации материалов зондирования «Аксай-Артуш» были направлены на повышение разрешающей способности МТ инверсий при сохранении их стабильности, а также на учет региональных и локальных трехмерных эффектов.

В качестве первой альтернативы предшествующему подходу ([9] - сглаженные 2D инверсии по программе [10]) с целью получения большего разрешения была использована программы инверсии [11], способная обеспечивать адекватную реконструкцию как плавных, так и резких изменений электропроводности. При проведении инверсий с использованием ряда адаптивных опций построения начальной модели и стабилизации решения, предусмотренных в этой программе, были соблюдены основные методические принципы,

разработанные в RS RAS и IPE RAS [12, 13] для преодоления общих проблем МТ данных в высокогорных областях.

Предпочтительная модель, полученная путем применения альтернативного кода 2D-инверсии к ансамблю широкополосных МТ данных, позволила разрешить высокопроводящие слои в основании осадочного чехла Таримского бассейна; мощную круто-падающую зону с низким удельным сопротивлением, которая может быть ассоциирована с Южно-Тяньшаньским разломом; проводящие зоны в средней коре под хребтами (локальные линзы скопления солевых флюидов/?частичного расплава, соответствующие низкоскоростным аномалиям на сейсмическом разрезе [14], т.е. - флюидной природе аномалий обоих типов). Модель также свидетельствовала в пользу повышенной проводимости нижней коры/верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Однако разрешение верхней коры было потеряно в достаточно широкой приграничной зоне из-за отсутствия наблюдений.

Следующая попытка добиться стабильного и адекватного разрешения геоэлектрической структуры исследуемой территории состояла в проведении 3D-инверсии имеющегося массива данных зондирований (рис. 1) во всем диапазоне периодов имеющихся оценок МТ передаточных функций, что представлялось рациональным согласно результатам инвариантного анализа геомагнитных и электрических откликов. Инверсия была выполнена на базе хорошо известного кода ModEM, с использованием нового усовершенствованного алгоритма решения прямой задачи [15]. Полученная предварительная трехмерная модель (входные погрешности - 2,5%, подбор с RMS=1,89) представлена на рис. 1. Она более достоверно характеризует верхнюю кору в окрестности профиля, в том числе – демонстрирует значительно пониженную, по сравнению с обоими 2D решениям, мощность проводящего осадочного чехла Тарима (при выделении слоя max проводимости в его низах). Как и обе описанные выше, эта модель демонстрирует кластеризацию гипоцентров землетрясений в высокоомных (консолидированных) блоках земной коры или же в зонах их контактов с проводящими структурами. Глубинная часть 3D модели неплохо согласуется с результатами сглаженной 2D-инверсии [9] и демонстрирует пологое погружение под ороген проводящей зоны, сливающейся с мощным субвертикальным проводником (оперяющим разломом?).

Согласно результатам, полученным на профиле «Аксай-Артуш» тремя различными методами МТ инверсии (использующими как 2D, так и 3D подходы, а также различающиеся наборы данных), наклонный линеамент низкого удельного сопротивления является наиболее стабильно разрешаемой особенностью разреза зоны сочленения Тарим - Тянь-Шань. В настоящее время, до получения возможности судить о латеральных изменениях электропроводности литосферы на значительном протяжении исследуемого коллизионного пояса, эту особенность распределения удельного сопротивления можно считать свидетельствующей о присутствии зоны флюидизированного (и/или проработанного минерализацией) детачмента/поддвига тектонической плиты Тарима под Южно-Тяньшанский ороген, т.е. - в пользу гипотезы [3].

Полезным для проведения будущих (российских, китайских…) МТ экспериментов в Тарим-Тяньшанском регионе или других горно-складчатых поясах, будет следующее заключение, которое можно сделать по результатам проведенного анализа данных зондирования «Аксай-Артуш». Перспективы повышения разрешающей способности моделей подобных сложно построенных геоэлектрических структур стоит связывать с переходом от сглаживающих МТ инверсий к инверсиям в кусочно-непрерывных средах с контрастами в электропроводности. 3D-инверсия площадного массива данных с адекватным пространственным и частотным (необходимы длиннопериодные данные) охватом, проводимая с опорой на результаты детальных профильных инверсий, будет являться наиболее предпочтительным подходом для построения реалистичной модели земной коры и верхней мантии зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня, уровень разрешения и пространственный охват которой обеспечит дополнительные ограничения для сужения неоднозначности при трактовке сейсмических моделей в соответствующем диапазоне глубин.

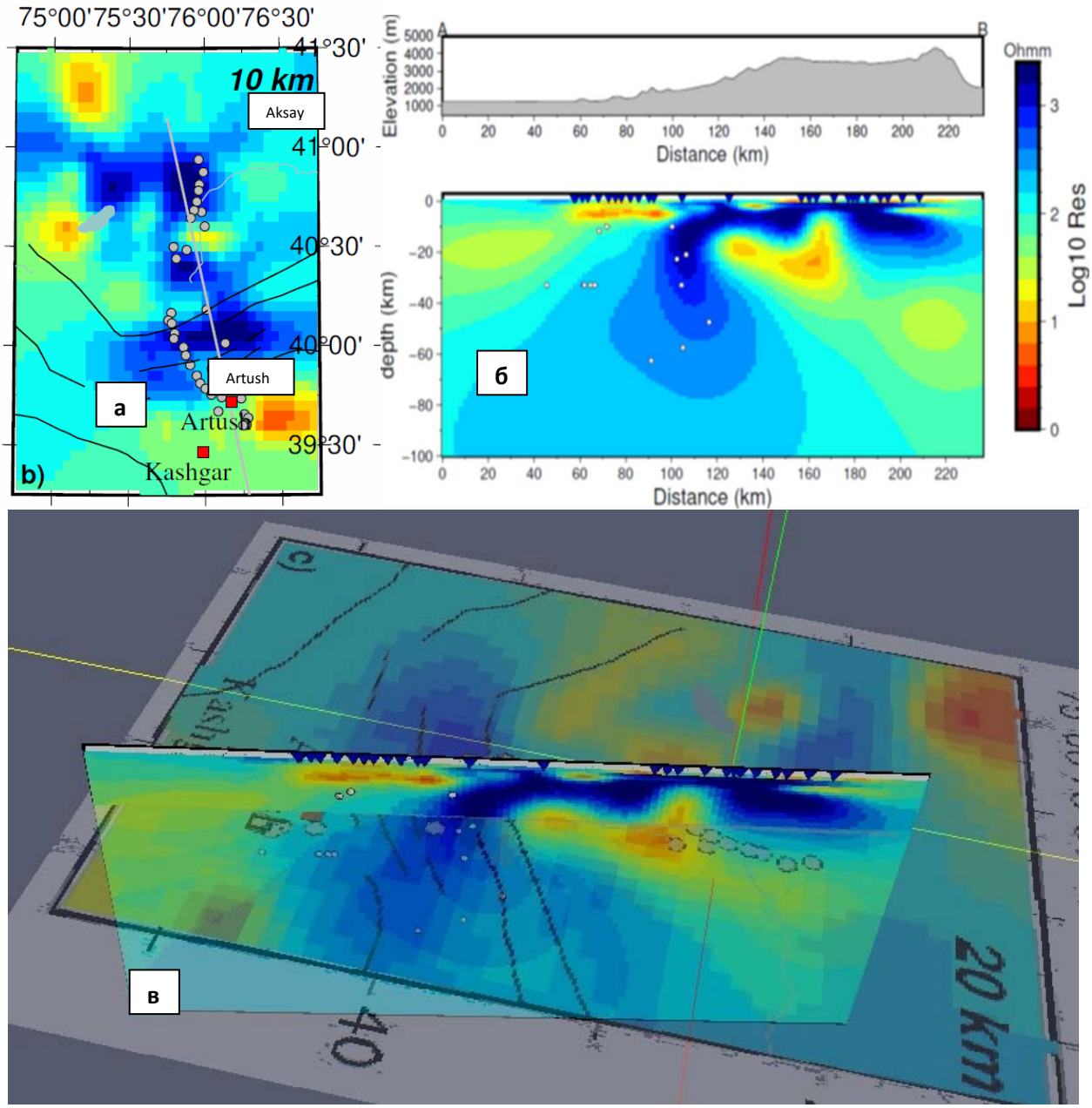


Рисунок – Результаты 3D инверсии данных МТЗ на профиле «Аксай-Артуш», полученных с помощью кода [10]: (**а**) – горизонтальное сечение объемной модели удельного сопротивления (RMS= 1,89) на глубине 10 км (серые кружки – пункты используемых зондирований); (**б**) - поперечное сечение объемной модели вдоль серой линии (показана в ***а***) с гипоцентров сильных землетрясений, отмеченных белыми кружками; (**в**) – пространственный монтаж вертикального сечения модели вдоль серой линии и горизонтального на глубине 20 км (вид с северо-востока)

В заключение, полученные геоэлектрические модели рассматриваются совместно с результатами пространственного анализа аномального магнитного поля региона сочленения СЗ Тарима и Южного Тянь-Шаня (в модели 2023 года WDMAM2.1, покрывающей всю исследуемую территорию). Анализ проводится в ГИС Integro [16] и дает представление об изменчивости глубинного распределения намагниченности пород вдоль простирания коллизионного пояса, обеспечивая возможность оценить корреляции аномалообразующих объектов обоих типов в разрезе и сделать предположения о латеральной изменчивости структур электропроводности.

Литература

1. De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences, 2007, 29, p. 188–204.
2. Burtman V.S. Geodymanics of Tibet, Tarim, and the Tien Shan in the Late Cenozoic // Geotectonics, 2012, Vol. 46, No. 3, pp. 185–211. © Pleiades Publishing, Inc., 2012.
3. Макаров В.И. и др., Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю МАНАС (Кашгар-Сон-Кёль) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23-42.
4. Li Z., Roeker S. et al., 2009. Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from MANAS broadband deployment: possible evidence for lithospheric delamination. Tectonophysic, 477. P. 49-57. doi:10.1016/j.tecto.2009.05.007
5. Zabelina I.V., Koulakov I.Yu., Buslov M.M. Deep mechanisms in the Kyrgyz Tien Shan orogeny (from results of seismic tomography) // Russian Geology and Geophysics, 2013, 54, 695–706.
6. Li W. et al. Intracontinental deformation of the Tianshan Orogen in response to India-Asia collision. Nature communications (2022) 13:3738 https://doi.org/10.1038/s41467-022-30795-6 |
7. Zhang, B., Bao, X., & Xu, Y. (2020). Distinct orogenic processes in the south- and north-central Tien Shan from receiver functions // Geophysical Research Letters, 47, e2019GL086941. https://doi.org/10.1029/2019GL086941
8. Gao R. et al. Fine crustal structure beneath the junction of the southwest Tian Shan and Tarim Basin, NW China. Lithosphere, 2013. doi: 10.1130/L248.1 (active seismic)
9. Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е. Магнитотеллурические свидетельства глубинных геодинамических условий в зоне сочленения южного Тянь-Шаня и Таримской впадины // Записки горного института. 2009. Т. 183. С. 272–276.
10. Rodi W.L., Mackie R.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // Geophysics. 2001. V 66, pp.174-187.
11. Varentsov, Iv.M. Joint robust inversion of MT and MV data in Electromagnetic Sounding of the Earth's Interior, Ser. Methods in Geochemistry and Geophysics, vol. 40, Spichak, V., Ed., Amsterdam: Elsevier, 2007, pp. 189–222.
12. Sokolova E.Yu., Berdichevsky M., Varentsov Iv., Rybin A., Baglaenko N., Batalev V., Golubtsova N., Matukov V., Pushkarev P. 2007. Advanced methods for joint MT/MV profile studies of active orogens. The experience from the Central Tien Shan. Protokoll uber das 22 Kolloquium. "Elektromagnetische Tiefenforschung" (Eds. O. Ritter, H. Brasse). Dtsch. Geophys. Ges Potsdam. Germany. P. 132-141.
13. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Александров П.Н., Непеина К.С. Электромагнитные исследования современных геодинамических процессов литосферы областей внутриконтинентальной орогении, на примере Тянь-Шаня // Физика Земли. 2022. № 5. С. 98-115. DOI: 10.31857/S0002333722050234
14. Шелочков Г.Г. и др. Глубинное строение и инструментальные методы изучения литосферы внутриконтинентальных орогенов: Неоднородности, физическая природа границ, коллизионные и аккреционные орогены: сходство и различие процессов формирования // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Сб. материалов 4 Междунар. симп. Москва-Бишкек. 2009. С. 59-67.
15. Dong H., Egbert D. Divergence-free solutions to electromagnetic forward and adjoint problems: a regularization approach. 2019. GJI 216(2):906-918 DOI: 10.1093/gji/ggy462
16. Черемисина Е.Н., Финкельштейн М.Я., Деев К.В., Большаков Е.М. ГИС INTEGRO. Состояние и перспективы развития в условиях импортозамещения // Геология нефти и газа. 2021. № 3. С. 31–40. DOI 10.31087/0016-7894-2021-3-31-40.

ИЗМЕРЕНИЕ ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРЕДЕЛАХ РАЗЛОМОВ О. САХАЛИН

Стовбун Н.С., Дудченко И.П., Богомолов Л.М., Закупин С.А., Казаков А.И., Гуляков С.А.
nikolay19972016@gmail.com
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

В данной работе описываются первые результаты измерения электротеллурическогополя(ЭТП) в области центрально-сахалинского разлома. Стационарный пункт измерений был установлен 28.06.23 г. на территории ИМГиГ и представляет собой три заземленных диполя, подключенных к регистратору. Регистратор выполнен в виде персонального компьютера с подключенным аналого-цифровым преобразователем (АЦП). Подобный вид измерений является одним из методов электроразведки и может использоваться в широком спектре областей. В качестве примера можно привести электротеллурические измерения на территории Индонезии, где авторы регистрируют электротеллурический резонанс (англ. ETR-logging) различных горных пород с целью определения наличия и количество различных отложений в изучаемой среде [1]. Вторым примером может служить комплексная геофизическая обсерватория «Карымшино», находящаяся на Камчатке. Система измерений включает в себя сейсмические, геомагнитные, метеорологические и электротеллурические наблюдения. Изменения параметров ЭТП авторы связывают в том числе с сейсмическими событиями [2].

Изначальной целью создания измерительного пункта являлось изучение вариаций ЭТП под воздействием естественных и техногенных факторов. Особый интерес вызывает изменение ЭТП в ответ на сейсмические события. В данном докладе приводятся результаты измерений, полученные во время землетрясения, которое произошло 09.08.2023 (M = 3.8) в непосредственной близости к пункту измерений. Обнаружена аномалия, представляющая собой серию импульсов с периодом 130-150 секунд, амплитуда которых достигает своего максимума на момент землетрясения 09.08.2023. Выявлено, что амплитуда сигналов в серии постепенно увеличивается от суток к суткам, начиная с июня (точная дата, когда появляются серии неизвестно) и весь июль месяц. После землетрясения амплитуда идёт на убыль вплоть до 11.09.23. С тех пор и на момент отправки данного материала подобных серий больше не зарегистрировано. Вопрос природы данного сигнала обсуждается. В геосреде такие сигналы ранее не встречались, а отнести его к техногенным помехам также весьма проблематично, ведь у сигналов отсутствует чёткий период следования. Принимаются во внимание ионосферные влияния, но данную версию сложно развить, так как в таком случае сигнал продолжал бы наблюдаться после 11.09.23. Таким образом, можно предположить, что появление данной аномалии может быть связано с подготовкой сейсмического события. С целью поиска похожих аномалий необходимо провести измерения электротеллурического поля вблизи сейсмического события не меньшей магнитуды. В этой связи становится актуальным создание дополнительных пунктов ЭТП в более сейсмичных районах Сахалинской области, с целью набора базы данных и поиска похожих аномалий.

Литература

1. Guntoro and Sardjono. Electro telluric resonance logging // 2018 IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 212 012071
2. Kasimova V.A., Potanin M.E., Berseneva N.Y. The response parameters of the electromagnetic field in the earthquake on the IGO Karymshina, Kamchatka // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений. Сб. тез. докл. VII междунар. конф. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН. 2016. С. 192. doi - 10.13140/RG.2.2.35850.59849

АНАЛИЗ И ПОДАВЛЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ЭФФЕКТОВ ПРИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Суконкин М.А., Пушкарев П.Ю.
msukonkin@mail.ru; pavel_pushkarev@list.ru.
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Введение. Верхняя часть разреза при магнитотеллурических исследованиях зачастую представляет собой проблемную зону. Связано это с наличием там приповерхностных неоднородностей (ППН) – контрастных объектов, размеры которых сильно меньше глубины проникновения поля. Из-за накопления их поверхности электрических зарядов в наблюденных данных появляются гальванические аномалии, проявляющегося в виде статического смещения по уровню кривых кажущегося сопротивления, в то время как фазовые кривые остаются неизменными [2]. Существуют различные подходы к подавлению эффекта от ППН: методы пространственной фильтрации, привлечение априорной информации, комплексирование геофизических методов, а также подход, основанный на декомпозиции тензора импеданса. Относящиеся к последнему подходу методики будут рассмотрены в этой работе, а именно методы Бара [3] и фазового тензора [4].

Разделение тензора импеданса на множители, связанными с региональной и локальной составляющими может быть представлено следующим образом [1]:

$$[Z^S] = [e][Z^R][h]^{-1} \quad (1)$$

где $[Z^S]$ – тензор импеданса, включающий в себя влияние и локальной и региональной структур, $[Z^R]$ - региональная составляющая, а $[e]$ и $[h]$ – матрицы локальных электрических и магнитных искажений

Задача состоит в том, чтобы выделить региональную составляющую $[Z^R]$. Если предположить, что локальные ППН сосредоточены в тонком приповерхностном слое и частота настолько низкая, что электрические искажения имеют чисто гальванический характер и не затрагивают фазы, а магнитными искажениями вовсе можно пренебречь, то последняя формула упрощается:

$$[Z^S] = [e][Z^R].$$

В метода Бара предполагается, что региональная модель является двухмерной, и оценивается азимут простирания региональных структур (с точностью до 90^0):

$$\alpha_R = \frac{1}{2}\operatorname{arctg}\frac{\mathrm{Im}(\mathrm{ZyxZxx^*+ZxyZyy^*})}{\mathrm{Im}(\mathrm{ZxxZyy^*+ZxyZyx^*})} \quad (2)$$

где звёздочка означает комплексно-сопряжённую величину.

Метод фазового тензора был предложен в работе [3]. Его отличием и сильной стороной является отсутствие требования к двухмерности регионального разреза. Он основывается на том же локально-региональном разложении (1), что и метод Бара, из которого можно выделить отдельно:

$$[ReZ^S] = [e][ReZ^R], \qquad [ImZ^S] = [e][ImZ^R].$$

Далее введём вещественный фазовый тензор:

$$[\Phi] = \frac{[ImZ^S]}{[ReZ^S]} = \frac{[e][ImZ^R]}{[e][ReZ^R]} = \frac{[ImZ^R]}{[ReZ^R]} = \begin{bmatrix} \Phi xx & \Phi xy \\ \Phi yx & \Phi yy \end{bmatrix}.$$

Как видно, он связан только с региональным импедансом, и не подвержен влиянию ППН.

Геоэлектрическая модель. Для оценки влияния ППН удобно использовать синтетические данные. Используемая геоэлектрическая модель включает в себя глубинный фоновый слоистый разрез, глубинную трёхмерную неоднородность, а также приповерхностный слой. В первом варианте модели этот слой является однородным, а во втором варианте – содержит в себе множество трёхмерных ППН. Фоновый разрез состоит из трёх слоёв, имитирующих проводящий осадочный чехол, высокоомную литосферу, в которой расположен грабен, а также проводящую мантию (рис. 1).

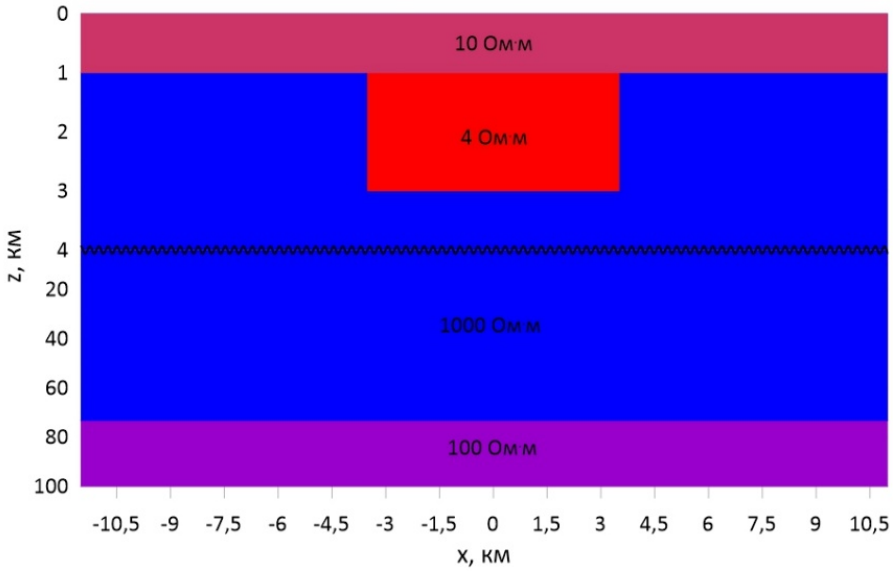


Рисунок 1 – Разрез геоэлектрической модели

Для оценки приповерхностных искажений, помимо варианта модели с однородным верхнем слоем, был создан вариант с ППН (рис.2). Эти неоднородности были помещены в верхние две ячейки модели, высотой 10 и 15 м, то есть в слой мощность 25 метров. Значения УЭС неоднородностей варьируется от 1 Ом·м до 100 Ом·м, при фоновом УЭС верхнего слоя 10 Ом·м.

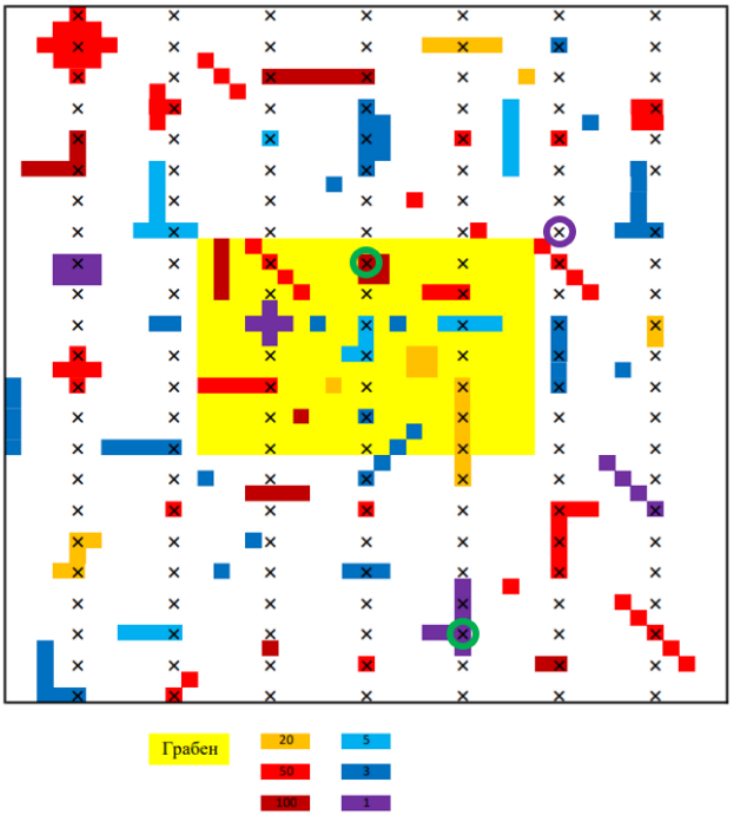


Рисунок 2 – Карта верхнего слоя модели, содержащего ППН. Фоновое значение УЭС – 10 Ом·м, УЭС ППН меняются от 1 до 100 Ом·м. Жёлтым прямоугольником показано положение глубинного грабена. Крестики – точки МТЗ. Зелёными кружками обведены точки, кривые в которых представлены на рис. 3, фиолетовым кружком точка, в которой строились полярные диаграммы на рис.5

Анализ тензора импеданса. В данной работе будут сопоставляться МТ данные, полученные для моделей с однородным и с неоднородным верхним слоем. На рис. 3 представлены кривые эффективного кажущегося сопротивления и фазы эффективного импеданса, полученные в точках, обведённых кружками на карте на рис. 2. Как уже упоминалось во введении, под влиянием от аномального поля, связанного с ППН, происходит статический сдвиг кривых кажущегося сопротивления, а фазовые кривые остаются неизменными. На рис. 3 а,б изображены кривые МТЗ над проводящей ППН, здесь кривая кажущегося сопротивления смещается вниз (по сравнению с результатами для модели с однородным приповерхностным слоем). На рис. 3 в,г показаны кривые над высокоомной ППН, здесь, соответственно, кривая кажущегося сопротивления смещается вверх.

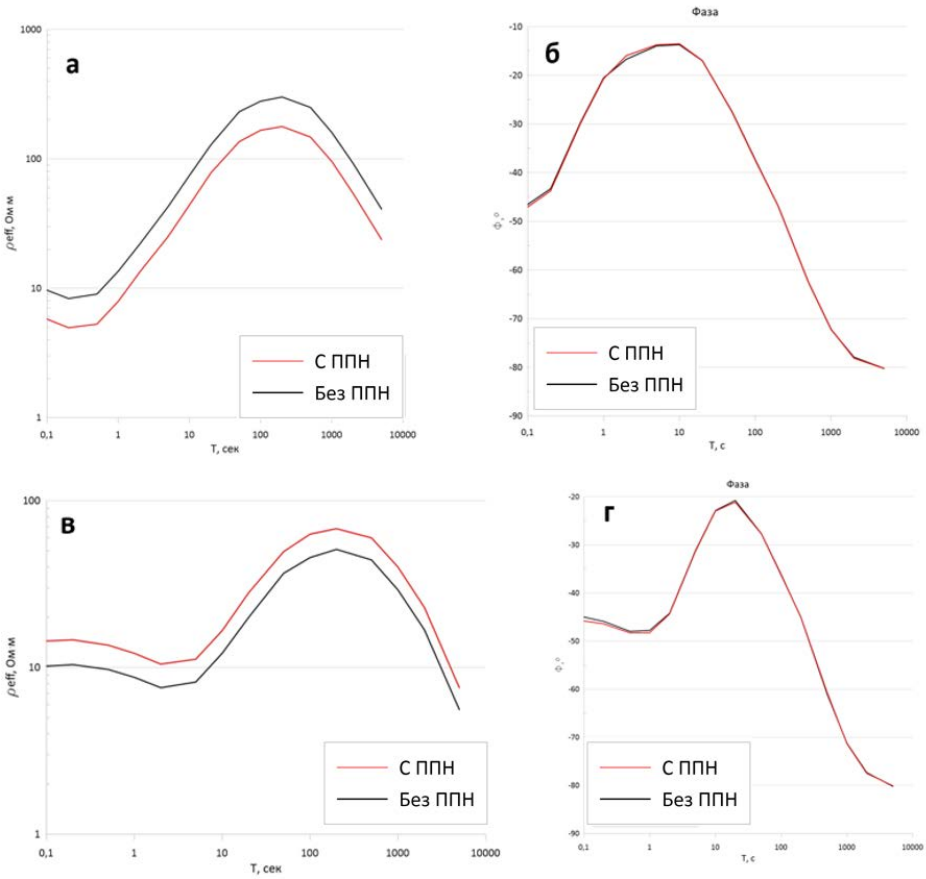


Рисунок 3 – Кривые эффективного кажущегося сопротивления (а, в) и фазы эффективного импеданса (б, г). Вверху (а, б) – точка над проводящей ППН (1 Ом·м), внизу (в, г) – над высокоомной ППН (50 Ом·м)

Применение методов декомпозиции. Как уже было сказано выше, методы декомпозиции позволяют разделить локальные и региональные эффекты и определить азимут простирания региональной структуры при искажении наблюденных данных от приповерхностных неоднородностей. Оценивать возможности методов декомпозиции на площади удобнее накладывая азимуты простирания на карты параметров асимметрии. Для метода Бара это будет карта параметра асимметрии Бара SkewB, который не зависит от влияния ППН, а для метода Эггерса [5] – параметр асимметрии Свифта SkewS, на который ППН оказывают свое влияние. Большие параметры асимметрии говорят о трехмерности наблюденной структуры. На рисунке 4 продемонстрированы такие карты, построенные для периода 10 секунд. Крестами на картах обозначены азимуты простирания, рассчитанные по формуле 2.

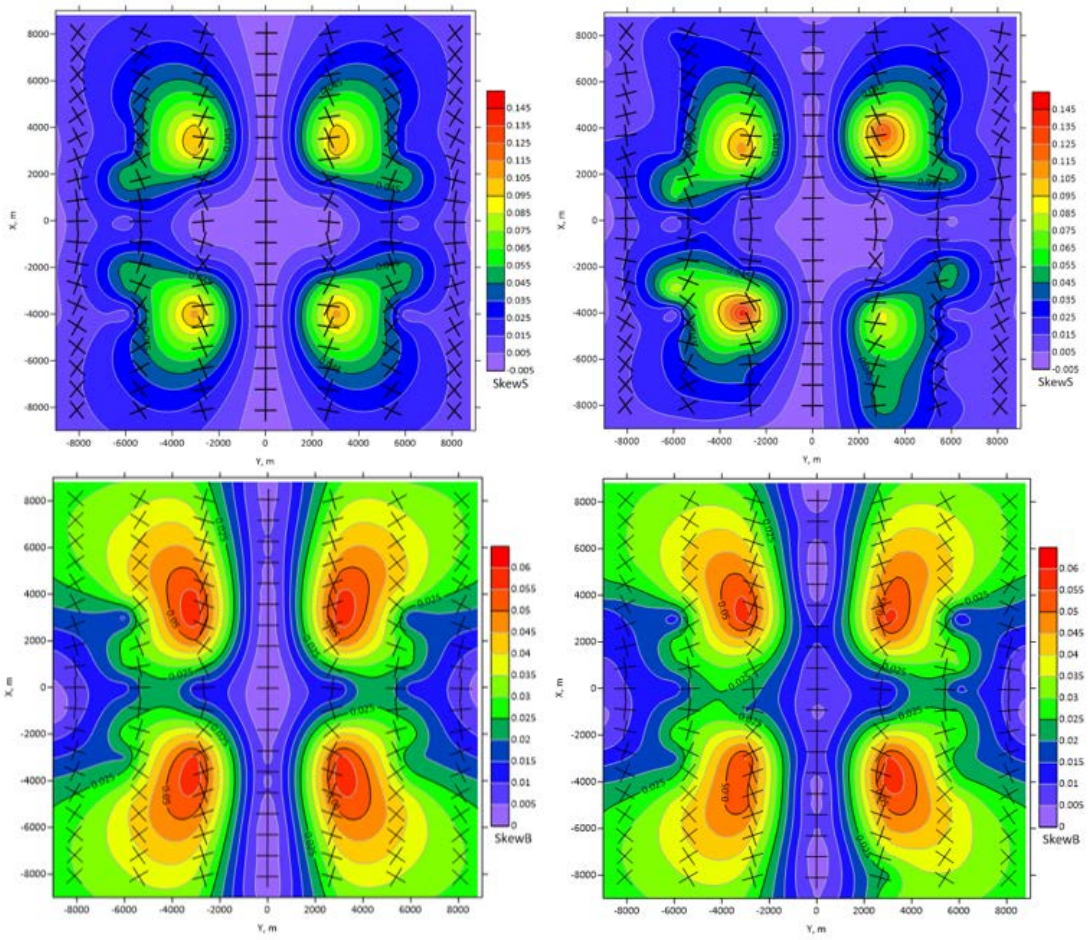


Рисунок 4 – Карты параметров асимметрии Свифта SkewS сверху (а, б) и Бара SkewB(в, г). Слева (а, в) – модель без ППН, справа (б, г) – модель с ППН. Крестами обозначены азимуты простирания региональной структуры, определенные соответствующими методами

Метод фазового тензора позволяет получать информацию о структуре и среде путем анализа непосредственно самого фазового тензора. На рисунке 5 представлены полярные диаграммы главной и побочной компонент фазового тензора. Главная компонента в 1D среде представляет собой окружность, в 2D – эллипс, а в 3D – сжатый в талии эллипс или «боб». Побочная компонента в одномерной среде сжимается в точку, а в двумерных и трехмерных средах принимает вид правильного или искаженного четырехлистника.

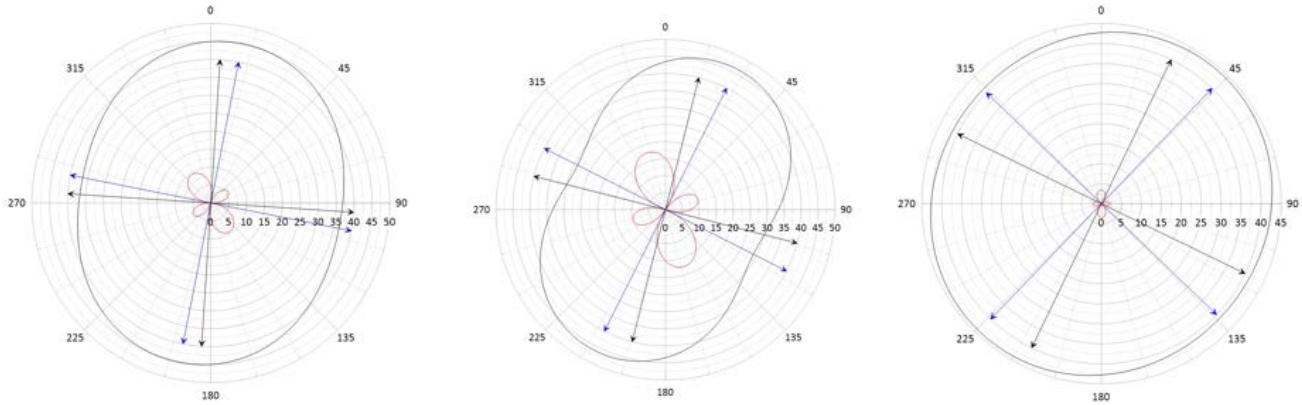


Рисунок 5 – Полярные диаграммы фазового тензора для периодов 1, 10 и 100 секунд (слева направо). Черным цветом обозначена главная компонента, красным – побочная. Черная стрелка отображает азимут простирания структуры, синяя – азимут простирания структуры с учетом асимметрии среды.

З**аключение**. В работе были представлены две геоэлектрические модели с одинаковой глубинной структурой, но отличающиеся отсутствием и наличием приповерхностного неоднородного слоя. Влияние ППН на кривые МТЗ проявляется в статическом смещении кривых кажущегося сопротивления, при этом оно не затрагивает фазовые кривые. Также были использованы методы декомпозиции тензора импеданса для определения азимута простирания региональной структуры. Анализ данных показал, что такие методы хорошо показывают себя в осесимметричных средах, а при уменьшении разницы между продольным и поперечным импедансом определение азимутов становится все менее устойчивым.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 24-27-00147).

Литература

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 680 с.
2. Jones A. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment // Geophysics, 1988, 53, p. 967-978.
3. Bahr K. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion // Geophysics, 1988, 62, p. 119-127.
4. Caldwell T.G., Bibby H.M., Brown C. Controlled source apparent resistivity tensors and their relationship to the magnetotelluric impedance tensor // Geophysics, 2002, 151, p. 755-770.
5. Eggers D.W. An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor // Geophysics, 1982, 47, p. 1204-1214.

ТИПЫ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ, ВОЗНИКАЮЩИЕ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Хальбауэр-Задорожная В.Ю.
valeriya.hallbauer@gmail.com
Иркутский национальный исследовательский технический университет,
Сибирская школа Геонаук, г. Иркутск, Россия

Как известно, существует по крайней мере четыре типа вызванной поляризации, время установления которых сравнимо с частотой используемых электромагнитных полей [2], а именно: электролитическая, электроосмотическая, мембранная и миграционная. Все эти типы поляризации (за исключением, быть может электролитической) присутствуют в любом объеме пород, однако, зачастую один из типов может превалировать над другими.

Электроосмотический тип поляризации $\vec{P}_{эо}$ связан с присутствием двойных электрических слоев (ДЭС) на границах твердой и жидкой фаз (рис. 1 а). ДЭС состоит из неподвижного слоя Штерна, где ионы, входящие в состав твердой фазы с избытком одного знака заряда (заряды поверхности), образуют как бы внутреннюю обкладку конденсатора, а ионы жидкости противоположного знака, притянутые электрическими и адсорбционными силами твердой поверхности, являются как бы внешней обкладкой конденсатора. Часть ионов внешней обкладки, обладающих большой кинетической энергией, преодолевает потенциальную энергию поля поверхности и, благодаря молекулярному тепловому движению, уходит в раствор Слой, в котором диффузно распределен объемный заряд, противоположный по знаку заряду поверхности, носит название диффузного слоя или слоя Гуи.

Явление возникновения разности потенциалов между двумя электродами, помещенными по сторонам пористой диаграфмы, через которую при пропускании электрического тока I носит название электроосмоса – явления переноса электролита через породу. При электроосмосе часть противоионов диффузный части ДЭС, часть рыхлосвязанной и свободная воду с находящимися в ней ионами переносится со скоростью $v_{эо}$ по направлению к соответствующему электроду (катоду, если противоионами являются катионы) и создает на электролите градиент электрического поля ΔU. Последний при выключении тока вызывает движение поровой жидкости в обратном направлении до достижения стационарного состояния. Hallbauer-Zadorozhnaya и Bessonov [1] становили зависимости параметра поляризуемости η и постоянной спада ВП τ от петрофизических параметров пород (диаметр пор, ζ-потенциал, числа переноса ионов, кинематическая вязкость жидкости и др.):

$$\eta = \sigma_{\Delta}/\sigma_{\chi} \quad \text{и} \quad \tau \sim \frac{(1+\eta)r_1^2}{5.76\nu_k}, \tag{1}$$

где r_1 – радиус пор (в м), ν_k – кинематическая вязкость жидкости (в м^2/с).

Формула (1) показывает, что η это отношение избытка электропроводности σ_{Δ} (то есть поверхностной проводимости) к удельной электропроводности электролита в порах (подвижных ионов) σ_{χ}. Величина η может изменяться с 0 (когда влинянием поверхностной проводимости (ДЭС) можно принебречь), то есть в широких порах до единицы, когда ровно половина ионов (катионы) адсорбируются ДЭС и вторая половина (аниоы) составляют подвижную часть в электролите.

Важно отметить, что: 1) Электрокинетические процессы (по абсолютной величине) одинаковы при включении и выключении тока, 2) Существует линейность процессов с увеличением приложенного тока (рис. 1б); 3) Постоянная спада вызванной поляризации τ составляет 10^{-5} - 10^{-2} с, поэтому в большинстве случаев именно электроосмотический тип поляризации осложняет сигналы становлением поля; 4) электрокинетические эффекты описываются строгими физическим законов Гельмгольца-Смолуховского.

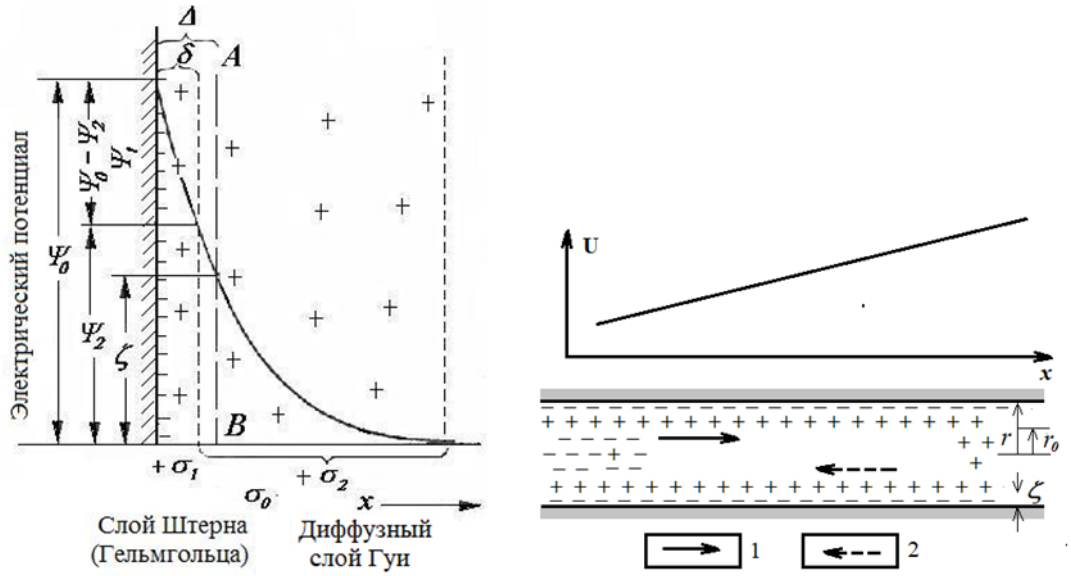


Рисунок 1 – а) строение двойного электрического слоя; б) схема образования фильтрационного потенциала вдоль течения подземных вод. 1 - направление скорости потока, 2 – направление эдс электрокинетической поляризации

Электролитическая (гальваническая) поляризация $\vec{P}_{эл}$ возникает совместно с концентрационно-диффузионной при прохождении электрического тока через электронно-ионно-проводящие породы (графит, угли, сульфидные и железистые, и другие руды) (рис. 2). Электролитическая поляризация много больше концентрационно-диффузионной, поэтому последней в случае электронно-ионно-проводящих пород можно пренебречь. До пропускания тока электронно-проводящие компоненты и электролит непрерывно обмениваются ионами (или электронами) - проходит ток обмена, и вследствие избирательной адсорбции возникает ДЭС. В связи с этим электронно-проводящие компоненты породы имеют неравновесные стационарные электродные потенциалы.

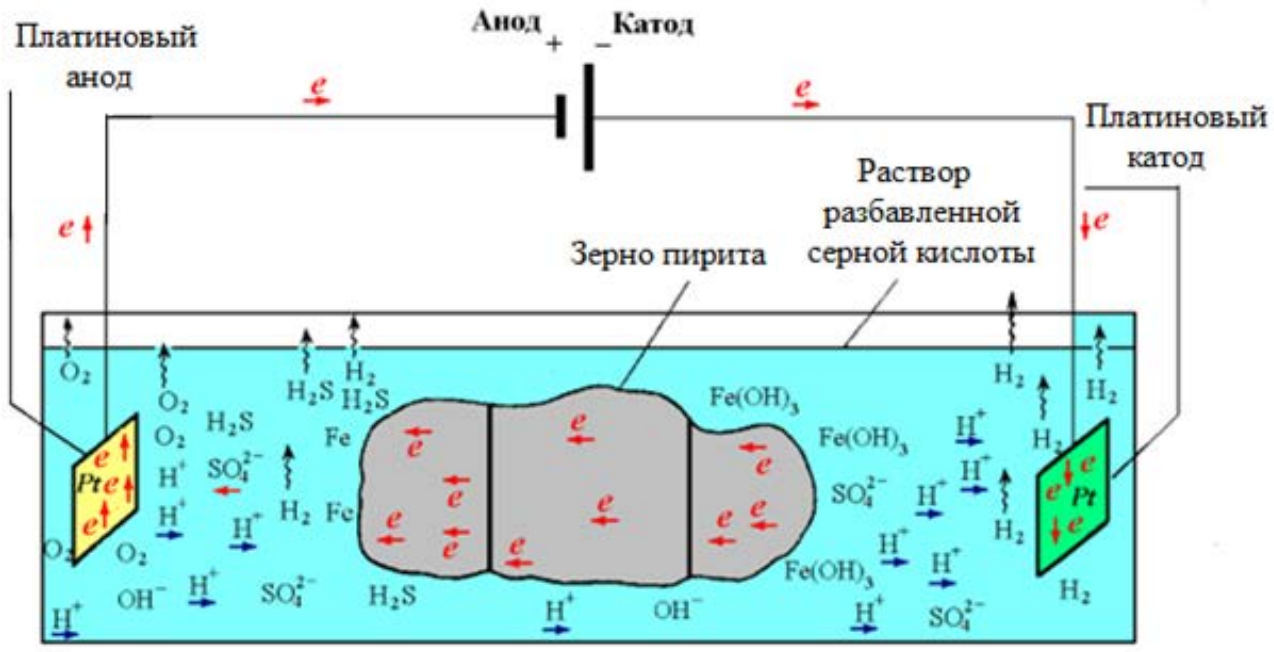


Рисунок 2 – Схема, поясняющая электролитическую поляризацию зерна пирита в растворе серной кислоты [2]

Главной особенностью электролитической поляризации является то, что 1) электролитическая поляризация возникает только при значительных контактах зерна руды с жидкостью. 2) в процессе протекания химических реакция (окись превращается в закись и т.д.) химические реакции изменяют электрохимические свойства пород. Так, при измерениях процессов в образцах, содержащих рудные включения наблюдается неповторяемость измерений, проводимых через определенные промежутки времени (Бухалов С.): 3) процессы спада ВП могут измеряться десятками минут и часами. таким образом, изучение такого типа поляризации может производиться только традиционным методом ВП; 4) аналитическая формула, предложенная Cole-Cole совершенно не применима для аппроксимации процессов $\vec{P}_{эл}$, а параметр поляризации определяется как отношение сингала становления на каком-то фиксированном времени к амплитуде сигнала стационарном состоянии.

Мембранный тип поляризации возникает в электрическом поле ионно-проводящих пород при резкой неоднородности сечений их поровых каналов, заполненных электролитом и ДЭС у раздела фаз. В этом случае при пропускании электрического тока через образец или при наложении разности потенциалов, на контактах пор с разным сечением возникает разность потенциалов, обусловленная различием концентраций ионов на разных концах широких пор. Очень важно отметить, что на контактах пор разного сечения скапливаются/убывают ионы обоих знаков, то есть изменяется концентрация раствора в целом (рис.3б). Теоретическое обоснование феномена мембранной поляризации описано в работах [3, 4 и др.]. Феномен мембранной поляризации может быть описан математически решением уравнения диффузии с заданными начальными граничными условиями.

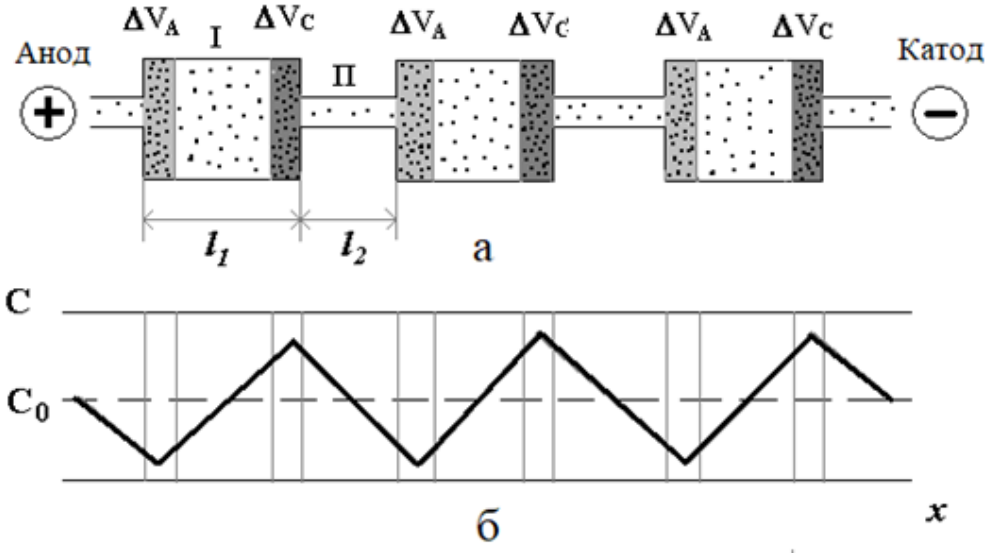


Рисунок 3 – Модель капилляра ионо-проводящей породы (а) и принятое в нем распределение концентраций C_0 и C электролита до и после пропускания тока (б).

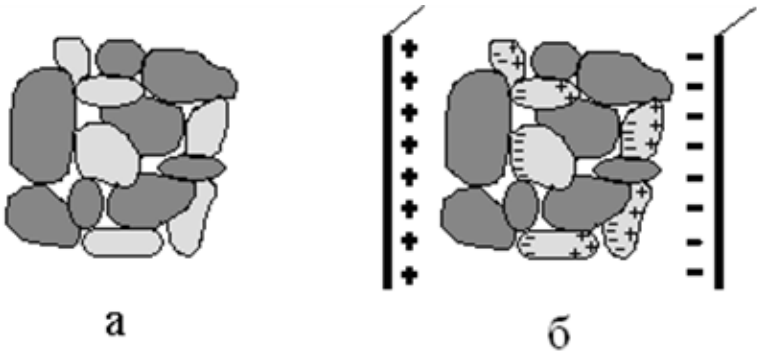


Рисунок 4 – Схема, поясняющая миграционный вид поляризации при отсутствии (а) и наличии (б) внешнего поля

Общее решение уравнения диффузии для задачи распространения тепла (концентраций концы которых находятся при заданных переменных температурах (концентрациях) находим в виде:

$$u(x,t) = \sum_{n=0}^{\infty} T_n(t) \sin\frac{n\pi x}{l}, \qquad \text{где} \quad T_n(t) = \frac{2}{l}\int_0^l u(x,t) \sin\frac{n\pi x}{l}\, dx, \tag{2}$$

где u - концентрация электролита (в моль/л), x - точка наблюдения в поре, l – длина поры. Данная задача решена, и результаты проанализированы.

Мембранная поляризация относится к нелинейным процесса: существует зависимость от тока пропускания. Изменение концентрации на границе (например, для катионов на контакте поры 1 (широкой) и поры 2 (узкой) имеет вид:

$$u_{\Delta 2k} = \frac{I_k^2 \mathrm{M}_k t}{F z_k D_k S_1 S_2 \sigma_k}(n_{k1} - n_{k2}), \tag{3}$$

где I_k – ток, переносимый катионами (в А), M_k – подвижность катионов (в В/м·с), F – число Фарадея, z_k – валентность катионов, D_k – коэффициент диффузии (в м^2/с), S_1 и S_2 – площадь поперечного сечения широкой и узкой поры, σ_k – удельная электропроводность катионов в растворе (S/м), t – время (в с).

Очевидно, что эта формула работает только до тех пор, пока концентрация на одном из контактов становится равной нулю и поровый канал оказывается блокированным для прохождения тока. С течением времени все большие и больше контактов пород оказывается заблокированными, электрический ток протекает по значительно меньшему числу капилляров и таким образом сопротивление пород увеличивается.

Длительность процессов мембранной поляризации оставляет единицы и десятки секунд. Он может проявляться как на кривых становления поля (при больших токах) и на данных зондирований постоянным током [5].

Миграционная предполагается у пород, проводящие компоненты которых разделены непроводящими или воздухом (рис. 4).

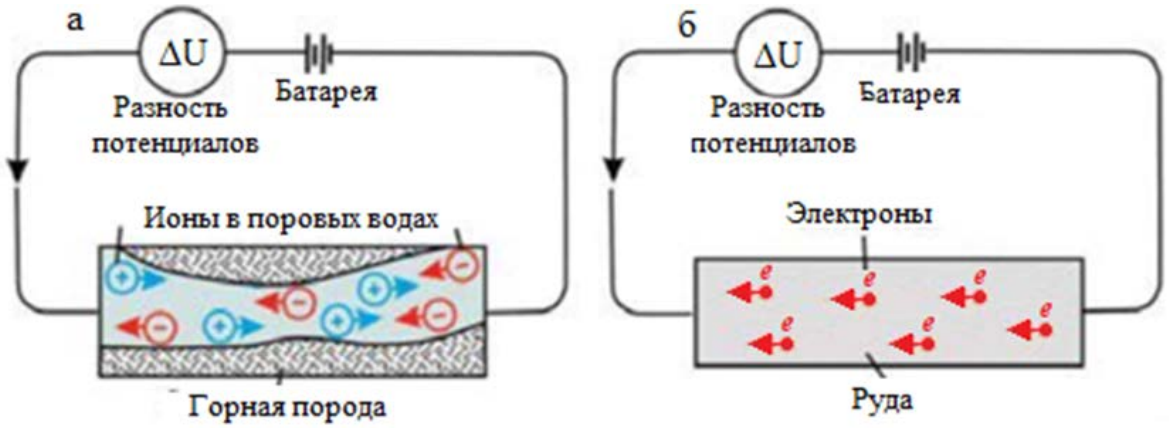


Рисунок 5 – Упрощенные модели миграционной поляризации в а) – изолированной поре, б) – в проводящем зерне руды

При наложении разности потенциалов на концы изолированной поры на стороне, обращенной к аноду, скапливаются катионы, а на противоположной стороне, обращенной к катоду — анионы. Этот процесс завершится, когда все катионы и анионы заняли свой места по обе стороны от пор (рис. 5а). В случае, когда разность потенциалов прикладывается к сторонам проводящего зерна руды, обладающей электронной проводимостью то на стороне, обращенной к катоду, концентрируются слабо привязанные к кристаллической решетке электроны. Однако на другой стороне скопления ионов не происходит, поскольку отрицательно

заряженные ядра кристаллической решетки неподвижны (рис. 5б). Таким образом, концентрация ионов на стороне анода на любом времени зарядки зерна будет равна $u/2$. Одиночные изолированные поры, заполненные электролитом, не представляют особого интереса при гидрогеологических изысканиях. Однако, миграционная поляризация в дисперсионно рассеянными зернах руд происходит за короткий отрезок времени (микро и миллисекунды) за счет высокой подвижности электронов. Феномен мембранной поляризации также нелинеен и описывается математически решением уравнения диффузии с заданными начальными граничными условиями.

Литература

1. Задорожная В.Ю., Бессонов А.Д. Эффекты вызванной поляризации как показатель загрязнения фунтовых вод нефтепродуктами // Геология и геофизика. Т. 43. № 12. С. 1124-1136.
2. Кобранова В.Н. Петрофизика. М.: Недра. 1986. 392 с.
3. Marshall D.J. and Madden T.R. Induced polarization, a study of its cases // Geophysics. 1959. 24. P. 790–816.
4. Hallbauer-Zadorozhnaya V.Yu., Santarato G., Abu Zeid N. Non-linear behaviour of electrical parameters in porous, water-saturated rocks: a model to predict pore size distribution // Geophysical Journal International. 2015. 202. P. 871–886.
5. Hallbauer-Zadorozhnaya V.Yu., Santarato G., Abu Zeid N., Bignardi S. A non-linear induced polarization effect on transient electromagnetic soundings // Journal of Applied Geophysics. 2016. 133. P. 16-24.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПРОРЫВООПАСНЫХ ПЛОТИН ОЗЕР АДЫГЕНЕ В ВЕРХОВЬЕ РЕКИ АЛА-АРЧА ЧУЙСКОЙ ОБЛАСТИ КЫРГЫЗСТАНА

Шакиров А.Э., Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Абдыбачаев У.А., Бектурсунов Ж.
sh.usupaev@caiag.kg
Центрально Азиатский институт прикладных исследований Земли, г. Бишкек, Кыргызстан

В последние десятилетия выросли значительно угрозы в связи с потеплением климата георисков от прорывоопасных плотин высокогорных озер в Кыргызстане. Более 2500 горных озер расположены как правило у языка деградирующих ледников, на моренных комплексах.

В бассейне реки Ала-Арча в верховье расположены более 10 горных озер различного размера и водоизмещения. Интенсивное таяние ледника Ак-Сай приводило неоднократно к прорывам плотин озер. В результате прохождения разрушительного селе-паводкового потока дома и дорожная инфраструктура, расположенные ниже в долине, повреждаются и покрываются наносами и каменными материалами [1, 2]. В 1998 году прорыв озера в бассейне р. Шахимардан в Узбекистане привел к 93 жертвам. Пилотным опасным участком определено оз. Адыгене, которое расположено на высоте более 3600 м, при прорыве несет угрозу населению и инфраструктуре в долине р. Ала-Арча.

Полевые геофизические зондирования плотин прорывоопасных озер на моренно-ледниковых комплексах долины реки Ала-Арча проведены для озер Большое Адыгене и Приледниковое Адыгене, для выявления особенностей их внутреннего строения, характера возможных способов их прорыва. Комплексные геофизические исследования производились методами электрорезистивой томографии (ЭРТ) и магнитометрии(рис.1-4) [1, 2].

1. Электрорезистивная томография (ЭРТ) Электрорезистивная томография проводилась по 9 профилям вдоль и 4 вкрест простирания плотины озера Большое Адыгене, и 4 профилям вдоль и 2 вкрест простирания плотины озера Приледниковое Адыгене. (Рис. 1) и электротомографических разрезов плотины озера Большое Адыгене.



Рисунок 1 – Карта-схема расположения озер (слева) и расстановка электродов для ЭРТ измерений на плотине озера Большое Адыгене №1 (справа)

В результате электротомографических измерений на плотине озера Большое Адыгене были получены 13 томографических разрезов удельного электрического сопротивления (УЭС) на 13 профилях: из них 9 вдоль плотины, 4 вкрест простирания.

Измерения УЭС методом ЭРТ по профилям (рис.1-4) показали, что исследуемые плотины имеют сложное неоднородное строение. Из ЭРТ-разрезов видно, что удельное электрическое сопротивление пород, слагающих плотину озера Большое Адыгене изменяется от 500 до 40000 Ом.м. Высокие значения УЭС от 5500 до 40000 Ом-м (красные области разреза) характерны для неразрушенных коренных пород, слагающих плотину, предварительно интерпретируемые как ригель (поперечный скалистый уступ), образованный

скальным фундаментом бассейна. Значения УЭС от 3200 до 5500 Ом-м (зеленые области разреза) вероятно соответствуют горизонту моренных обломочных отложений с цементационным льдом, залегающему на зоне трещиноватости скальных пород с трещинно-жильным льдом, за счет расположения в зоне мерзлоты.

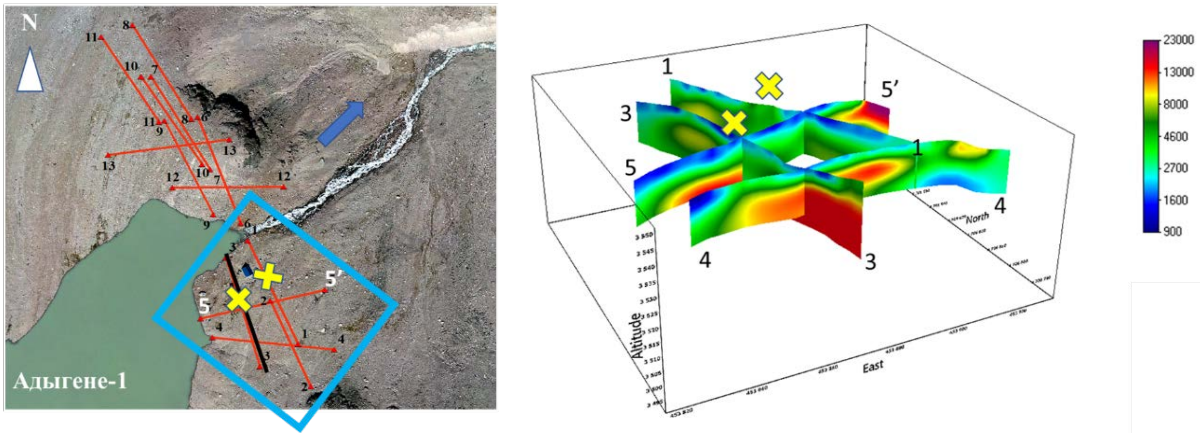


Рисунок 2 – Карта-схема расположения ЭРТ профилей (слева) и 3Д демонстрация геоэлектрических разрезов, желтые крестики – зона трещиноватости в ригеле (справа)

Плотина озера Приледниковое Адыгене. В результате электротомографических измерений на плотине озера Приледниковое Адыгене были получены 6 томографических разрезов УЭС на 6 профилях: из них 4 вдоль плотины, 2 вкрест простирания (рис. 5) [1, 2].

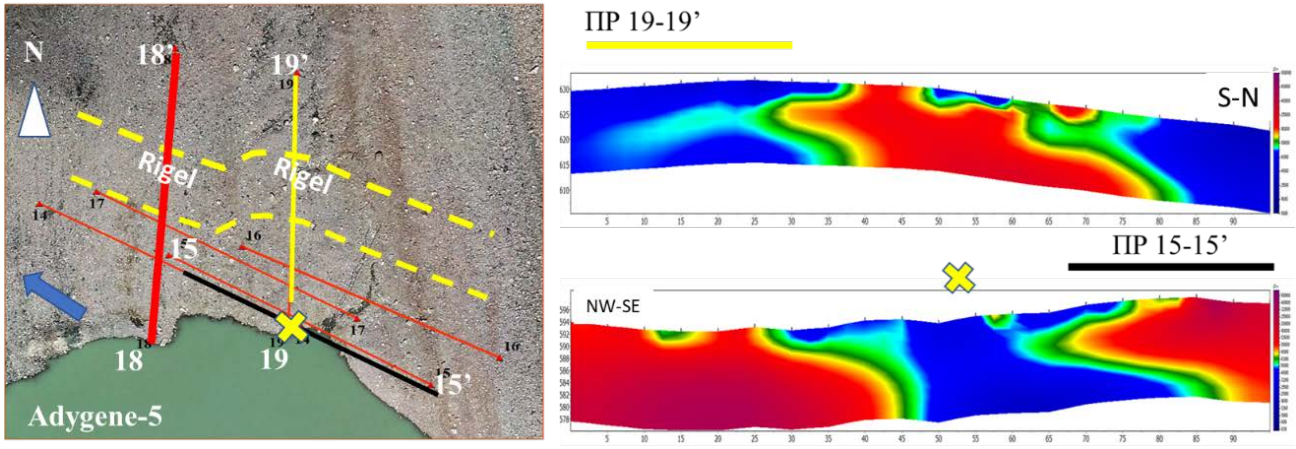


Рисунок 3 – Карта-схема расположения ЭРТ профилей и простирание ригеля (слева) и геоэлектрические разрезы с отображение ригеля (справа вверху), и «карман» заполненый мореной (желтый крест, справа внизу)

По результатам магнитометрических работ были построены карты аномального магнитного поля (ΔTa) плотины озера Большое Адыгене и Приледниковое Адыгене. Угловые части карты аномального магнитного поля интерполированы программой Golden Software Surfer 11 и некорректно отражают действительные значения поля. Анализ графиков и карты аномального магнитного поля для Большого Адыгене позволяет выделить, в юго-восточной части плотины, 2 аномальные зоны интенсивностью от + 600 до – 600 нТл, которые приурочены к субвертикальным зонам трещиноватости в ригеле. Для озера Приледниковое Адыгене зона трещиноватости в ригеле плотины отчетливо выделяется в магнитном поле двойной знакопеременной аномалией от - 400 до + 800 нТл. Ширина зоны трещиноватости составляет 30 м. [1, 2].

Такие знакопеременные аномалии характерны для разломных зон. В северо-западной части плотины также выявлена аномальная зона интенсивностью от + 300 до – 300 нТл, которая вероятно вызвана субвертикальной зоной трещиноватости в ригеле [1, 2].

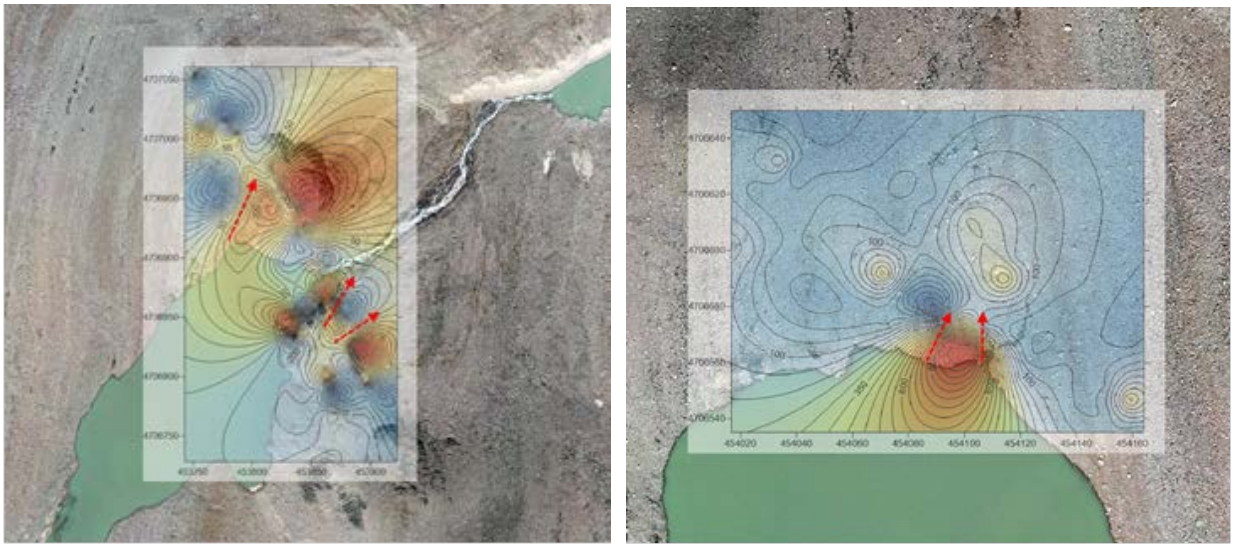


Рисунок 4 – Карта-схема аномального магнитного поля ΔTa (нТл) для плотин озера Большое Адыгене (слева) и для Приледниковое Адыгене (справа)

Выводы.

1. Проведены впервые в труднодоступных покрытых моренным крупнообломочным каменным материалом условиях на высоте 3,6 км комплексные полевые геофизические зондирования прорывоопасных плотин озер Адыгене в верховье реки Ала-Арча.
2. Обработка полученных записей и интерпретация геофизических данных позволили установить, что внутри тела плотины озера Большое Адыгене и Приледниковое Адыгене строение толщи грунтов представлены в виде псевдослоистых моренных отложений.
3. Моренно-ледниковый комплекс представлен водонасыщенными слоями из обломочных каменистых отложений с щебнистым, дресвяным и песчаным редким заполнителем.
4. В верхней части разреза и мерзлых моренных отложениях, находится лед цемент, в более глубокой части разреза, установлены структуры выхода скальных грунтов в виде ригелей – представленные выступами скальных пород фундамента.
5. Прорывы плотин возможны при наполнении озер за счет оттаивания льда цемента, формирования гидравлического давления при инфильтрации воды в обход ригелей и, по обводненным зонам разломной трещиноватости.

Литература

1. Усупаев Ш.Э., Ерохин С.А., Усубалиев Р.А., Дайыров М., Ажыбаев Т.А. Карта катастрофоведения типизации георисков от деградирующих ледников и прорывоопасных высокогорных озер и мерзлотных опасных процессов и явлений // Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики. 20-е изд. с изм. и доп. Бишкек: МЧС КР. 2020. С. 735-737.
2. Усупаев Ш.Э., Дайыров М.А., Молдобеков Б.Д., Усубалиев Р.А., Ерохин С.А., Загинаев В.В., Ажыбаев Т.А., Нарама Ч. Предупреждение георисков от плотин высокогорных озер и на Северном Тянь-Шане // Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики. 20-е изд. с изм. и доп. Бишкек: МЧС КР. 2020. С. 737–741.

ПРОЯВЛЕНИЕ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ (НА ПРИМЕРЕ ГОРЛОВСКОЙ ВПАДИНЫ)

Шалагинов А.Е., Неведрова Н.Н., Шапаренко И.О., Мариненко А.В.
ShalaginovAE@ipgg.sbras.ru
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск, Россия

В последнее десятилетие существенно выросла интенсивность разработки Горловского угольного месторождения, что приводит к формированию сейсмической активизации недр Горловской впадины в ответ на техногенное воздействие. Начиная с 2019 года, в районе месторождения фиксируются землетрясения с магнитудой более 4, ощутимые в г. Новосибирске и его пригородах.

В настоящее время ущерб от природных катастроф стремительно растет. Это обусловлено многими причинами, такими как урбанизация, рост населения, техногенные изменения геологической среды, возведение объектов повышенного риска, способствующих активизации негативных процессов. Поэтому разработка достоверных научно-обоснованных критериев оценки, прогноза и последствий природных и природно-техногенных опасных явлений является актуальной задачей. Своевременное выявление опасных геологических процессов позволит разработать и реализовать меры по предупреждению и ликвидации чрезвычайных ситуаций природного и природно-техногенного характера.

Горловский прогиб расположен в юго-восточной части Новосибирской области. Это узкая впадина шириной всего от 2 до 15 км и длиной около 120 километров разделяет северо-западную часть Салаирского антиклинория и Колывань-Томскую складчатую зону. Горловский прогиб граничит с Салаирскими структурами по серии разломных нарушений (на разных участках) – Чемской, Доронинский и Томский разломы. От Колывань-Томской зоны он отделен также разломной зоной, включающей Подъяковский и Митрофановский разломы. По геологическим и геофизическим данных разрывные нарушении являются надвигами юго-восточной вергентности. Для горных пород Горловского прогиба характерно развитие напряженной линейной складчатости и интенсивное рассланцевание. В геологическом строении района принимают участие отложения верхнего девона, карбона и перми, перекрытые мощной корой выветривания мел-палеогенового возраста, а также рыхлыми неогеновыми и четвертичными отложениями. Средняя и нижняя части разреза представлены континентальными и морскими отложениями соответственно. Метаморфизм пермских углей достигает антрацитовой стадии. Горловский угольный бассейн характеризуется крупнейшими в России запасами антрацита. Максимальная угленосность в Горловском прогибе приурочена к отложениям нижней перми, которые специалистами-геологами сопоставляются с аналогичными породами Кузбасса [1].

Сейсмологами Алтае-Саянского филиала ФИЦ ЕГС РАН с 2017 отметили усиление сейсмической активности Горловской впадины с магнитудами 3, 3.5. В последние годы зафиксирован целый ряд землетрясений с магнитудами, достигающими 4 и более непосредственно на этой территории. Значительное число эпицентров приурочено к районам интенсивной добычи угля открытым способом. По мнению сейсмологов, в последнее время повысилась наведенная сейсмичность данного региона, т.е. усиление сейсмической активности связано не только с природными, но и техногенными воздействиями. Большая часть гипоцентров происходящих землетрясений находится на глубинах менее 8 км с характерным механизмом (всброс) [2]. Учитывая возросший уровень сейсмичности и все время увеличивающиеся масштабы добычи угля в этом районе нельзя исключить развитие сейсмического процесса до более существенных магнитуд. Нагрузки на вмещающую среду, обусловленные техногенным воздействием, не успевают перераспределяться в массиве горных пород, что способно существенно повысить сейсмичность Горловского бассейна [3].

В результате анализа геоэлектрического строения Горловской впадины, полученного ранее комплексом методов наземной электроразведки в 2022 г. в начале полевого сезона 2023 г. выбран участок в районе п. Легостаево Искитимского района Новосибирской области. На участке вначале были выполнены опытно-методические измерения методом электротомографии, целью которых являлся выбор установки, шага между электродами и места размещения профиля измерений для осуществления мониторинговых наблюдений.

Участок расположен в зоне перехода от отложений впадины через её юго-восточное разломное ограничение к отложениям Салаирского кряжа. Конкретное место прохождения профиля ЭТ было выбрано экспериментально, руководствуясь геологическими данными и путем измерений по нескольким профилям, пересекающих разломную структуры в разных местах. Окончательное местонахождение мониторингового профиля зафиксировано там, где разлом хорошо выделяется в геоэлектрическом разрезе в виде низкоомной зоны в более высокоомных отложениях. На основе анализа большого количества полевых данных, полученных авторами на участках регулярных наблюдений в сейсмоактивной зоне Горного Алтая, именно в разрезах с присутствием низкоомных разломных зон выявлены значимые вариации удельного электрического сопротивления (УЭС), связанные с усилением сейсмической активности [4]. На выбранном участке профиль измерений пересекает оперяющий разлом Чемского разломного нарушения в 4 км западнее п. Легостаево и находится в 5-7 км от области концентрации сейсмических событий в Горловской впадине (рис. 1).

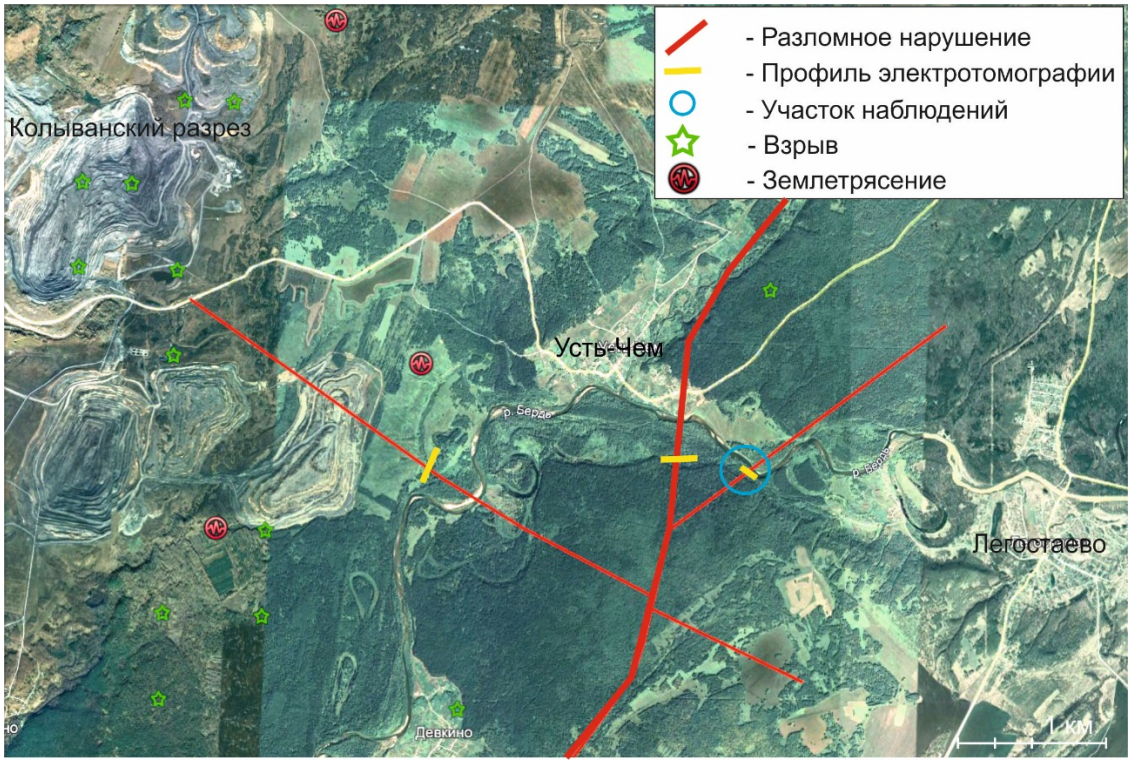


Рисунок 1 – Схема расположения профилей электротомографии. Мониторинговый профиль отмечен синим кружком

Измерения методом электротомография выполнены с использованием многоэлектродной электроразведочной аппаратуры «Скала 48». Для измерений применялась установка «Шлюмберже» с расстоянием между электродами 5 м, обеспечивающим необходимую детальность, и максимальным разносом АВ=235 м. Регулярные наблюдения проведены с интервалом ~ в 3 недели между измерениями, по заранее размеченному профилю с неизменным положением электродов.

Интерпретация полевых данных выполнена с использованием модернизированного программного комплекса моделирования и инверсии данных электротомографии Direct-Inverse-Solver (DiInSo). Этот комплекс, предназначенный ранее для решения прямых 3D и обратных 2D/3D задач электротомографии, был дополнен графом обработки данных мониторинга на основе теоретического анализа разных схем регуляризации. В программе были реализованы 2 подхода для интерпретации данных мониторинга ($\mathbf{d}$ — вектор данных, $\mathbf{m}$ — искомый вектор, ρ — величины сопротивлений (символ α означает кажущиеся сопротивления), $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ — отклик модели, t — временной шаг) [5]:

1. Инверсия с исходной моделью $\mathbf{m}^0$ заданной как $\mathbf{m}^n - \mathbf{m}^0$ (или, альтернативный вариант, $\mathbf{m}^n - \mathbf{m}^{n-1}$) [6];
2. Так называемая «разностная инверсия после» («difference inversion after») которая дополнительно исправляет несоответствие в t_0: $\mathbf{d}^n = \left\{\rho_\alpha^n / \rho_\alpha^0\right\}\mathbf{f}\left(\mathbf{m}^0\right)$ (или n-1 вместо 0) [7].

Всего осуществлено 11 мониторинговых наблюдений по профилю ЭТ с примерно равными временными интервалами между измерениями. Для анализа данных мониторинга в первую очередь выбраны интервалы, во время которых зарегистрированы наиболее сильные сейсмические события. По результатам анализа вариаций УЭС выявлена разная реакция геологической среды на землетрясения различной магнитуды.

Например, в первый интервал, когда измерения ЭТ были выполнены 26.05.23 г и 02.06.23 г., землетрясение с магнитудой 3,7 произошло 28.05.23 г. на расстоянии 7 км на запад от начала профиля. В этот временной интервал (26.05.23-02.06.23) реакция геологической среды на сейсмическое событие выражается в значительных изменениях УЭС всего полученного геоэлектрического разреза (рис. 2).

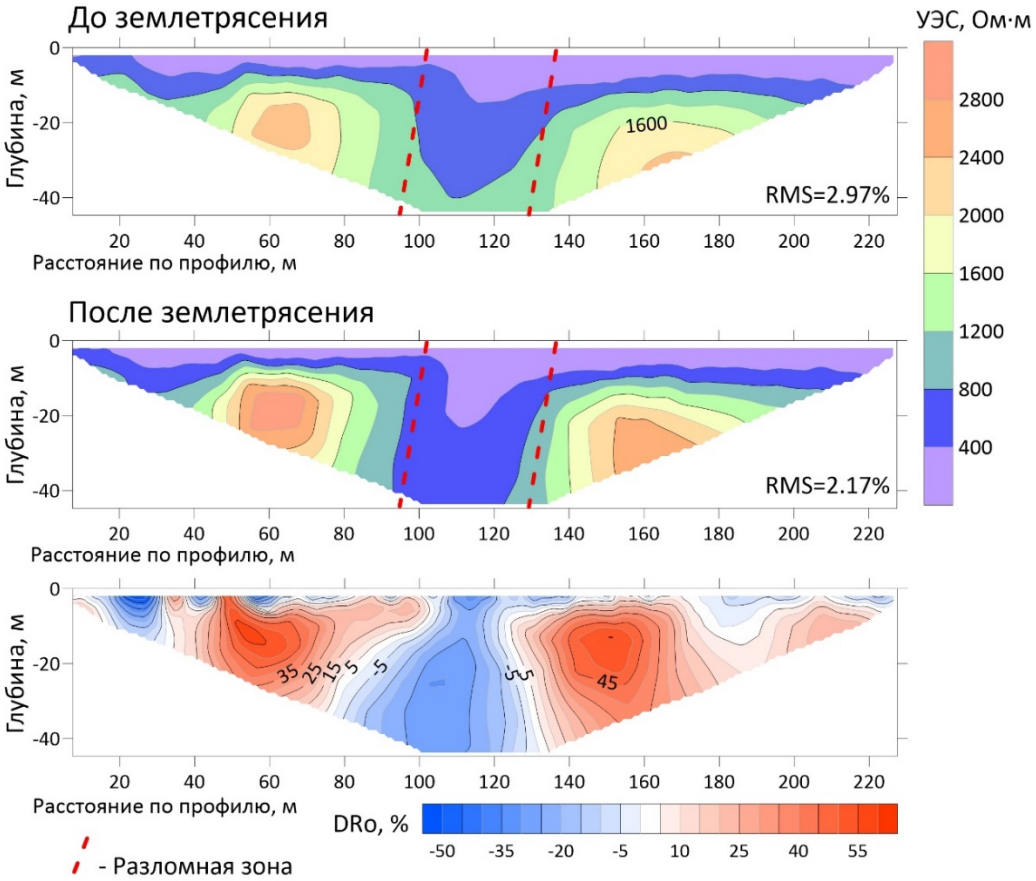


Рисунок 2 – Геоэлектрические разрезы по профилю мониторинга (26.05.23 г. и 02.06.23 г.) и относительные изменения УЭС по разрезу в процентах

Наблюдается уменьшение значений УЭС до 40% в низкоомной разломной зоне, и увеличение значений УЭС до 55% в ограничивающих её высокоомных областях, которые соответствуют коренным породам. Такие вариации УЭС можно объяснить существенным изменением гидрогеологического режима - перераспределением подземных вод под воздействием происходящих сейсмических событий, которые влияют на напряженное состояние среды.

Выводы. Рассмотрены первые результаты регулярных наблюдений методом электротомографии по профилю, пересекающему разломную зону, на участке исследования в Горловском прогибе, полученные при интерпретации полевых данных с помощью модернизированного программного комплекса DiInSo.

За весь период наблюдений произошло четыре крупных землетрясения магнитудами от 3.1 до 4.1, реакция на которые проявились в значимых изменениях УЭС геоэлектрического разреза, значительные вариации УЭС достигают 40-50 %.

Необходимо отметить, что после событий по-разному изменяются значения УЭС как в выявленной разломной зоне, так и во вмещающих эту зону отложениях. Кроме того, показано, что на величину вариаций влияет магнитуда землетрясения.

Предварительно можно отметить, что выявленные вариации геоэлектрических параметров отражают реакцию геологической среды не только на происходящие за период наблюдений землетрясения, но и на техногенные воздействия (взрывы), причем эта реакция позволяет отличить взрывы от землетрясений.

Планируется продолжение регулярных наблюдений методом электротомографии в Горловской впадине в полевом сезоне 2024 года, а также будет продолжена работа с программными средствами DiInSo для более полноценной количественной оценки вариаций УЭС и наглядного представления результатов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 23-27-10050, https://rscf.ru/project/23-27-10050/).

Литература

1. Геологическая карта: N-44-XVIII (Черепаново). Государственная геологическая карта Российской Федерации. 2-е изд. Кузбасская серия, масштаб: 1:200000 / Под ред. Ратанова Л.С. ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2014. 200 с.
2. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Павленко О.В., Фатеев А.В., Куприш О.В., Подкорытова В.Г. Колыванское землятрясение 09.01.2019 г. с ML = 4.3 и особенности наведенной сейсмичности в условиях Горловского угольного бассейна // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. Т. 4. № 46. С. 29-45.
3. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А. Техногенная сейсмическая активизация в районе Горловского угольного бассейна // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. 2021. Т. 8. № 1. С. 207-210.
4. Шапаренко И.О., Неведрова Н.Н. Применение метода электротомографии для исследования разломных структур (на примере Горного Алтая) // Геосочи-2022. Современное состояние и перспективы развития инженерной геофизики: Материалы междунар. науч.-практ. конф., г. Сочи, 27-29 апреля 2022 г. Сочи. 2022. С. 14-17.
5. Неведрова Н.Н., Шалагинов А.Е., Мариненко А.В., Шапаренко И.О. Развитие программно-алгоритмических средств для обработки и интерпретации данных мониторинга методом электротомографии // Вестник НГУ. Серия: Информационные технологии. 2023. Т. 21. № 3. С. 32-45.
6. Schutze C., Friedel S. and Jacobs F. Detection of three-dimensional transport processes in porous aquifers using geoelectrical quotient tomography // European Journal of Environment and Engineering Geophysics. 2022. No. 7. P. 3-19.
7. Labrecque D.J. and Yang X. Difference Inversion of ERT Data: a Fast Inversion Method for 3-D in Situ Monitoring // Journal of Environmental and Engineering Geophysics. 2001. No. 6. P. 83. https://doi.org/10.4133/JEEG6.2.83

Секция 5

Оценка сейсмической опасности,
региональные исследования сейсмического режима

НАУЧНАЯ ОСНОВА ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ОРОГЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ДЛЯ РАЗВИТИЯ НОВЫХ МЕТОДОВ ДЕТАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Абдуллаев А.У.
u.abdullaev@mail.ru
ТОО «Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований» МЧС РК,
г. Алматы, Казахстан

Поликомпонентный газо-жидкий состав подземных вод, именуемый флюидами, широко распространены по всему разрезу земной коры Тянь-Шаня вплоть глубин 40-50 км, до границы Мохо. Согласно развиваемой нами теории отражения эндогенных явлений во флюидном режиме земной коры благодаря процессам фильтрации и нагнетания, формируют очаги аномальных геодинамических напряжений в дислокационных зонах, где в дальнейшем, в местах сочленения глубинных разломов возникают очаги тектонических землетрясений.

Установлена важнейшая роль воды как разрушителя и причины формирования НДС. В горных массивах эти процессы происходят благодаря известному эффекту в геофизике и геохимии А.П. Рибендера, который способен во много раз снизить прочность горных пород и ее сопротивляемость к напряжению и динамическому разрыву [1]. Чтобы определить значение подземных вод на глубинах земной коры в быстротечных процессах необходимо изучить вертикальный разрез распределения гипоцентров сильных землетрясений Тянь-Шаня, так на примере разреза всей континентальной Азии (рис.1 А, Б), мы видели, что слабые землетрясения локализуются на глубинах 10-15 км, а очаги сильных и катастрофических землетрясений сосредоточены на глубинах 25-30 км до 40 км, т.е они находятся в гранитно-гнейсовом слое. Поэтому подавляющая доля сейсмической энергии Е (более 92%) генерируется именно на этих глубинах, где происходят сейсмические события с магнитудой выше $M \geq 6$ [1, 2].

Согласно эмпирическим данным в модельном разрезе земной коры сейсмоактивных орогенных областей, свободная вода (сверху вниз) распределяется следующим образом (в вес %) [1]: в осадочном чехле до 8-12 %, в гранитном слое от 4 до 8 %, а в базальтовом – до 2 %. Граница Мохо принимается как нижняя граница существования свободной воды. Таким образом, прежнее представление о том, что на больших глубинах при высоких значениях температуры и давления захлопываются все порово-трещинные пространства и, следовательно, отсутствуют свободные воды, не подтверждаются. Прямые данные глубокого бурения на Кольском полуострове показывают, что на тех глубинах, где формируются очаги сильных и катастрофических землетрясений (20-40 км). свободно дренируются гипертермальные минерализованные трещинно-жильные перегретые воды с высоким содержанием ювенильных сквозь мантийных газов [2, 3].

Роль воды в развитии сейсмической активности исследовалась в разнообразных ситуациях. В частности доказан эффект влияния небольшого, по отношению к поровому пространству, количества воды на динамику развития микро- и макро разрывов сплошности различной геологической среды.

Режим подземных вод формируется в определенных условиях под действием природных и антропогенных факторов. Среди них особое обуславливающее место занимает геологические факторы, которые могут резко изменить условия залегания подземных вод и повлиять на их режим. К ним, прежде всего, относятся эндогенные процессы- землетрясения, раздвижение отдельных тектонических блоков. В результате таких явлений происходят резкие изменения уровней и расходов воды в водоемах, скважинах и родниках. Все это накладывает совершенно другой режим во флюидном режиме в отдельных территориях сейсмоактивных областей.

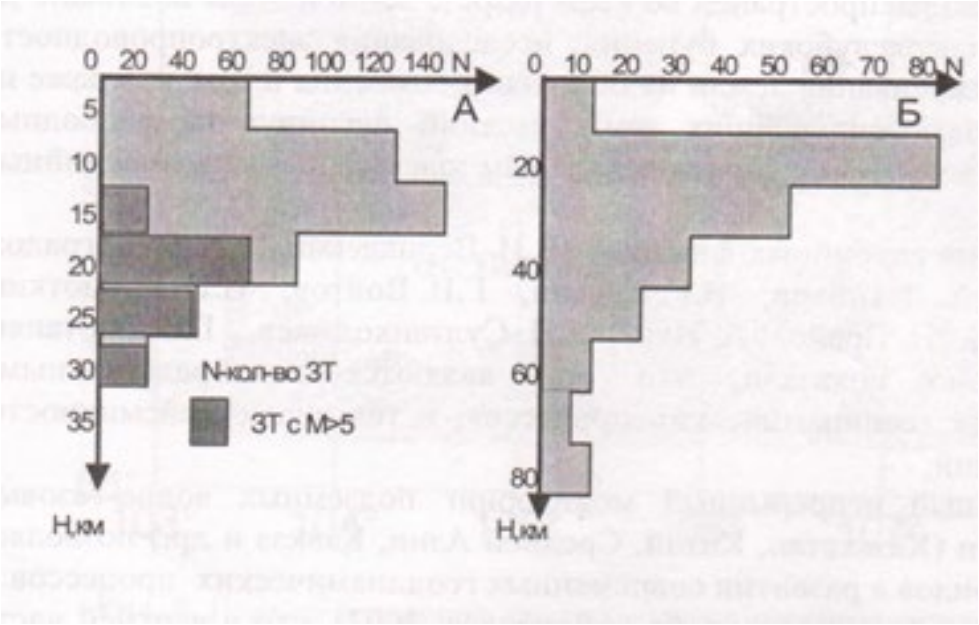


Рисунок 1 – Гистограмма распределения гипоцентров землетрясений Северного Тянь-Шаня (А); континентальной Азии с М≥6 (Б)

Немаловажное значение при формировании режима подземных вод имеют внешние гидрометео-климатические факторы (осадки, расходы рек, температура воздуха, а также подток глубинных вод.) Все это, в совокупности определяет аномальный режим подземных вод, в том или ином регионах, в непосредственной связи с его напряженно-сформированным состоянием, т.е формированием сейсмического режима конкретного района. Из изложенных закономерностей формируется научное обоснование для решения не только прямой, но и обратной задачи для установления мест возникновения сейсмической активности и реализации слабых, сильных и разрушительных землетрясений на исследуемой территории. Приведенные выше аргументы, безусловно, говорят о том, что развитии методических основ ДСР в рамках Еврокод-8 в дальнейшем необходимо привлечь в сводах требования ДСР обязательное участие гидрогеологических исследований как новое направление с обязательным составлением гидрогеологических карт и карт опасных геологических явлений как следствие произошедших и возникающих крупных землетрясений на картируемой территории [5, 6, 7, 8].

Оценка роли подземных вод при детальном сейсмическом районировании и микрорайонировании (СМР). Подземные воды и оценка сейсмичности терртории. Выполняя важную функцию в тектонических и сейсмических процессах , вода является фактором, ухудшающим сейсмические условия территории

Подземные воды оказывают влияние на скорость распространения продольных и поперечных упругих волн и сейсмчиескую жесткость горных пород и грунтов. В обводненных скальных породах понижается примерно вдвое скорость распространения продольных волн и в 5-8 раз - поперечных. Наблюдается последовательное увеличение скорости продольных упругих волн в обводненных породах в зависимости от зернистости отложений. Величина отношения скоростей распространения упругих продольных волн в обводненных и водоносных породах составляет: в галечниках 3-3,6; песчано-глинистых отложениях 4,4-18,3; песках 1,8-7,5; супесях 2,7-5,7; суглинках 2-5,3; глинах 1,6-2.

Такие изменения физических показателей обводненных горных пород определяет особенности распространения волн упругих колебаний, воздействующих на инженерные сооружения любых масштабов

В соответствии с нормами, правилами, инструкциями и рекомендациями, увеличением или уменьшением балльности при ДСР, ССР, СМР регламентируется такой существенный фактор, как глубина положения уровня грунтовых вод [9, 10].

Принято, что в зависимости от физико-технических свойств грунтов и положения уровня подземных вод они по сейсмчисеким особенностям разделяются на 3 категории.

К 1 категории относятся скальные невыветрелые и крупнообломочные породы с глубиной залегания уровня грунтовых вод более 15 м. В таких природных условиях сейсмичность участка в сравнении с картой сейсмического районирования снижается на 1 балл.

Грунты 2 категории отражают средние геологические условия и включают скальные выветрелые и крупнообломочные породы, обводненные на глубинах от 6 до 10 м, и песчаные или глинистые отложения, в которых уровень грунтовых вод не ближе 8 м от поверхности Земли. Сейсмичность таких участков соответствует определяемой по карте сейсмического районирования территорий СССР.

3 категория грунтов включает скальные и крупнообломочные породы, обводненные на глубине 3 м и менее, а также песчаные и глинистые отложения, грунтовые воды в которых залегают не глубже 4 м. Эти условия в сейсмическом отношении менее благоприятны, и балльность участков в сравнении с картой сейсмическогорайонирования увеличивается на единицу.

Стриотельство инженерных сооружений в сейсмических районах ведется с учетом карт сейсмического микрорайонирования, исходным материалом для составления которых служат наряду с сейсмологическими данными инженерно-геологические и гидрогеологические.

Расчет по приращению балльности за счет глубины нахождения уровня грунтовых вод может быть определен по формуле С.В. Медведева:

$$\Delta I_{угв} = e^{-0,04h2}$$

где $\Delta I_{угв}$ – приращение балльности за счет положения уровня грунтовых вод, e – основание натуральных логарифмов, h – глубина уровня грунтовых вод.

Сейсмообусловленные опасные геологические процессы и явления должны быть отдельно учтены при оценке сейсмической опасности в стадии ДСР, т.к. их интенсивность и масштабы проявления весьма значительны. К таким явлениям, прежде всего, относятся сейсмодислокации, сейсмообвалы, сейсмооползни, сейсморвы, сейсмосели и другие, которые зарождаются вследствие воздействия гигантских сейсмовибрационных эффектов при реализации не только сильных, но и слабых землетрясений. В развитии всех этих процессов и возникновения сейсмообусловленных опасных геологических явлений чрезвычайно важное место занимает гидрогеологические условия картируемой территории. Говоря о свойствах среды, влияющей на величину магнитуды ожидаемого землетрясения, следует отметить особую роль пластичных "смазок", (например термальных вод глубокой циркуляции) в разломных зонах, которые снижают начальную величину напряжений, необходимых для смещения блоков по разломам, и снижением силы возникающего максимального толчка ($M_{мах}$). Это хорошо подтверждается по данным ДСР в Восточной Киргизии. Возможные изменения на картах ДСР величины исходной балльности могут быть связаны с грунтовыми водами и гидрогеологическими условиями. Известно, что в областях развития рыхлых грунтов, содержащих водоносные горизонты, сейсмический эффект может быть ослаблен, либо наоборот, усиливаться в зависимости от гранулометрического состава грунтов и глубины залегания подземных вод. Такие изменения обуславливают отрицательное приращение к величинам исходной балльности, отмеченной на карте в тех районах, где отмечается глубокое залегание зеркала грунтовых вод в суглинистых отложениях (менее 10м от дневной поверхности). Такие районы характеризуются положительным приращением на +1 балл. В районах, сложенных преимущественно галечниками, при глубоком залегании уровня грунтовых вод (УГВ) (более 10м) вне сейсмогенерирующих зон следует исходную балльность снизить на 1 балл. В условиях же

скалистых пород, не нарушенных разрывами, также полагается снизить исходную балльность на единицу или на долю расчётным путём. В прослоях песчаников и суглинков сосредотачиваются горизонты напорных вод на глубинах 10м и более.

Исследование соотношения гидрогеологических структур и их взаимосвязи с возникновением сильных землетрясений показало наличие прямой связи между ними, т.е. способны генерировать сильные землетрясения, те из них, которые в своем составе обладают рядом специфических обуславливающих факторов, как например большая мощность палеозойских отложений, широкое развитие здесь высокотермальных трещинных вод глубокой циркуляции, высокий уровень теплового потока и наличие в разрезе литосферы внедряющихся мантийных плюмов. При этом важнейшим условием сейсмогенерации является наличие высокоамплитудных смещений за неоген-четвертичный период. Такие структуры впервые нами названы «гидрогеосейсмопотенциалом» (ГГСП) [7, 11].

Литература

1. Абдуллаев А.У. Роль флюидов в формировании геодинамической неустойчивости и развитие сейсмических процессов // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: ГЕО. 2003. С. 15-18.
2. Абдуллаев А.У. Флюидный режим земной коры, как отражение современных геодинамических процессов. Алматы: Эверо. 2002. 352 с.
3. Детальное сейсмическое районирование Восточной Киргизии / К.Д. Джанузаков, В.И. Кнауф, О.К. Чедия и др. Фрунзе: Илим. 1988. 251 с.
4. Рейснер Г.И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. М.: Недра. 1980. 175 с.
5. Сыдыков А. Сейсмический режим территории Казахстана. Алматы: Ғылым. 2004. 268 с.
6. Карта новейшей геодинамики литосферы Казахстана. Масштаб: 1:2500000 / Тимуш А.В. и др. 2007.
7. Карта сейсмогенерирующих зон Казахстана и прилегающих территорий. Масштаб: 1:2500000 / Тимуш А.В. и др. 2012.
8. Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана (пояснительная записка к «Геодинамическому атласу Казахстана») / Под ред. Б.С Ужженова, Е Нусипова. Алматы. 2007. 411 с.
9. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию / Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР. М.: Стройиздат. 1971. 66 с.
10. Строительные норма и правила, СНиП, П-А. 12-69, 4. 11. М. 1977. 55 с.
11. Детальное сейсмическое районирование территории Восточно-Казахстанской области / ТОО «Институт сейсмологии» МЧС РК. Алматы. 2023. С. 16-18.

СЕЙСМООБУСЛОВЛЕННЫЕ ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ КАК ФАКТОР ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Абдуллаев А.У.[1], Есенжигитова Е.Ж.[1], Борисов В.Н.[1], Смоляр В.А.[2]
u.abdullaev@mail.ru, liza_1103@mail.ru, borisov_wn_71052@mail.ru, v_smolyar@mail.ru
[1] ТОО «Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований» МЧС РК, г. Алматы, Казахстан
[2] ТОО «Институт гидрогеологии и геоэкологии им. У.М. Ахмедсафина», г. Алматы, Казахстан

Изучаемая территория относится к северной ветви горной системы Тянь-Шаня, Жетысу Алатау, Тарбагатая и к Алтае-Саянской горной области. Эта горная часть обрамляет с юга и востока территорию Казахстана, образуя орогенный пояс Казахстана, в пределах которого выделяются шесть инженерно-геологических регионов второго порядка: Северо-Тянь-Шанский, Джунгарский, Чингиз-Тарбагатайский, Иртыш-Зайсанский, Алтайский и Алаколь-Балхашский (рис. 1).

Ландшафтное разнообразие на горных территориях подчинено вертикальной поясности. Здесь выделяются полупустыни, горные степи, горные леса, альпийские луга. В горной части формируется подавляющая часть водных и гидроэнергетических ресурсов. Горы оказывают определенное влияние на атмосферные возмущения большей части и равнинных территорий. В горных районах атмосферные осадки во много раз превышают соответствующие суммы осадков на равнинах, достигая 500–700 мм. Эти территории, играя исключительно важную роль в пространственно-временном распределении водных ресурсов, являются областью аккумулирования осадков и образования ледников и вечных снегов — единственных источников возобновляемых ресурсов пресных вод. В то же время, горы представляют большую опасность в плане проявления стихийных природных бедствий: землетрясений, оползней, обвалов, снежных лавин, селей и т. д., которые могут значительно осложнить социально-экономические условия густонаселенных предгорных равнин.

Сложное сочетание и многообразие факторов определяют особенности инженерно-геологических условий региона, при этом особо важная роль принадлежит структурно-тектоническим, гидрогеологическим, сейсмическим факторам, ландшафтной зональности природных условий, что приводит к формированию широкого спектра экзогенных геологических процессов.

Основную роль в формировании современного рельефа играют тектонические нарушения различного направления. Наличие сложной разветвленной системы разломов во многом определяетпроявление сейсмичности в современную эпохут.к. всеземлетрясения генетически связаны, так или иначе, с движениями в приразломных зонах.

Наиболее сейсмичными оказываются зоны разломов, развивающихся на протяжении длительного времени. Такими являются зоны крупнейших разломов, ограничивающие ИлеАлатауских гор с юга и севера, зона Чилико-Кеминского, Главного и Северо-Джунгарского глубинных разломов. В этих зонах локализовались наиболее разрушительные в прошлом известные землетрясения: Верненское (1887), Чиликское (1989), Кеминское (1911) и др [3, 4, 5].

Активные разломы играют ключевую роль в контроле сейсмичности района исследований, подверженности его землетрясениям определенной силы.Сейсмичность является постоянным фактором развития опасных геологических явлений.Описываемая территория расположена в зоне влияния многочисленных сейсмогенерирующих зон, которые и характеризуют сейсмичность территории.

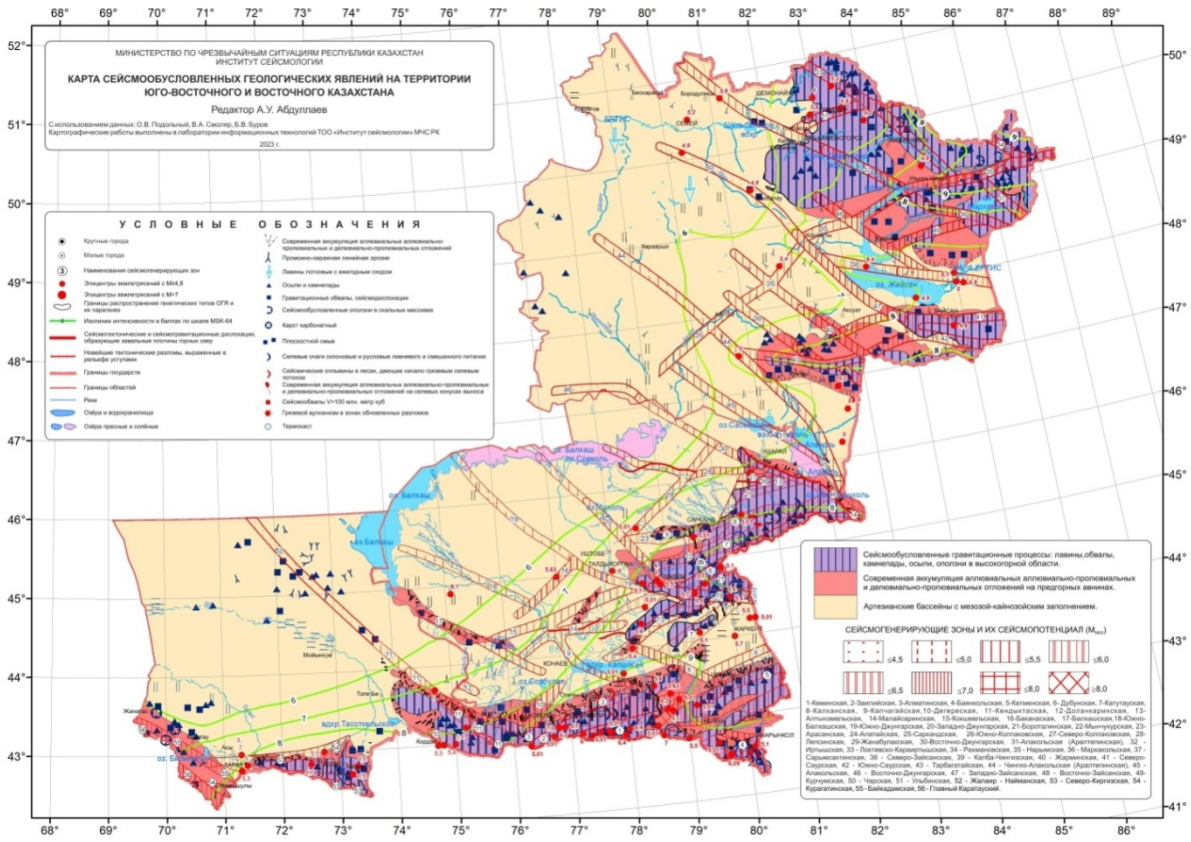


Рисунок 1 – Карта сейсмообусловленных опасных геологических явлений на территории Юго-Восточного и Восточного Казахстана

На территории Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского сейсмоопасного региона Южного Казахстана, сложились благоприятные условия для накапливания напряжений, находящих разрешение в виде землетрясений различной интенсивности и частоты во время проявления. Тектонические движения, усилившиеся в конце неогена и четвертичное время, сформировали горную страну, расчлененную на системы поднятий и депрессий.

Наиболее общей закономерностью сейсмичности является ее приуроченность к существующим горным системам, которые характеризуются некоторыми особенностями, с одной стороны, глубинного строения, а с другой – морфологического выражения новейших структур.

В пределах сильно расчлененных территорий землетрясения, как правило, инициируют образование сейсмообусловленных обвалов, оползней, камнепадов, снежных лавин, селей, что характерно и для горно-складчатых территорий Юго-Восточного и Восточного Казахстана. Процессы, вызываемые землетрясениями, называют сейсмогенными, или сейсмообусловленными [6, 7, 8].

Отмечая широкое развитие сейсмообусловленных ОГЯ в горных районах можно отметить, что их распространение и формирование подчинено парагенетическому принципу, т.е., развитие одного процесса ведёт за собой образование или активизацию другого. Обвалы, оползни, лавины перекрывают долины рек, образуя при этом завальные озёра. Возникают риски их прорыва и формирование селевых потоков [10].

В истории Тянь-Шаня, Жетысу Алатау, Тарбагатая и Алтае-Саянской горных областей за последние 150 лет не раз отмечались катастрофические землетрясения, которые приводили к активизации опасных геологических явлений, широкому развитию сейсмообусловленных проявлений обвалов, оползней, осыпей, оплывин, селевых потоков, снежных лавин и др.

Разрушительное Беловодское землетрясение произошло 2 августа 1885 г. в Киргизии. Эпицентр землетрясения находился в северных предгорьях Киргизского хребта. Сила сотрясений достигала 9 баллов.

Катастрофическое Верненское землетрясение с магнитудой 7,3 случилось 9 июня 1887 г. в Иле Алатау. Зарождавшийся город Верный (ныне Алматы) был разрушен до основания.

Чиликское землетрясение с интенсивностью в эпицентре 10 баллов (М 8,3) произошло 12 июля 1889 года. Эпицентр располагался в районе наиболее тесного сближения рек Шарын и Шелек.

Еще одно катастрофическое землетрясение - Кеминское, с интенсивностью в эпицентре 10-11 баллов (М 8,2) произошло 4 января 1911 года. Это землетрясение пока является сильнейшим в Центральной Азии [11].

В 1949 г. в Тянь-Шане (Таджикистан) в результате Хаитского землетрясения с интенсивностью 9-10 баллов произошел мощный оползень, перешедший в сель, под которым было погребено 33 населенных.

В Таджикистане 23 января 1989 г. во время 5-6 балльного Гиссарского землетрясения на плато Уртабоз произошло разжижение и оползание около 20 млн. $м^3$ лессовых пород.

На Памире, на пике Ленина 13 июля 1990 г. в результате землетрясения и схода лавины был снесен лагерь альпинистов, располагавшийся на высоте 5300 м.

Мощнейшее землетрясение с магнитудой 7,5, произошло27 сентября 2003 г**.** на Алтае. Землетрясение было настолько сильным, что его отголоски ощутились в Томске, до которого по прямой около восьмисот километров.

Существенным фактором оценки сейсмической опасности горных территорий могут быть, повсеместно встречающиеся в Джунгарии и Тянь-Шане палеосейсмодислокаций, которые выступают показателем сейсмотектонической активности региона в голоценовую эпоху и свидетельством того, что такие же сейсмические события возможны здесь и в настоящее время.

Палеосейсмодислокации несут информацию о землетрясениях за несколько тысяч лет. Поэтому они являются более надежными источниками сведений о землетрясениях редкой повторяемости, и их необходимо принимать во внимание при оценке максимальной интенсивности землетрясений.

В Иле Алатау есть много древних сейсмообвалов. Самым крупным является сейсмогенный обвал на реке Улкен Алматы, в центральной части Иле Алатау. Его объем составляет 380 млн. $м^3$, что позволяет отнести его к числу крупнейших сейсмодислокаций.

Второй крупнейший обвал в Иле Алатау объемом 150 млн. $м^3$ находится в восточной части хребта, в бассейне реки Тургень. Обвальный цирк имеет длину 3,3 км и ширину 1.3. на 1,3 км.

В бассейне р. Есик есть два крупных обвала, образовавших мощные естественные подпруды одноименного озера в среднегорной зоне на высоте 1760 м н.у.м. и озера Акколь в высокогорной зоне на высоте 3080 м н.у.м.

В центральной части Жетысу Алатау на северных склонах хребта, в долине р. Аганакты (бассейн р. Лепсы), врезультате двух обвалов образовались два завальных озера Нижний и верхний Жасылкол.

Крупные завальные озера в случае прорыва могут служить причиной возникновения катастрофических селей. Во-первых, прорыв их может быть осуществлен интенсивным наполнением озера селевой массой. Во-вторых, при землетрясениях высокой интенсивности возможны деформации самих плотин либо сброс в озерную чашу больших объемов пород со склонов.

По работам, выполненных институтом географии МОН РК, в горных районах Юго-Восточного Казахстана выявлено более 60 крупных сейсмогенных оползней и обвалов. Выявление сейсмодислокаций и палеосейсмодислокаций произведены путем наземных исследований, аэровизуальных наблюдений, дешифрирования аэрофотоснимков и

космических снимков. На космических снимках хорошо опознаются тела крупных обвалов и ниши отрывов (рис. 2). Тела обвалов дешифрируются по характерному рисунку их поверхности, отличающемуся от соседних поверхностей другого происхождения (аллювиальных, пролювиальных, осыпных и др.). Ниши отрывов дешифрируются по более светлому фону скальных поверхностей и по общему рисунку рельефа.

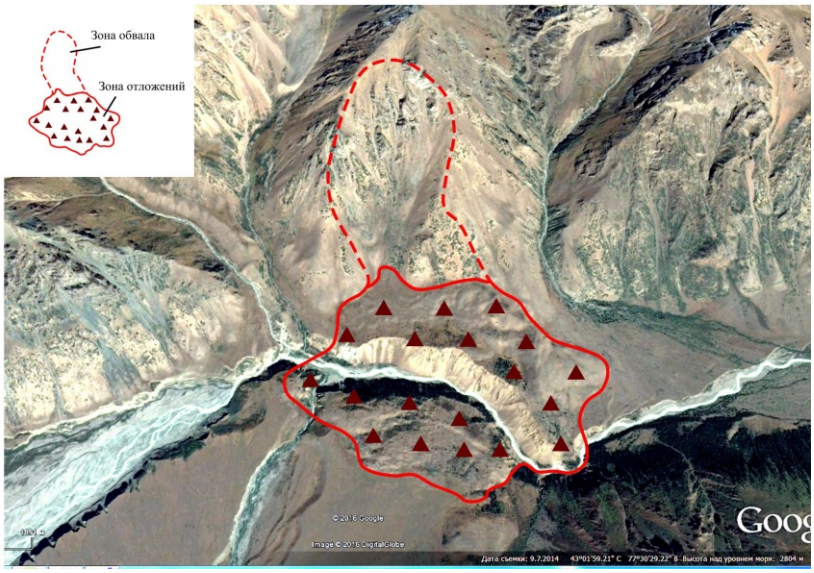


Рисунок 2 – Космический снимок с отдешифрированными контурами сейсмогенного обвала в долине реки Шелек. Объем обвала 36 – млн. м^3

Дешифровочными признаками гравитационных сейсмодислокаций являются наличие на дне долины завалов с характерной холмистой поверхностью. У крупных обвалов четко видны передовой и боковые валы. Дополнительными признаками служили наличие завального озера и ниши отрыва.

В Иле Алатау сейсмогенные обвалы формируются преимущественно в среднегорной зоне (от 2000 до 3200 м н.у.м.), где распространены скальные породы, преимущественно граниты. Эта зона отличается крутосклонным глубокорасчлененным рельефом. Крутизна склонов здесь – более 30 градусов, глубина расчленения рельефа – более 500 м. Сейсмогенные оползни приурочены к низкогорной зоне (от 1000 до 2000 м н.у.м.), где распространены лессовидные суглинки. Склоны здесь положе, а глубина расчленения рельефа меньше, чем в среднегорной и высокогорной зонах.

В Иле Алатау имеется 19 крупных сейсмогенных оползней и обвалов. Многие из них образовались при Верненском землетрясении. Акжарский обвал в долине Аксай имеет объем около 60 млн. м^3. В верховьях реки Бельбулак имеется обвал Кызылжар объемом около 100 тыс. м^3.

В среднегорной зоне центральной части северного склона Иле Алатау плотность сейсмодислокаций составляет 1/100 км^2. В низкогорной зоне очень высока плотность сейсмогенных оползней, формирующихся из лессовидных суглинков. Здесь один сейсмогенный оползень приходится на 5 км^2.

В Кунгей Алатау в долине реки Шелек на протяжении 100 км было выявлено 14 сейсмогенных обвалов. Выделяются два участка с повышенной плотностью расположения обвалов. Первый участок расположен в нижней части долины, от бассейна реки ЧонУрюкты до бассейна реки Кайынды. Здесь на протяжении 48 км отмечено 10 обвалов. Обвалы Кайынды и ЧонУрюкты случились при Кеминском землетрясении 1911 года. У четырех обвалов имеются завальные озера. Это обвалы развиты в долинах правых притоков Шелека: ЧонУрюкты, Колсай (2 озера) и Кайынды (рис. 3).

Самыми крупными являются обвалы ЧонУрюкты, объемом 22 млн. м^3, Колсай Нижний (50 млн. м^3), Колсай Верхний (20 млн. м^3) и Кайынды (15 млн. м^3). У всех этих обвалов имеются озера, которые неоднократно прорывались.

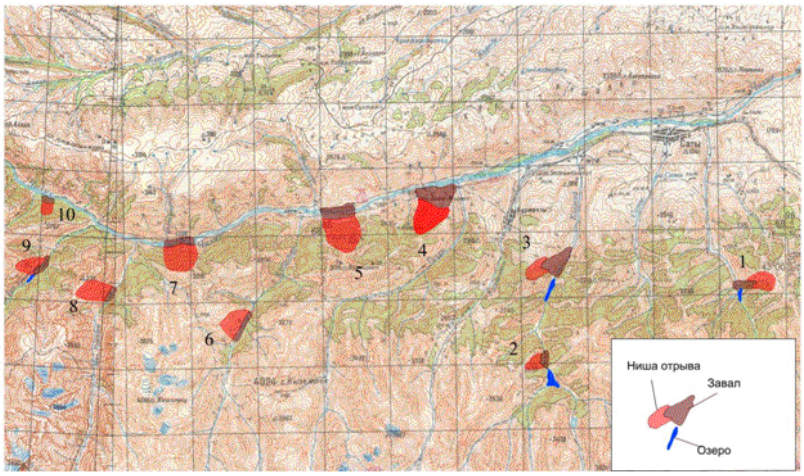


Рисунок 3 – Карта распространения сейсмогенных обвалов в долине реки Шелек м 1:200 000

Второй участок расположен в верхней части долины Шелека, в 30 км западнее первого участка. Здесь на протяжении 15 км находятся 4 обвала. Выше самого крупного из них, расположенного на высоте 2800 м н.у.м., вероятно, было подпрудное озеро. В теле обвала имеется глубокий эрозионный врез, образованный при прорыве этого озера.

В хребте Жетысу Алатау два самых крупных сейсмогенных обвала находятся в центральной части северного склона хребта, в долине реки Аганакты бассейна реки Лепсы. Один обвал расположен на высоте 1700 м н.у.м. Его объем – 120 млн. м^3. Выше завала образовалось озеро Нижний Жасылкол объемом 35 млн. м^3. Второй обвал находится на высоте 2500 м н.у.м. Объем этого обвала – 140 млн. м^3. Завалом подпружено озеро Верхний Жасылкол объемом 44 млн. м^3 [6. 7, 12].

Однако больше всего сейсмогенных обвалов отмечено в западной части Жетысу Алатау, в бассейнах рек Тентек, Жаманты и Тастау. Там обнаружено 20 сейсмогенных обвалов. Из них 8 обвалов имеют объем более 10 млн. м^3.

В центральной части Жетысу Алатау, в бассейнах рек Большой Баскан, Баскан, Саркан и Аксу имеется шесть крупных сейсмодислокаций. Объем двух из них превышает 100 млн. м^3.

Меньше всего сейсмодислокаций отмечено в западной и южной частях Жетысу Алатау, в бассейнах рек Каратал, Осек и Коргас. Здесь имеется четыре крупных сейсмодислокации объемом от 25 до 68 млн. м^3.

В казахстанской части хребта Терискей Алатау, на площади 400 км^2 обнаружено четыре сейсмодислокации. Из них три имеют объем более 10 млн. м^3. У двух обвалов есть подпруженные озера (рис. 4).

В хребтах Казахстанского Алтая не идентифицировано ни одной крупной сейсмодислокации. Однако на сопредельных территориях России и Китая на расстоянии всего 15 км от государственной границы есть несколько крупных сейсмодислокаций с завальными озерами.

В Таласском хребте единичные сейсмодислокации объемом 5-10 млн. м^3 имеются в верховьях бассейна реки Жабаглысу. В целом, в горах Южного Казахстана сейсмодислокации очень редки.

В остальных горных районах Казахстана (Калбинский хребет, хребты Сауыр и Тарбагатай, Узынкара, Киргизский, Каратау) крупных сейсмодислокаций не обнаружено [6. 7, 12].

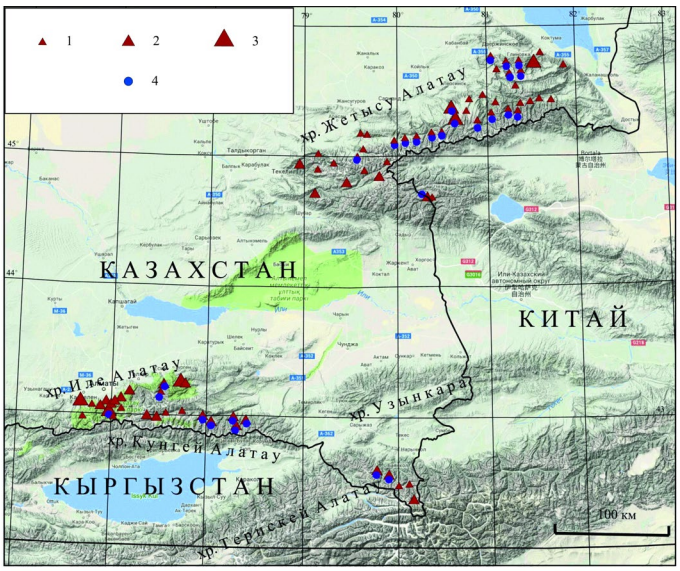


Рисунок 4 – Распространение крупных сейсмогенных обвалов, обвалов и завальных озер в горных районах Юго-Восточного Казахстана. Объем перемещенных горных пород, млн. $м^3$: 1 – 1-10, 2 – 10-100, 3 – более 100; 4 – завальные озера.
(Составили А.У. Абдуллаев, В.Н. Борисов)

Необходимо отметить, что территориальные различия в плотности сейсмодислокаций хорошо согласуются с картой сейсмического районирования. Районы с высокой плотностью сейсмодислокаций приурочены к территориям, где возможны землетрясения интенсивностью 9 баллов.

Сейсмообусловленные оползневые процессы имеют весьма широкое распространение на территории всего Юго-Восточного Казахстана, и особенно в Алматинской области. На горных склонах Иле и Жетысу Алатау, в долинах всех крупных и мелких рек отмечается развитие оползневых процессов [8, 11].

К числу региональных геологических факторов возникновения, распространения и развития оползней, относится тектоническое строение территории, геоморфологические и климатические особенности, но главным агентом, вызывающим оползневые процессы, является вода. При сильном увлажнении склоновых отложений дождевыми и талыми водами оползневые смещения могут начаться при сравнительно слабых землетрясениях, на уровне 4-5 балов. Поэтому активность оползневых процессов возрастает в годы с большим количеством осадков.

Важным управляющим фактором возникновения оползневых, селевых, обвальных и других опасных геологических явлений являются сильные землетрясения, с которыми связано их разрушительное проявление. Высокая сейсмическая активность, энергия рельефа, резко выраженная вертикальная климатическая зональность предопределяют высокую активность оползневого процесса во многих районах горно-складчатых областей [12].

Региональная оценка оползневой опасности сопряжена с трудностями, обусловленными большой вариацией физических свойств грунтов, залегающих под различными углами и имеющими различные формы поверхности потенциальных плоскостей скольжения.

Данные о сильных землетрясениях в Иле Алатау и сейсмообусловленных экзогенных процессах за последние 200 лет свидетельствуют о том, что в условиях природного увлажнения оползни объёмом несколько миллионов кубометров образуются при интенсивности землетрясений 9 – 10 и более баллов [11, 12].

В период Верненского землетрясения развитие оползневых процессов получило широкое распространение. Наиболее значительные и непрерывные разрушения начинаются с долины Бельбулака и Котурбулака, и тянутся почти непрерывной полосой к западу до

долины Аксая и даже Каскелена. Длина полосы наибольших разрушений составила более 35 км. Нижняя граница проходит по подножию хребта на высоте 900 - 1200 м. Верхняя – 2400-2700 м. В среднем в поперечном направлении – 20 км. Наиболее крупные и почти сплошные разрушения прослеживаются до высоты 1500-1800 м. По материалам Мушкетова И.В. во всей системе Котурбулака сброшено и передвинуто было около 74 млн. $м^3$ наносов.

Сейсмогенный лавинный риск горных районов юго-востока и востока Казахстана.

Вопрос о влиянии землетрясений на сход лавин почти не исследован. В научной литературе почти нет работ, посвященных этой теме. Для установления влияния землетрясений на лавинообразование были проанализированы данные о сходах лавин и землетрясениях в Иле Алатау за период с 1966 по 2015 гг. Основным источником сведений о лавинах являются наблюдения РГП «Казгидромет», ГУ «Казселезащита» и Института географии МОН РК. За весь период наблюдений с 1966 по 2015 гг. на снеголавинных станциях в бассейнах рек Улкен и Киши Алматы отмечено пять случаев сейсмогенных лавин.

Возникновение лавин возможно во всех горных районах, где устанавливается снежный покров высотой более 30-50 см, где склоны более 20° с относительной высотой более 20-30 м. При уклонах более 50° снег ссыпается к подножью склона и лавины не возникают. Оптимальные условия для возникновения лавин складываются на заснеженных склонах крутизной от 30 до 40°.

Однако процентное соотношение сейсмогенных лавин настолько мало, что нельзя говорить об их влиянии на лавинный режим в горных районах.

Литература

1. Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана (пояснительная записка к «Геодинамическому атласу Казахстана») / Под ред. Б.С. Ужкенова, Е. Нусипова. Алматы. 2007. 411 с.
2. Абдуллаев А.У. Роль флюидов в формировании геодинамической неустойчивости и развитие сейсмических процессов // Напряжённо-деформированное состояние сейсмичности литосферы. Новосибирск: ГЕО. 2003. С.15-18.
3. Гидрогеология СССР. Т. XXXVII, Восточный Казахстан / Ред.: Антыпко Б.Е., Кузнецов А.П., Левин С.В. М.: Недра. 1971. 307 с.
4. Колотилин Н.Ф., Бочкарев В.П. и др. Инженерно-геологические условия предгорной зоны Заилийского Алатау. Алма-Ата: Изд-во АН Каз ССР. 1967. 165 с.
5. Бочкарев В.П., Подольный О.В. и др. Опасные геодинамические процессы на территории Казахстана. Пояснительная записка к комплекту карт Казахстана, масштаб 1:2000000. Кокшетау. 2004. 182 с.
6. Опасность сейсмообусловленных экзогенных процессов в горных районах Казахстана / А.Р. Медеу и др. Алматы. 2017. 55 с.
7. Селевые явления Юго-Восточного Казахстана / Медеу А.Р. и др. Алматы: Институт географии. 2018. 288 с.
8. Мустафаев С.Т., Смоляр В.А., Буров Б.В. Опасные геологические процессы на территории Юго-Восточного Казахстана. Алматы: Гылым. 2008. 278 с.
9. Абдуллаев А.У. Флюидный режим земной коры как отражение современных геодинамических процессов (на примере Тянь-Шаня). Алматы: Эверо. 2002. 352 с.
10. Инженерная геология СССР. В 8 т. Т. 6. Казахстан / Под ред. В.И. Дмитровского. М. 1977. 296 с.
11. Курскеев А.К., Белослюдцев О.М., Жданович А.Р. и др. Сейсмическая опасность орогенов Казахстана. Алматы: ЭВЕРО. 2006. 294 с.
12. Сейсмообусловленные опасные геологические явления и их распространение в юго-восточном и восточном Казахстане как отражение современных геодинамических процессов // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска в Центральной Азии. Алматы. 2023. С. 521-524.

РИСКИ ПРОЖИВАНИЯ В СЕЙСМООПАСНЫХ РАЙОНАХ АЛТАЯ

Барышников Г.Я.[1], Барышников С.Г.[2]
bgj@geo.asu.ru, sbaryshnikov18@gmail.com
[1] Алтайский государственный университет, г. Барнаул, Россия
[2] Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия

Первые литературные сведения о землетрясениях на Алтая и связанные с ними риски относятся к 1761 г. Сейсмические толчки были зафиксированы в г. Семипалатинске, ныне г. Семей, и в г. Усть-Каменогорске (Казахстан) с интенсивностью в 6-7 баллов [9]. Имеются исторические упоминания о сейсмических событиях с интенсивностью в 4-6 баллов в Прииртышье и Колыванском районе, а землетрясения 1829, 1882, 1914 и 1931 гг. в Каменском Приобъе [12]. Землетрясения 1785 и 1893 гг. упомянуты в хрониках Барнаула, как сильные. Но наиболее полная информация об ощутимых на Алтая землетрясениях в доинструментальный период приведена в обобщающей сводке В. П. Нехорошева [10].

Инструментальные измерения сейсмичности начались лишь с начала XX в. [6]. С этого времени в пределах Алтае-Саянской горной области регистрируются все землетрясения, начиная с 10-го энергетического класса (магнитуда M > 3,5). Действующая сеть сейсмических наблюдений не позволила также с высокой степенью точности определить глубину очагов землетрясений, но, опираясь на отдельные определения, можно было утверждать, что большинство из них в Алтае-Саянской горной области происходят на глубинах в 10-25 км. Причем максимум плотности распределения приходится на глубину в 10-15 км [2, 4, 15].

Последнее самое сильное сейсмическое событие произошло 27 сентября 2003 г. в 11 часов 33 минуты по Гринвичскому времени на территории Республики Алтай. Его величина, по инструментальным оценкам, достигала магнитуды 7,3-7,5 по шкале Рихтера.

Предварительные наблюдения в эпицентральной зоне землетрясения свидетельствовали о значительных ландшафтных преобразованиях в южной части республики и изменениях в рельефе, в виде образования Бельтирского сейсмооползня, разломов земной коры с образованием трещин на земной поверхности, вскрытием бугров пучения и др. Детальное изучение таких преобразований нашло отражение в публикациях Г. Я. Барышникова и др. [1], С. В. Гольдина и др. [3], А. И. Захаровой и Е. А. Рогожина [5], О. В. Луниной и др. [7], А. И. Лютикова и др. [8], А. А. Никонова [11], Е. А. Рогожина и др. [14] и др.

Необходимо было также изучить наиболее активные в сейсмическом отношении районы предгорий и низкогорий горного сооружения Алтае-Саянской области, отроги которого находятся в границах Алтайского края и обратить внимание на аномальную Каменскую зону, в пределах которой исторически были зафиксированы землетрясения в 7 баллов по шкале Рихтера.

Комплексные сейсмогеологические исследования территории Алтайского края совпали по времени с крупнейшей сейсмической катастрофой, произошедшей 27 сентября 2003 г. на территории Кош-Агачского района Республики Алтай. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками. Некоторые из них были наиболее сильными, а два почти достигали по величине магнитуды главного толчка, произошедших через три дня после основного события.

От главного толчка, произошедшего в нескольких километрах западнее с. Бельтир, на правом берегу Талдуры, левого притока Чаган-Узуна, произошел сейсмогенный обвал-оползень, затронувший отложения моренного комплекса. Образовавшийся оползень напоминал структуру «битой тарелки» с вертикальным перемещением между смежными блоками до 45-55 м [1].

Попытки обнаружить на территории равнинной части Алтайского края признаков сейсмотектонической активности, происходящих как в настоящее время, так и в недалеком геологическом прошлом, оказались безуспешными. Исключение составляет лишь

выделенный ранее академиком В. А. Обручевым в качестве главного неотектонического элемента всей горной части Русского Алтая – «Главный фас Алтая» [13]. Здесь, в черте города-курорта Белокуриха фиксируется разлом надвигового типа, по которому происходило смещение дезинтегрированных гранитов на аллювиальные галечники надпойменной террасы р. Белокурихи.

В качестве другого примера может служить аномальная Каменская зона, расположенная на северо-западе Алтайского края. Она приурочена к Каменскому поднятию Колывань-Томского складчатого геологического образования. Ее размерность составляет 85х50 км. Эта зона включает 17 эпицентров землетрясений и афтершоков с магнитудой, превышающей 3,5 единицы [6].

На территории Алтайского края, в частности в г. Барнауле, в связи с землетрясением 2003 г., получили деформацию 19 кирпичных и панельных зданий и сооружений. Как правило, эти строения были построены в 50-х годах прошлого столетия. Их строительство осуществлялось в сложной инженерно-геологической обстановке, на просадочных грунтах, в условиях затопления и подтопления.

В г. Бийске пострадали многие здания и сооружения, эксплуатация которых была приостановлена из-за серьезных конструктивных нарушений. В г. Заринске значительным деформациям подверглись 14 жилых домов, а в г. Змеиногорске – 16 объектов жилого и гражданского назначения. В результате землетрясения в г. Рубцовске получили деформацию 40 объектов. Здесь отмечалась осадка фундаментов зданий, трещины в стенах домов, разрывы закопанных в землю трубопроводов. Как правило, длительная эксплуатация ветхих зданий и сооружений привела к их разрушению, но большинство зданий города не претерпели каких-либо нарушений. Аналогичная картина отмечалась и в других населенных пунктах Алтайского края, но масштаб деформаций таких сооружений был значительно ниже.

На территории Республики Алтай, из-за малой плотности населения и отсутствием крупных объектов гражданского строительства, особых разрушений, даже при сильнейшем землетрясении, достигавшим магнитуды 7,3-7,5 по шкале Рихтера, не произошло. Это дает нам определенные основания для внесения корректив в существующую карту сейсмического районирования территории, с возможным уменьшением степени сейсмической опасности (рисунок).



Рисунок – Карта уточненного исходного сейсмического балла для Алтайского региона [6]

Для городов Алтайского края, нами был составлен прогноз сейсмической опасности, который может служить основанием для дальнейшего освоения жизненных пространств края (таблица).

Таблица – Прогноз сейсмической опасности в дробных баллах шкалы MSK-64 и разным периодам повторяемости для городских агломераций Алтайского края

№№ пп	Название городов	Периоды повторяемости, лет			
		100	250	500 ОСР-97 А	1000 ОСР-97 В
1	Алейск	5,6	6,4	7,0	7,5
2	Барнаул	5,4	6,1	6,6	7,1
3	Бийск	6,0	6,8	7,2	7,7
4	Белокуриха	6,3	7,4	8,1	8,6
5	Горняк	5,2	5,9	6,5	6,9
6	Заринск	5,2	6,1	6,6	7,0
7	Змеиногорск	5,5	6,3	6,9	7,2
8	Камень-на-Оби	4,7	5,7	6,3	6,9
9	Новоалтайск	5,4	6,2	6,6	7,1
10	Рубцовск	5,1	5,9	6,4	6,8
11	Яровое	4,0	4,9	5,6	6,2

Приведенные в таблице значения ожидаемых сейсмических воздействий, выраженные в дробных баллах, могут быть использованы при выполнении работ по сейсмическому районированию, учитывающему местные грунтовые условия.

Нетрудно убедиться, что используя при подсчетах иной период повторяемости, мы получаем более приемлемые результаты, нежели при использовании стандартной карты Общего сейсмического районирования Евразии [16], для которой минимальный период повторяемости сейсмических событий использовался в 500 лет. На примере г. Барнаула Алтайского края показано, что применение временного показателя в 100 лет позволяет принять сейсмическую опасность для города в 5,4 балла, а при повторяемости в 250 лет этот показатель будет соответствовать 6,1 балла, при повторяемости в 500 лет - 6,6 балла, а при повторяемости в 1000 лет – 7,1 балла по шкале MSK-64 [6]. Первые два показателя могут использоваться при проведении проектно-изыскательских работ для строительства капитальных зданий и сооружений в настоящее время.

Полученные в результате исследований данные по землетрясению, произошедшему 27 сентября 2003 г. в Республики Алтай, в значительной степени дополнили наши знания о процессах связанных с образованием этого сейсмического события и его влияния на смежные территории, в частности, на Алтайский край.

Анализ исторических упоминаний о сейсмических событиях прошлого, свидетельствует о том, что Алтайский регион всегда был сейсмоопасным районом, а последнее землетрясение явилось, пожалуй, самым сильным за всю историю наблюдений.

Установлено, что сотрясение земли сопровождалось образованием многочисленных сейсмодислокаций на ее поверхности. Подземный толчок и последующие афтершоки привели к нарушению существующих форм рельефа, которые распространены в основном в горной части плейстосейстовой области.

Детальное обследование эпицентра землетрясения в Республики Алтай и маршрутные наблюдения в предгорной зоне Горного Алтая и Салаирского кряжа, а также на равнинной территории Алтайского края, позволили нам, в отличии от существующей карты Общего сейсмического районирования Евразии, составленной В. И. Уломовым и Л. С. Шумилиной [16], разработать прогноз сейсмической опасности в дробных значениях показателя интенсивности для населенных пунктов Алтайского края. Это позволяет получить меньший

исходный сейсмический балл, не нарушая исходного нормативного документа, что, несомненно, может быть применено в реальных условиях и использовано проектно-изыскательскими организациями Алтайского края в качестве временной меры. Дальнейшие исследования В. И. Уломова [17] подтвердили наши расчеты при составлении карты Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-2012-А.

Таким образом, при проведении комплексных сейсмогеологических исследований был получен представительный материал по микросейсмическим проявлениям произошедшего в сентябре 2003 г. землетрясения в Горном Алтае и оценена степень причинённых нарушений в пределах населённых пунктов Алтайского края. Некоторая паника и растерянность среди населения были связаны с недостаточной информированностью и неподготовленностью жителей к подобным явлениям. Собранная информация по сотрясаемости населенных пунктов, расположенных в равнинной и предгорной частях Алтайского края, указывает на то, что большинство из них не имеют никаких оснований для беспокойства. Сейсмические колебания будущих землетрясений, даже если предположить, что они будут столь же мощными, как и Горно-Алтайское, то они не превысят 6-7 баллов интенсивности по шкале MSK-64 для большей части равнинной территории Алтайского края.

Сильные землетрясения в ближайшие годы маловероятны, поскольку такое событие уже реализовалось в 2003 г. и, согласно среднестатистическому закону повторяемости, не должно возникнуть в этих районах ранее, чем через некий значительный временной промежуток. По крайней мере, не менее чем через 100-150 лет.

Установлено, что выделенная аномальная Каменская зона с максимальной интенсивностью землетрясений в 7 баллов по шкале MSK-64, обязана существованию широтных разломов входящих в Томь-Колыванскую складчатую систему и не связана с причинами вызывающими высокую сейсмичность самого Алтая.

Литература

1. Барышников Г.Я., Лузгин Б.Н., Имаев В.С., Осьмушкин В.С. Геоморфологические последствия землетрясения 27 сентября 2003 г. в Горном Алтае // Геоморфология. 2004. № 3. С. 13-22.
2. Гайский В.Н., Жалковский Н.Д. Распределение очагов землетрясений разной величины во времени и в пространстве // Известия АН СССР. Физика Земли. 1972. № 2. С. 13-22.
3. Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др. Чуйское землетрясение 2003 года и его афтершоки // Доклады РАН. 2004. Вып. 395(4). С. 534-536.
4. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Вып. 36(10). С. 20-30.
5. Захарова А.И., Рогожин Е.А. Сейсмический режим Горного Алтая и сильное землетрясение 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: материалы предварительного изучения. М.: ОИФЗ РАН. 2004. С. 50-55.
6. Имаев В.С., Барышников Г.Я., Лузгин Б.Н., Осьмушкин В.С., Имаева Л.П., Барышникова О.Н. Архитектура сейсмоопасных зон Алтая. Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та. 2007. 234 с.
7. Лунина О.В., Гладков В.А., Новиков И.С., Агатова А.Р., Высоцкий Е.М., Еманов А.А. Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. Ms = 7,5 (Горный Алтай) // Геотектоника. 2006. № 3. С. 52-69.
8. Лутиков А.И., Донцова Г.Ю., Юнга С.Л. Сейсмологический анализ землетрясения на Горном Алтае 27.09.2003 г. / Исследования в области геофизики ОИФЗ РАН, 2004. С. 99-108.
9. Мушкетов И.В. Физическая геология В 2 т. СПб. 1891. 1069 с.
10. Нехорошев В.П. Землетрясения на Алтае и их связь с геологическим строением // Вестник Геологического комитета. 1927. № 2(7). С. 11-17.

11. Никонов А.А. О сильнейших землетрясениях и сейсмическом потенциале Горного Алтая // Физика Земли. 2005. № 1. С. 36-50.
12. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. 1977. 535 с.
13. Обручев В.А. Новые данные о тектонике Русского Алтая // Геол. вестник. 1915. Т. 1. № 4. С. 203-210.
14. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения // Геотектоника. 2007. № 2. С. 3-22.
15. Цибульчик Н.Д. О глубинах очагов землетрясений Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1966. № 5. С. 170-172.
16. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8000000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ. 1999. 57 с.
17. Уломов В.И. Общее сейсмическое районирование территории российской федерации – ОСР-2012 // Вопросы инженерной сейсмологии. 2013. Вып. 40(4). С. 5-20.

СИЛЬНОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 22 ЯНВАРЯ 2024 Г. С MW=7.0 НА ГРАНИЦЕ КЫРГЫЗСТАНА И КИТАЯ

Берёзина А.В.[1], Соколова И.Н.[2], Габсатарова И.П.[2], Першина Е.В.[1], Копничев Ю.Ф.[3], Аристова И.Л.[4]

annaberezina8@gmail.com

[1] Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

[2] ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Обнинск, Россия

[3] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

[4] Институт геофизических исследований НЯЦ РК, г. Курчатов, Казахстан

В докладе представлены результаты анализа инструментальных и макросейсмических данных сильного землетрясения, произошедшего 22 января 2024 г. (Mw=7.0) на юге Тянь-Шаня в Гиссаро-Кокшаальский разломной зоне [1, 2]. В рассматриваемом районе долгие годы наблюдалось сейсмическое затишье. Наиболее значительное по энергии Суусамырское землетрясение 19.08.1992 с Mw=7.3 произошло на удалении более чем 200 км от эпицентра Учтурфанского землетрясения.

Землетрясению предшествовала десятилетний период активизации сейсмичности обширного района Центральной и Южной Азии, который начался с 2х сильнейших землетрясений (Mw=7.7) в районе Макрана в 2013 г., после которых в регионе зафиксирован рост субгоризонтальных напряжений, который привёл к ускорению подготовки серии сильных землетрясений [3].

Перед землетрясением 22 января 2024 г. были выявлены среднесрочные предвестники, например, кольцевая структура сейсмичности. На рис.1а представлена кольцевая структура сейсмичности, сформировавшаяся перед Учтурфанским землетрясением начиная с 01.01.1973 г. Отобраны события с пороговым значением магнитуды Мп=4.5. Видно, что кольцевая структура с длиной большой оси L~70 км вытянута в субширотном направлении. Отметим, что эпицентр сильного события находится вблизи от кольца сейсмичности.

Ранее было показано, что перед многими сильными неглубокими внутриконтинентальными землетрясениями на глубинах до 33 км формируются кольцевые структуры, параметры которых зависят от механизмов очагов [4]. Для механизмов типа взброса и взбросо-сдвига получены следующие зависимости параметров L и Мп от магнитуд главных землетрясений:

$$\lg L(\text{км}) = -1.11 + 0.45Mw;\ r=0.85, \quad (1)$$

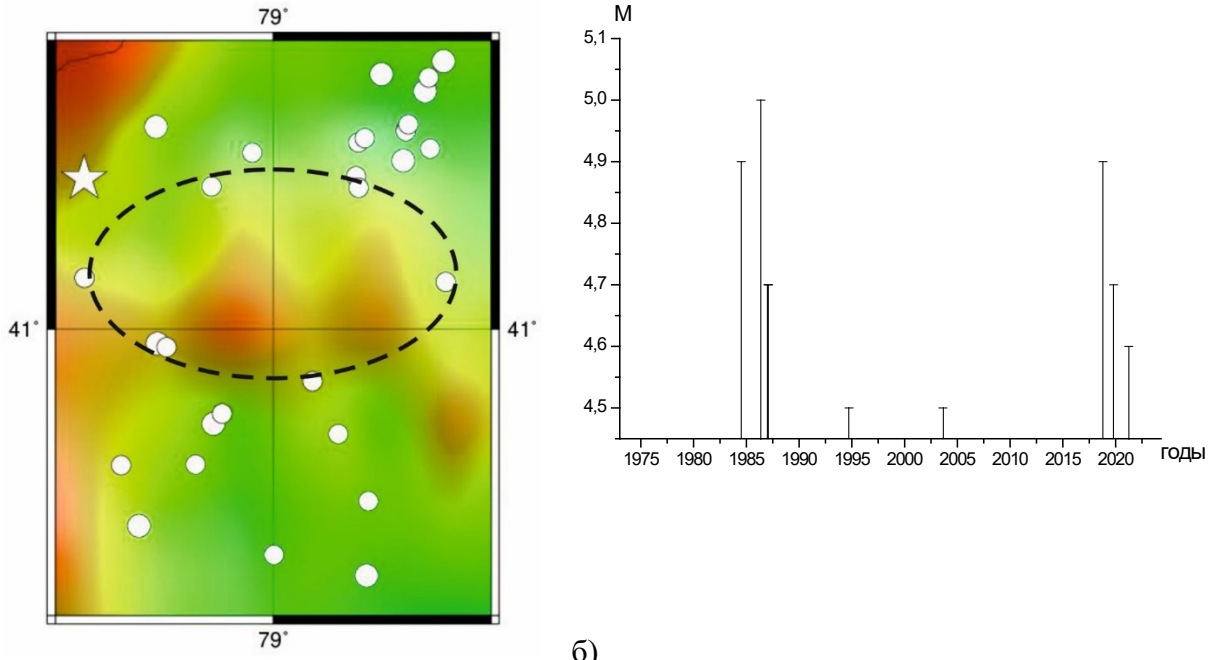
$$Мп = -0.92 + 0.73Mw;\ r=0.77 \quad (2)$$

(r – коэффициент корреляции).

Используя зависимости (1) и (2), мы получили прогнозную оценку магнитуды Учтурфанского землетрясения, основанную на характеристиках кольцевой структуры: Mw=7.0 ± 0.4. Реальная величина Mw попадает в указанный интервал.

На рисунке 1б показана зависимость M(T) для событий в области кольцевой структуры. Видно, что эта зависимость имеет U-образную форму с резким увеличением энергии событий в интервалах 1984-1987 и 2018-2021 гг. Отметим, что подобные зависимости наблюдаются перед многими сильными землетрясениями.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о перспективности использования параметров кольцевых структур для определения мест подготовки сильных внутриконтинентальных землетрясений и прогноза их магнитуд.



а) б)

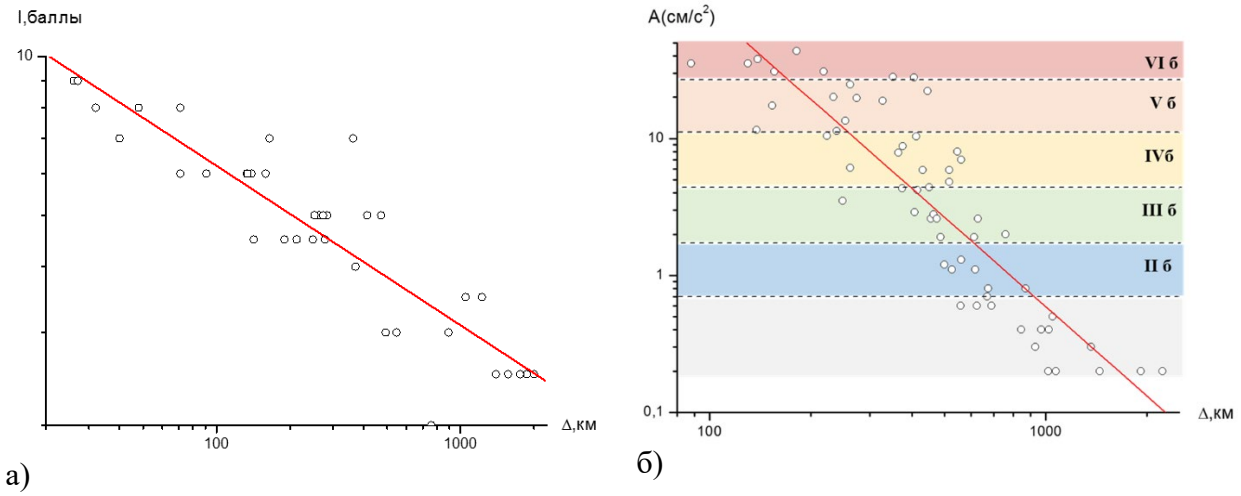
Рисунок 1 – а) Кольцевая структура перед Учтурфанским землетрясением 22.01.2024 Mw=7.0; б) Зависимость M от времени для кольцевой структуры перед Учтурфанским землетрясением

Интенсивность сотрясений в эпицентре главного толчка Учтурфанского землетрясения в провинции Синьцзян достигала 8-9 баллов. На южном побережье оз. Иссык-Куля (Кыргызстан) 5-6 баллов, в г. Алма-Ата (Казахстан) и пригородах - 5 баллов. Землетрясение ощущалось на территории Кыргызстана, Казахстана, Таджикистана Узбекистана, Туркменистана, Азербайджана, России, Индии [1]. Построена зависимость интенсивности в баллах от расстояния для этого землетрясения (рисунок 2а).

Для Учтурфанского землетрясения были собраны и обработаны 60 акселерограмм СД в диапазоне гипоцентральных расстояний от 88 до 2225 км. Обработка данных сильных движений осуществлялась при помощи программного обеспечения ViewWave, разработанного Т. Кашимой и SeismoSignal, которые позволяют проводить визуализацию записи, откалиброванной за характеристики прибора в физических единицах, производить расчёты спектра Фурье и спектра реакции для разных значений затухания, производить дифференцирование и интегрирование записей.

Самое большое значение PGA было получено для станции «Ананьево» (ANAN), эпицентральное расстояние 182 км, максимальное ускорение было зарегистрировано на компоненте восток-запад Amax=43.4 см/с^2. Полученное ускорение соответствует интенсивности I=6 баллов по шкале MSK-64. На рис.2б представлена зависимость максимальных амплитуд сильных движений PGA (Peak ground acceleration) от эпицентрального расстояния для землетрясения 22.01.2024 г., разбивка на области балльности дана в соответствии с корреляционными отношениями между параметрами колебания грунта и макросейсмическими описаниями эффектов в пунктах размещения сейсмических станций по работе [1, 5].

У землетрясения были зарегистрированы многочисленные афтершоки. По данным ИС НАН КР 22 января было зарегистрировано 179 повторных толчков, 23 января - 459 афтершоков (рис.3), а на 31.03.2024 г. уже было зафиксировано 3436 афтершока. Диапазон магнитуд афтершоков варьируется от 2.0 до 5.9.



а) б)

Рисунок 2 – а) Зависимость интенсивности от эпицентрального расстояния; б) Зависимость максимальных амплитуд ускорений PGA от эпицентрального расстояния для землетрясения 22.01.2024 г. Разным цветом показаны корреляционные отношения между параметрами колебания грунта и макросейсмическими описаниями эффектов в пунктах размещения сейсмических станций [5].

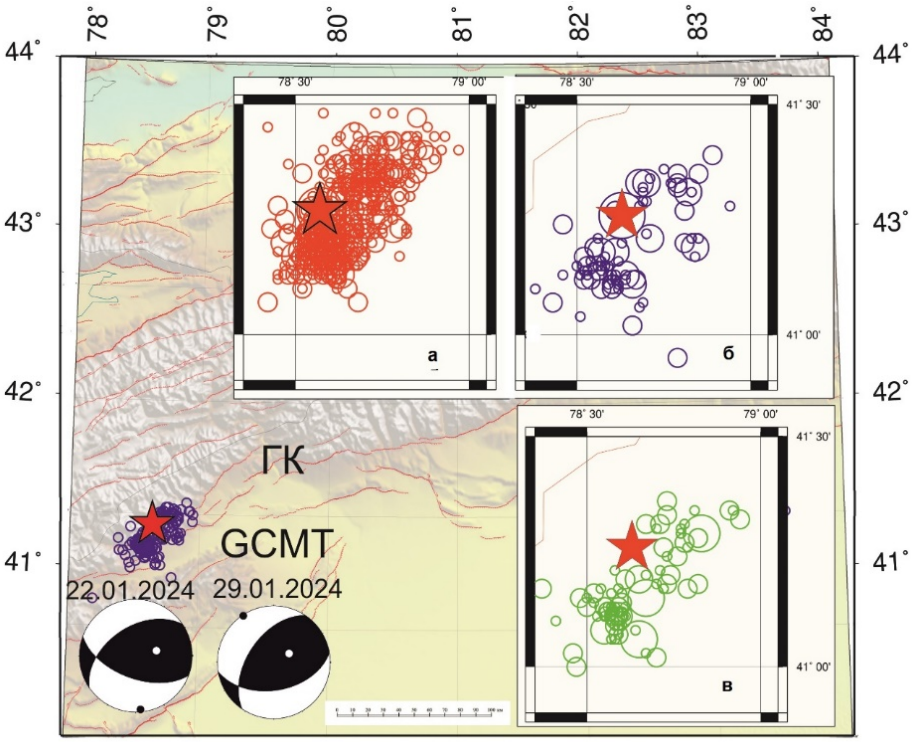


Рисунок 3 – Положение афтершоков по данным ИС НАН КР (а), CNEC в первые сутки (б) и CNEC за период 23.01.2024 г. по 31.01.2024 г. (в) на фоне карты активных разломов (ГК – Гиссаро-Кокшаальский разлом) и диаграммы механизмов очагов главного толчка 22 января и афтершока 29 января по данным GCMT. В качестве подложки использована карта активных разломов из актуальной версии базы данных активных разломов Евразии – AFEAD v2022 [6]

Полученные решения механизмов очагов основного толчка и сильнейших афтершоков показали преобладание механизмов взбросо-надвигового типа, установлено простирание нодальных плоскостей вдоль разлома, что согласуются с северо-восточной ориентацией облака афтершоков и, в целом, с геодинамической обстановкой зоны сочленения Тянь-Шаня и Таримской впадины (рисунок 3).

Литература

1. Соколова И.Н., Габсатарова И.П., Берёзина А.В., Аристова И.Л. Сильное землетрясение 22 января 2024 г. с Mw=7.0 на юге Тянь-Шаня // Российский сейсмологический журнал. 2024. Т. 6. № 1. С. 42–64. DOI: https://doi.org/10.35540/2686-7907.2024.1.03. EDN: KHSGBI.
2. Абдрахматов К.Е., Томсон С., Уилдон Р., Дельво Д., Клеркс Ж. Активные разломы Тянь-Шаня // Наука и новые технологии. 2001. № 2. С. 22-28.
3. Kopnichev Y.F., Sokolova I.N. Activation of seismicity in Central and South Asia after the Makran earthquakes: Possible acceleration of preparation of large seismic events in the Tien Shan region // Seismic Instruments. 2017. V. 53. Iss. 3. P. 234–243. DOI: 10.3103/S0747923917030069.
4. 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.
5. Соболев Г.А., Аносов Г.И., Аптикаев Ф.Ф., Арефьев С.С., Бесстрашнов В.М. и др. Природные опасности России. В 6 т. Т. 2. Сейсмические опасности / Под ред. Г.А. Соболева. М.: Издат. фирма «КРУК». 2000. 296 с. EDN: VDJOMZ.
6. Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. V. 14, No. 10. P. 4489–4503. DOI: 10.5194/essd-14-4489-2022. EDN: JDRWYB.

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО КЛАССА Кр СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Воронцова Е.В.
vorontsova@gdirc.ru
Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Для определения величины землетрясений при составлении каталогов сейсмических событий в СССР начиная с 1960–1970 гг. широкое распространение получила шкала энергетических классов, введенная Т.Г. Раутиан в 1960 г. [1]. Класс землетрясения $К_Р$ связан с высвобожденной сейсмической энергией формулой $К_Р$ = lgE (Дж). Под руководством К.Д. Джанузакова [2] была начата работа по пересмотру данных о сейсмических событиях Кыргызстана с 1770 г. по 1962 г. и приведение их к энергетической классификации по шкале Т.Г. Раутиан. До сих пор для сохранения однородности с сейсмическими каталогами СССР эта шкала остается основной энергетической характеристикой во многих странах и регионах на постсоветском пространстве [3]. В том числе и для сейсмических событий в каталогах и бюллетенях KNET, KRNET, NNC и SOME обязательно указывается класс $К_Р$ по Раутиан.

Значения $К_Р$ землетрясений являются функцией $А_Р+А_S$ (суммы максимальных амплитуд P- и S-волн по потоку сейсмической энергии через референц-сферу стандартного радиуса 10 км) и эпицентрального расстояния. Ранее $К_Р$ определялось с помощью номограмм, как функция $А_Р+А_S$ и эпицентрального расстояния [1, 4]. В настоящее время расчет Кр производится по формуле [5]:

$$Кр = 1.8*\lg (А_Р+А_S) + \sigma(\Delta), \quad (1)$$

где $А_Р$ и $А_S$ – амплитуды P- и S-волн в мкм, а $\sigma(\Delta)$ – калибровочная функция, зависящая от эпицентрального расстояния Δ (км).

Сравнение и анализ калибровочных функций $\sigma(\Delta)$, используемых при составлении каталогов, предоставляемых сейсмологическим агентствами ИС НАН КР, НЯЦ РК и СОМЭ в ISC для расчета $К_Р$, показали, что эту функцию можно разбить на несколько линейных участков и представить как $\sigma(\Delta)=a*\Delta+b$ в пределах каждого из них [6]. Границы участков и соответствующие им коэффициенты a и b представлены в таблице 1.

Таблица 1 – Зависимость калибровочной функции $\sigma(\Delta)$ для каталогов KRNET и NNC от расстояния

Δ, км	0-20	20-30	30-50	50-90	90-100	100-150	150-200	200-250	250-550	550-650	650-750
a	0.11	0.06	0.04	0.02	0.01	0.004	0.005	0.003	0.004	0.002	0.004
b	5.3	6.3	6.9	7.9	8.8	9.4	9.25	9.65	9.4	10.5	9.2

Примечание. Δ – эпицентральное расстояние в км, a и b– коэффициенты линейного уравнения $\sigma(\Delta)=a*\Delta+b$.

Соответственно, для эпицентрального расстояния Δ, находящегося в пределах i-ого участка, $К_Р$ выражается формулой:

$$К_Р = 1.8*\lg (А_Р+А_S) + a_i*\Delta + b_i. \quad (2)$$

При переходе на обработку данных сейсмических мониторинга в пакет Seiscomp для расчета $К_Р$ необходимо определить соответствующие значения $А_Р$ и $А_S$ так, чтобы сохранить однородность методики определения с используемой в настоящее время в пакете Antelope и подставить их в формулу 2. В первоначальной методике расчета $К_Р$ определялось по номограмме, составленной Т.Г. Раутиан для сейсмометров СК, СКМ и ВЭГИК. Наиболее распространенными работающими приборами на территории Кыргызстана и Казахстана к

моменту распада СССР для регистрации локальных и региональных событий были сейсмометры СКМ. Поэтому при переходе к цифровой обработке и работе в программном пакете Antelope в 1990-ых годах был рассчитан оптимальный фильтр с передаточной функцией близкой к соответствующей сейсмометра СКМ – широкополосный фильтр Баттерворта третьего порядка с частотами среза 1 и 10 Гц. Однако, при использовании точных характеристик этого фильтра, применяемого в НС РАН для расчета K_P в дополнительных к Antelope программах, для фильтрации сейсмограмм в пакетах Matlab и Python, оказалось, что наблюдаются некоторые расхождения (рисунок 1Б), поэтому был выполнен поиск наиболее оптимальных значений фильтра - широкополосный фильтр Баттерворта пятого порядка с частотами среза 1 и 10 Гц. В этом случае результат фильтрации практически полностью совпал (рисунок 1В) – небольшой набег фаз вероятнее всего связан с погрешностью оцифровки изображения фильтрованной сейсмограммы (рисунок 1А). Однако разбег фаз не влияет на расчет K, т.к. значение периодов волн при этом не используется. Далее была реализована программа вычисления значений A_P и A_S с использованием описанного фильтра и расчета Кр по формуле 2. Сравнение результатов расчета K_P с соответствующими значениями из каталога KNET показало хорошее соответствие.

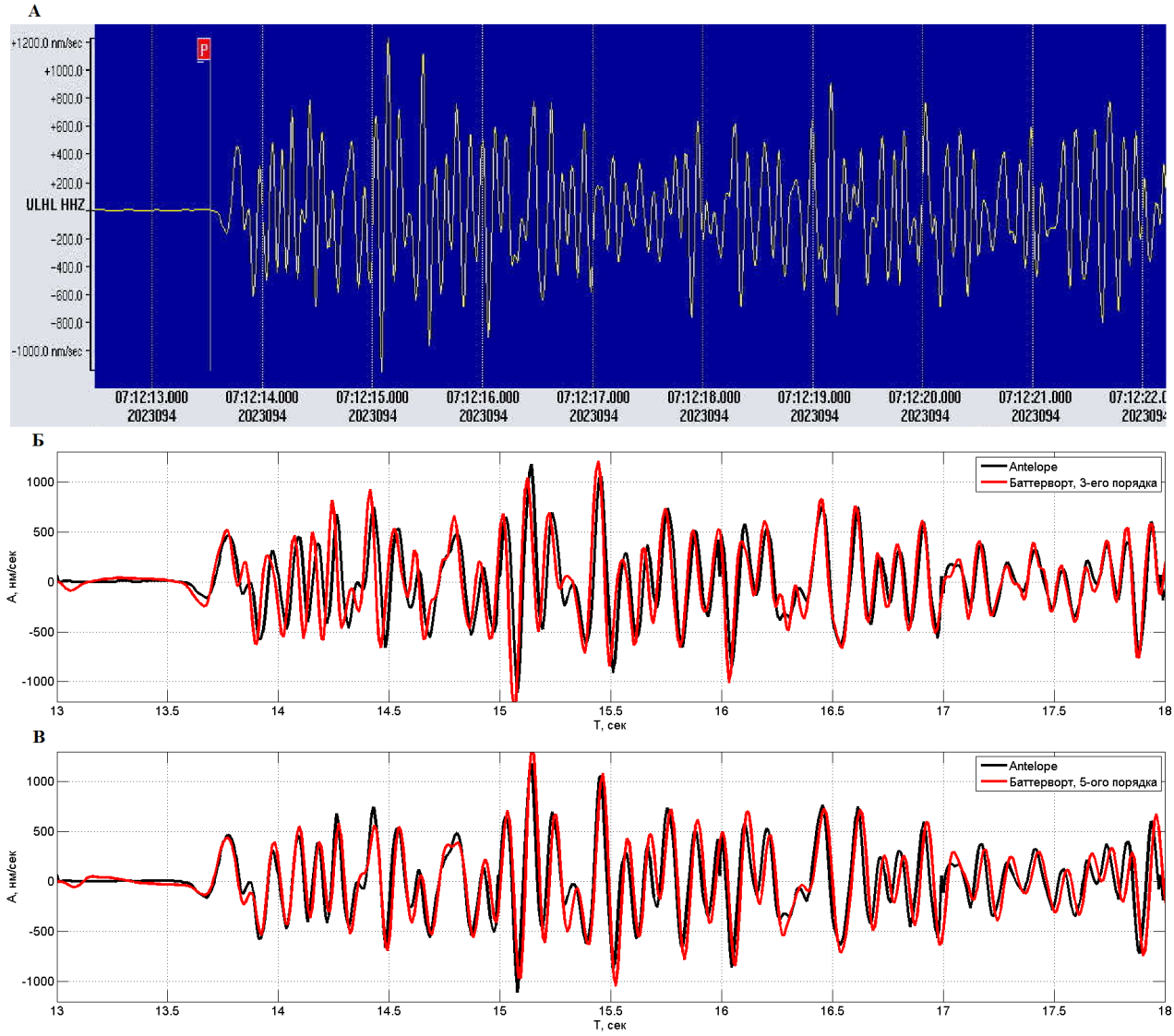


Рисунок 1 – Пример фильтрации сейсмограммы в программном пакете Antelope (А), сравнение результата фильтрации в Antelope и в программных пакетах Matlab и Python фильтрами Баттерворта 3-его порядка (Б) и Баттерворта 5-ого порядка (В).

Таким образом, в работе показано, что при обработке данных в программном пакете Seiscomp для определения энергетического класса сейсмических событий каталога НС РАН необходимо использовать широкополосный фильтр Баттерворта пятого порядка с частотами среза 1 и 10 Гц для сохранения однородности с текущим каталогом, а также калибровочную функцию $\sigma(\Delta)_{KRNET,\ NNC}$.

Литература

1. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. Труды Института физики Земли АН СССР. 1960. № 9 (176). С. 75–114.
2. Джанузаков К.Д. Землетрясения Киргизии и сейсмическое районирование ее территории. Фрунзе: Илим. 1964. 116 с.
3. Землетрясения Северной Евразии. Ежегодники. Обнинск: ГСРАН. 1997–2020. https://doi.org/10.35540/1818-6254.
4. Rautian T.G., Khalturin V.I., Fujita K. et al. Origins and Methodology of the Russian Energy K-Class System and Its Relationship to Magnitude Scales // Seis. Res. Lett. 2007. V. 78 (6). P. 579–590. https://10.1785/gssrl.78.6.579
5. Михайлова Н.Н., Власова А.А. Каталог землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. Т. I-II. Алма-Ата: Наука. 1990. 130 с.
6. Воронцова Е.В. Выбор энергетической характеристики для унифицированного сейсмического каталога Кыргызстана // Вестник КРАУНЦ. 2022. Вып. 53. № 1. С .24-31. DOI: 10.31431/1816-5524-2022-1-53-24-31.

О ПОДХОДЕ К ИССЛЕДОВАНИЮ СОЦИАЛЬНЫХ АСПЕКТОВ В СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Данилова Т.И., Акатова К.Н., Медведева Н.С.
dana-geo@yandex.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Для территории Сибирского федерального округа сделана оценка сейсмической опасности в соответствии с комплектами карт ОСР-97 и ОСР-2016. Так как нормативные карты общего сейсмического районирования ОСР-97 и ОСР-2016 составлены по единообразной методике, данное сопоставление является достаточно информативным. Проанализирована численность населения в зонах повышенной сейсмической опасности в соответствии с картами ОСР-2016 А, В, С. Сопоставлены изменения значений сейсмической опасности для крупнейших городов Сибирского федерального округа, расположенных в сейсмоактивных зонах, характеризуемых сейсмической интенсивностью по шкале MSK-64 для средних грунтовых условий и трех уровней сейсмической опасности. Полученные данные могут служить дополнительным “информационным слоем” при оценке сейсмической опасности и способствовать снижению разрушительных последствий землетрясений.

Литература

1. Данилова Т.И., Перетокин С.А., Акатова К.Н., Медведева Н.С. К вопросу о социальных аспектах сейсмической опасности территории России на примере Дальневосточного федерального округа // ГеоРиск. 2021. Т. XV. № 1. С. 68–85. https://doi.org/10.25296/1997-8669-2021-15-1-68-85.
2. Данилова Т.И., Перетокин С.А., Акатова К.Н., Медведева Н.С. Общее сейсмическое районирование территории Российской федерации (карты ОСР-97, ОСР-2016) и социальные вопросы сейсмической безопасности // Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии. Владикавказ: ГФИ ВНЦ РАН. 2022. С. 258-263.
3. Завьялов А.Д., Перетокин С.А., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Акатова К.Н. "Общее сейсмическое районирование - от карт ОСР-97 к картам ОСР-2016 и картам нового поколения в параметрах физических характеристик // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. Т. 55. № 4. С. 47-68.
4. Danilova T.I., Peretokin S.A., Medvedeva N.S., Akatova K.N. Assessment of social aspects of seismic hazard. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2021, 929(1), 012030. DOI: 10.1088/1755-1315/929/1/012030

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РАЙОНА КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУРЦИИ 6 ФЕВРАЛЯ 2023 ГОДА

Захаров В.С., Симонов Д.А.
zakharov@geol.msu.ru
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Введение. 6 февраля 2023 года на юго-востоке Турции, в Восточно-Анатолийской разломной зоне в районе г. Газеантеп произошло катастрофическое землетрясение с M7.8, а через 9 часов в районе разлома Чардак произошло второе сильное землетрясение с M7.5 (рисунок 1) [5,6,7,8]. Анализ данных землетрясений, а также связанных с ними процессов дает уникальную возможность для уточнения современной геодинамики региона и механизма взаимодействия тектонических плит.

Материалы и методы. Анализ проводился на основании каталогов землетрясений EMSC-CSEM [5] и NEIC USGS [8], параметров косейсмических смещений [5], информации о скоростях смещения опорных ГНСС станций постоянного наблюдения сети RTK Турции (CORS-TR) [2, 9,10], и других данных открытого доступа.

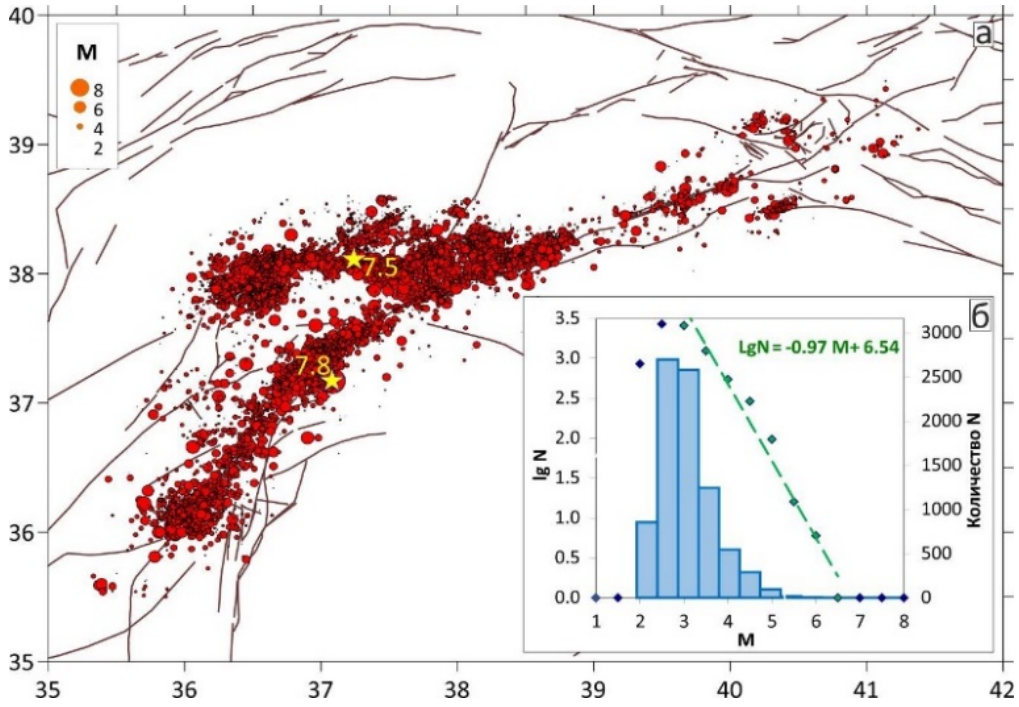


Рисунок 1 – Сейсмичность в районе Восточно-Анатолийского разлома по каталогу EMSC за период 01.2022–04.2023. а – положение эпицентров землетрясений (красные кружки). Желтые звезды – эпицентры землетрясений 06.02.2023 M7.8 и M7.5, коричневые линии – активные разломы. б – распределение количества N афтершоков землетрясений 06.02.2023 по магнитуде M (за период 06.02–30.04.2023) в линейном (гистограмма) и логарифмическом (остальные графики) вертикальном масштабе. Штриховая зеленая линия – график повторяемости для диапазона $M \geq 3$ (параметр $b = 0.97$).

Сейсмический режим. Район исследований характеризуется повышенной сейсмичностью [3, 4]. Данные по исторической сейсмичности за последние 2000 лет свидетельствуют, что здесь было более 25 землетрясений, магнитуда которых оценивается больше 6.0. За период инструментальных наблюдений (с начала XX в.) по каталогу NEIC здесь зафиксировано около 1000 землетрясений с $M \geq 4$.

Из каталогов нами был произведен отбор анализируемых событий в полосе 60 км от основных разломов, с которыми они связаны, это примерно соответствует расстоянию, на котором PGA для сильнейшего из событий (M7.8) спадает до уровня 0.1–0.2g [5, 7, 8]. Пространственное распределение отобранных для анализа эпицентров землетрясений за период январь 2022 – апрель 2023 г. представлено на рисунок 1а.

Анализ графика повторяемости (рисунок 1б) по данным каталога EMSC за период 06.02–30.04.2023 (параметр b = 0.97±0.07) позволяет предварительно оценить представительную магнитуду M_c используемого каталога EMSC для данного района как 3□3.5, дальнейший анализ проводился только для событий с M ≥ 3.5.

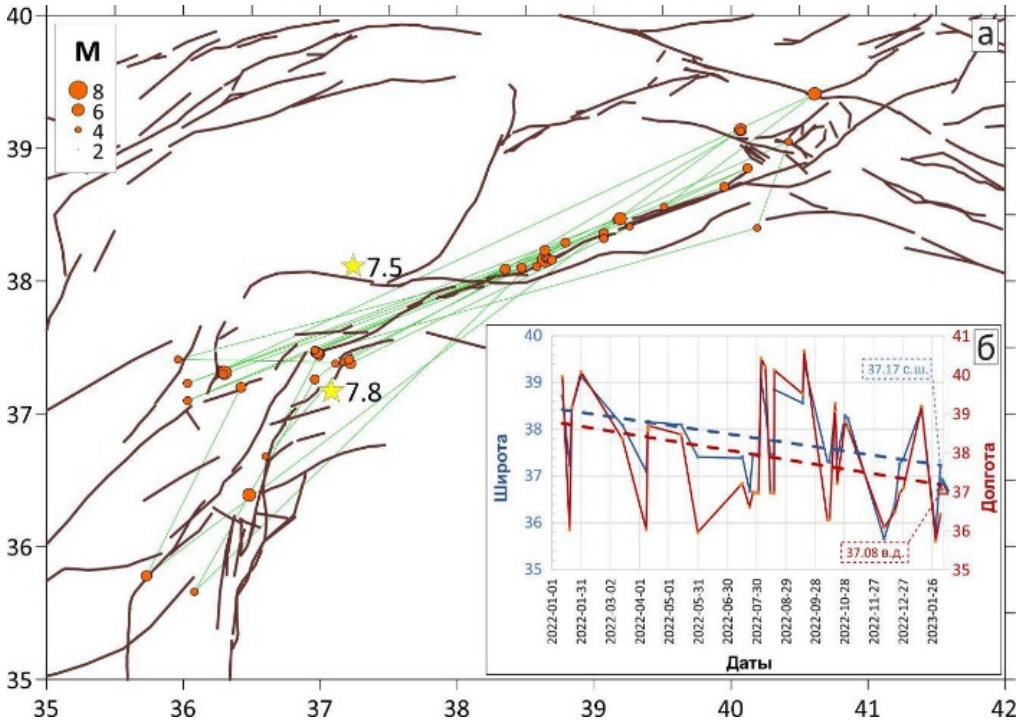


Рисунок 2 – Землетрясения в районе Восточно-Анатолийского разлома, предшествующие сильным землетрясениям 06.02.2023. а – положение эпицентров землетрясений (оранжевые кружки) с M ≥ 3.5 по каталогу EMSC за период 11.01.2022–05.02.2023, зеленые линии соединяют эпицентры последовательных событий. б – временные последовательности для широты (синяя линия) и долготы (красная линия) эпицентров землетрясений и выделенные тренды (штриховые линии). Треугольниками показаны координаты землетрясения M7.8: синий– широта, красный – долгота.

На протяжении года, предшествующего сильным землетрясениям 06.02.2023, в каталоге EMSC в пределах изучаемой области зафиксировано только 45 событий с M 3.5□5.3 (рисунок 2а), из них 21 – с M ≥ 4. Сейсмическая активность в этот промежуток времени развивается преимущественно вдоль простирания Восточно-Анатолийского разлома севернее будущего основного события M7.8. При этом анализ временной последовательности (рисунок 2б) дает возможность на фоне общей достаточно хаотической динамики выявить определенный тренд миграции положения эпицентров, направленный вдоль общего простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны с СВ на ЮЗ, т.е. в направлении области происшедшего сильного землетрясения M7.8.

Анализ афтершоковой последовательности по каталогу EMSC показывает, что сразу после события M7.8 и в течение 9 часов вплоть до сильного события M7.5, которое произошло на разломе Чардак, эпицентры афтершоков (123 события с M ≥ 3.5, рисунок 3а) мигрировали исключительно вдоль простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны, а в районе разлома Чардак сейсмических событий в этот период практически не было.

При этом если в первые 5 часов после события M7.8 миграция эпицентров афтершоков в целом хаотична, то в последние 4 часа перед событием M7.5 удается на фоне хаотической динамики выделить определенный тренд (рисунок 3в), направленый вдоль общего простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны с ЮЗ на СВ, т.е. в направлении, обратном выделенному нами тренду форшоков.

Землетрясение с M7.5, произошедшее на разломе Чардак, имеющем простирание З-В, в течении года, предшествующего катастрофическим событиям, не предварялось сколько-нибудь заметной сейсмичностью по этому разлому, но оно резко изменяет динамику афтершоков (рисунок 3б, в). Развитие сейсмичности дальше на СВ по Восточно-Анатолийской разломной зоне практически прекращается. Сразу после землетрясения M7.5 наблюдается большое количество его афтершоков вдоль разлома Чардак: за 15 часов после него по данным каталога EMSC из 164 событий с M ≥ 3.5 более 130 располагались именно вдоль зоны этого разлома, больше тяготея к его концам, что хорошо видно как на карте эпицентров (рис. 3б), так и на временных последовательностях (рисунок 3в). Преобладание сейсмичности в зоне разлома Чардак продолжалось примерно 15 часов после землетрясения, произошедшего на нем (что соответствует 1 суткам после землетрясения M7.8) (рисунок 3б). Таким образом, можно говорить о фактическом переносе сейсмической активности с Восточно-Анатолийской разломной зоны на разлом Чардак в этот период, это видно также на рисунке 3в, где после события M7.5 большинство землетрясений имеет широту, близкую к 38°, что соответствует этому разлому. Однако затем активность обоих разломов (Восточно-Анатолийского и Чардак) примерно выравнивается (рисунок 1а). Аналогичная динамика выявляется и при анализе событий с M≥4 по каталогу NEIC.

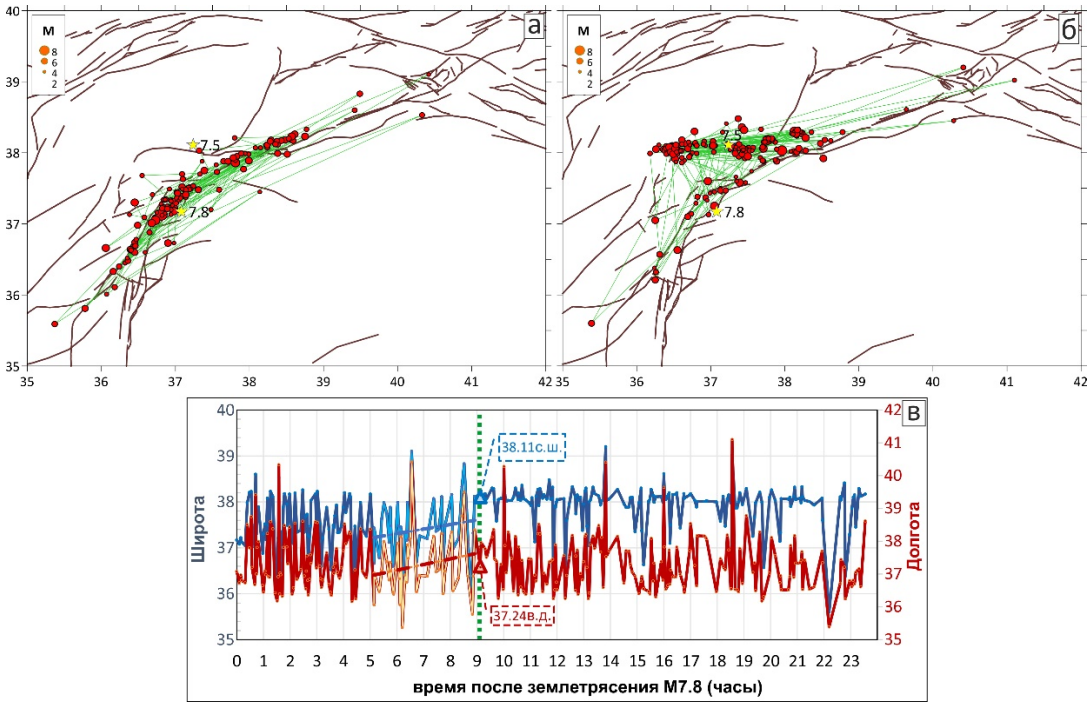


Рисунок 3 – Землетрясения с M ≥ 3.5 (по каталогу EMSC), произошедшие в течение 1 суток после землетрясения M7.8 06.02.2023. а – положение эпицентров землетрясений, произошедших в течение 9 часов после события M7.8 (до землетрясения M7.5). б – положение эпицентров землетрясений произошедших в течение 15 часов после события M7.5. Зеленые линии соединяют эпицентры последовательных событий. в – временные последовательности для широты (синяя линия) и долготы (красная линия) эпицентров землетрясений. Показаны также выделенные тренды (штриховые линии) за 4 часа до события M7.5. Зеленая пунктирная линия – землетрясение M7.5, синий треугольник – его широта, красный – долгота.

Далее за анализируемый промежуток времени, кроме наложенных афтершоков обоих сильных событий 6 февраля 2023 г., выявляется некоторая сейсмичность вдоль Восточно-Анатолийской зоны дальше в СВ направлении (рисунок 1а). Однако количество этих сейсмических событий значительно меньше, чем в районе землетрясений M7.8 и M7.5, что может свидетельствовать о том, что напряжения на Восточно-Анатолийском разломе снимаются первой крупной широтной разломной зоной (разломом Чардак). На северо-восток их распространение практически ограничено областью смыкания Восточно- и Северо-Анатолийского разломов. Таким образом, сколько-нибудь заметной миграции сейсмичности дальше на СВ не наблюдается.

Обсуждение и выводы. Результаты проведенного анализа сейсмической активности хорошо согласуются с моделью тектоники региона, предложенной нами в [1]. На основании кинематического анализа нами установлено, что вдоль Восточно-Анатолийской разломной зоны с 2008 по 2018 год происходило относительное смещение Аравийской и Анатолийской плит, соответствующее левому сдвигу (без нормальной компоненты) со скоростью от 1 см/год в восточной части до 0.8 см/год в западной. Вдоль разлома Чардак происходили смещения, соответствующие левому сдвиго-взбросу, со скоростью менее 0.7 см/год. Выявленная кинематика подтверждается механизмами очагов землетрясений M7.8 и M7.5.

Выявленный нами слабый тренд форшоковой активности вдоль простирания Восточно-Анатолийской разломной зоны в ЮЗ направлении (рисунок 2б) может свидетельствовать о накапливающихся напряжениях. Эти напряжения затем были сняты основным событием, которое инициировало подвижку вдоль Восточно-Анатолийского разлома и развитие в некоторый период времени афтершоковой активности вдоль него в обратном (СВ) направлении (рисунок 3в). Такая ситуация вполне соответствует импульсному характеру развития Восточно-Анатолийского разлома, о котором свидетельствует также и распределение вдоль него поля скоростей деформации за период с 2008 по 2018 гг. в виде последовательных зон относительного сжатия и растяжения [1]. Отметим, что афтершоки, имеющие СВ тренд в своем развитии, распределялись в основном в области относительного растяжения между двумя областями относительного сжатия. При такой динамике афтершоков и выявленной в данном исследовании кинематике плит и блоков земной коры достаточно закономерным выглядит то обстоятельство, что развитие смещений по Восточно-Анатолийскому разлому было остановлено первым относительно крупным субширотным разрывом, подходящим к основной разломной зоне, т.е. разломом Чардак, на который и переместилась сейсмическая активность. Разлом Чардак сопрягается с Восточно-Анатолийским разломом в области относительного сжатия, то есть развитие основной разломной зоны вызвало подвижки по разлому Чардак и инициировало следующее крупное землетрясение M7.5. Таким образом, землетрясение M7.5 не является афтершоком землетрясения M7.8, а представляет собой относительно независимое событие со своей афтершоковой последовательностью (обусловленное при этом, как и землетрясение M7.8, общей сейсмодинамикой региона). Последующая афтершоковая активность была связана в большей степени уже с развитием разлома Чардак, причем отмеченное тяготение афтершоков к его концам может свидетельствовать о его росте по простиранию. Некоторое время землетрясений северо-восточнее разлома Чардак на Восточно-Анатолийском разломе практически не происходило, что, скорее всего, связано с тем, что большая часть напряжений была снята, и наступила фаза релаксации. Появление сейсмической активности в этой зоне Восточно-Анатолийского разлома может свидетельствовать о постепенном возвращении к фоновому сейсмическому режиму региона.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № 122022700010-3).

Литература

1. Симонов Д.А., Захаров В.С. Предварительный сейсмотектонический анализ катастрофического землетрясения в юго-восточной Турции 06.02.2023 г. // Физика Земли. 2023. № 6. С. 24–36.
2. Continuously operating reference stations-Turkey (CORS-TR). http://cors-tr.iku.edu.tr. (Дата обращения 30.04.2023).
3. Duman T.Y., Emre Ö. The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics // Geological Society, London, Special Publications. 2013. Vol. 372. P. 495–529.
4. Duman T.Y., Çan T., Emre Ö. et al. Seismotectonic database of Turkey. Bull Earthquake Eng. 2018. Vol. 16. P. 3277–3316. https://doi.org/10.1007/s10518-016-9965-9.
5. European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC). https://www.emsc-csem.org/Earthquake/info.php. (Дата обращения 30.04.2023).
6. Hancılar U., Şeşetyan K., Çaktı E. et al. Kahramanmaraş - Gaziantep Türkiye M7.7 Earthquake, 6 February 2023. Strong Ground Motion and Building Damage Estimations Preliminary Report (v6). Boğaziçi University. 2023. 46 p.
7. Lekkas E., Carydis P., Vassilakis E. et al. The 6 February 6 2023 Turkey-Syria Earthquakes. Newsletter of Environmental, Disaster and Crises Management Strategies, 2023. N 29. 202 p. National Earthquake Information Center (NEIC) USGS. https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/.
8. Özdemir S. On the Estimation of Precise Coordinates and Velocities of TNPGN and TNPGN Active Stations // General Command of Mapping Journal. 2016. Vol. 155. P. 53–81.
9. Özdemir S., Karslıoğlu M. Soft clustering of GPS velocities from a homogeneous permanent network in Turkey// Journal of Geodesy. 2019. Vol. 93. P. 1171–1195.

МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКИСТАНА

Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А., Ашуров С.Х.
ibrroma@yandex.ru
Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз, г. Ташкент, Узбекистан

Для проведения вероятностного анализа сейсмической опасности территории Узбекистана рассматривалось три типа моделей сейсмических источников: активные разломы земной коры, сейсмогенные зоны и площадные источники**.**

При построении модели источников в виде активных разломов использовалась база данных активных разломов Евразии (Active Fault Database of Eurasia - AFEAD) [1]. Для каждого разлома из этой базы данных имеются сведения о его морфологии, кинематике с количественными показателями позднечетвертичных смещений (три ранга). Разломы дифференцированы по степени выраженности (достоверности) проявления современной геодинамической активности на 4 класса (A, B, C, D) – атрибут CONF.

Величина M_{max} в модели активных разломов находилась усреднением оценок сейсмического потенциала по пяти различным зависимостям, полученным в [2-5], в которых значение M_{max} выражается через длину и площадь разрыва. При этом полагалось, что ширина разрыва составляет половину от его длины **W**= l /2.

Следует сказать, что длина разрыва l**,** который может образоваться в случае возникновения землетрясения с максимальной магнитудой M_{max}**,** составляет лишь определенный процент от всей протяженности разлома **L**. В нашем исследовании это отношение было принято таким же, как и в [6].

Для оценки среднегодовой повторяемости землетрясений различных магнитуд $N(M)$ в модели активных разломов земной коры применялись четыре соотношения, полученные в исследованиях [7, 8], и их программная реализация, описанная в [9]. Зависимости [7, 8] для оценки повторяемости землетрясений различаются между собой характером высвобождения накопленного сейсмического момента, логарифм которого связан с магнитудой землетрясений линейной зависимостью. Значение сейсмической активности $N(M)$, приведенное к магнитуде M=5.0, при расчете сейсмической опасности исследуемой территории находилось как среднее арифметическое по соотношениям, предложенным в [7, 8].

С учетом классов достоверности проявления современной геодинамической активности (атрибут CONF в базе данных AFEAD), было рассмотрено три варианта моделей сейсмических источников в виде активных разломов, вошедших в логическое дерево с разными весами. В первом варианте рассматривались разломы с классами достоверности A и B. Во втором варианте учитывались разломы классов A, B и C. Наконец, в третьем, наиболее консервативном варианте, рассматривались разломы с классами достоверности A, B, C и D (рисунок 1).

Геометрическая конфигурация модели сейсмогенных зон заимствована нами из [10]. Сейсмологическая параметризация данной модели, как и модели площадных источников, проводилась на базе регионального каталога землетрясений, включающего в себя сведения об исторических и инструментальных сейсмических событиях. Сведения о периодах представительности землетрясений различного магнитудного уровня в региональном каталоге, использовавшихся методах его декластеризации, уравнениях связи между различными типами магнитуд, использующихся при BACO, можно найти в [11, 12].

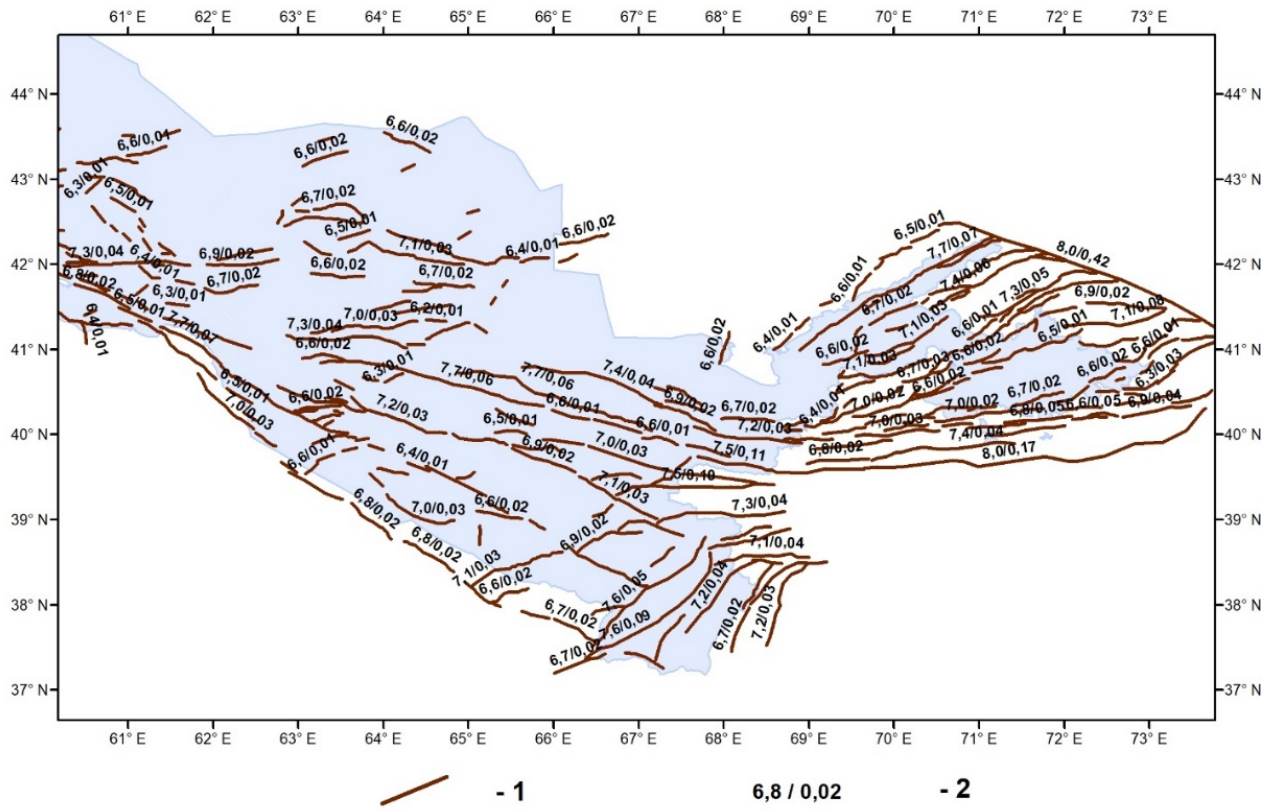


Рисунок 1 – Модель сейсмических источников в виде активных разломов земной коры с классом достоверности проявления современной геодинамической активности A+B+C+D: 1) геометрия разлома; 2) сейсмический потенциал (в числителе) и сейсмическая активность разлома, приведенная к магнитуде M=5.0 (в знаменателе)

Оценки величины максимального возможного землетрясения сейсмогенных зон были получены на основе сейсмологических и сейсмотектонических методов определения величины M_{max}, детально описанных в [10, 11]. Расчет сейсмической опасности проводился при наибольшем значении величины M_{max} в сейсмогенной зоне при сейсмологическом и сейсмотектоническом его определении. Для сейсмических источников, расположенных вне сейсмогенных зон, величина сейсмического потенциала получалась путем добавления к магнитуде максимального наблюденного землетрясения в этом источнике половины магнитудной единицы. Определение параметров повторяемости для модели источников в виде сейсмогенных зон проводилось следующим образом. Для источников, в пределы которых попадало достаточное количество сейсмических событий для надежного построения графика повторяемости, сейсмическая активность, отнесенная к магнитуде M=4.0, и угловой коэффициент прямой (параметр **b)** снимались непосредственно с этого графика. Для сейсмогенерирующих зон с малым числом сейсмических событий принималось региональное значение параметра **b**, а сейсмическая активность при данном значении угла наклона графика повторяемости рассчитывалась по выборке землетрясений, попадающих непосредственно в пределы сейсмического источника. Значения сейсмического потенциала и параметров повторяемости землетрясений для каждого сейсмического источника в модели сейсмогенных зон приведены на рисунке 2.

Контуры модели площадных источников были сформированы при разработке карт общего сейсмического районирования территории Узбекистана ОСР-2017 [11]. В целом, данная модель достаточно отчетливо отражает блоковое строение земной коры и особенности распределения сейсмичности в пределах орогенической и платформенной части исследуемой территории, разграниченных Западно-Тянь-Шаньским линеаментом. В Восточном Узбекистане были выделены три мегазоны: Приташкентская; Таласо-Ферганская; Ферганская

впадина и ее горное обрамление. В Южном Узбекистане мы рассматривали Южно-Узбекистанскую мегазону, включающую юго-западные отроги Гиссара. На территории Западного Узбекистана выделены Западная и Северо-Западная мегазоны. Отдельно, ввиду особых сейсмологических условий, рассматривался район Газли. В свою очередь, сами мегазоны также были поделены на подзоны - участки с различной сейсмической активностью.

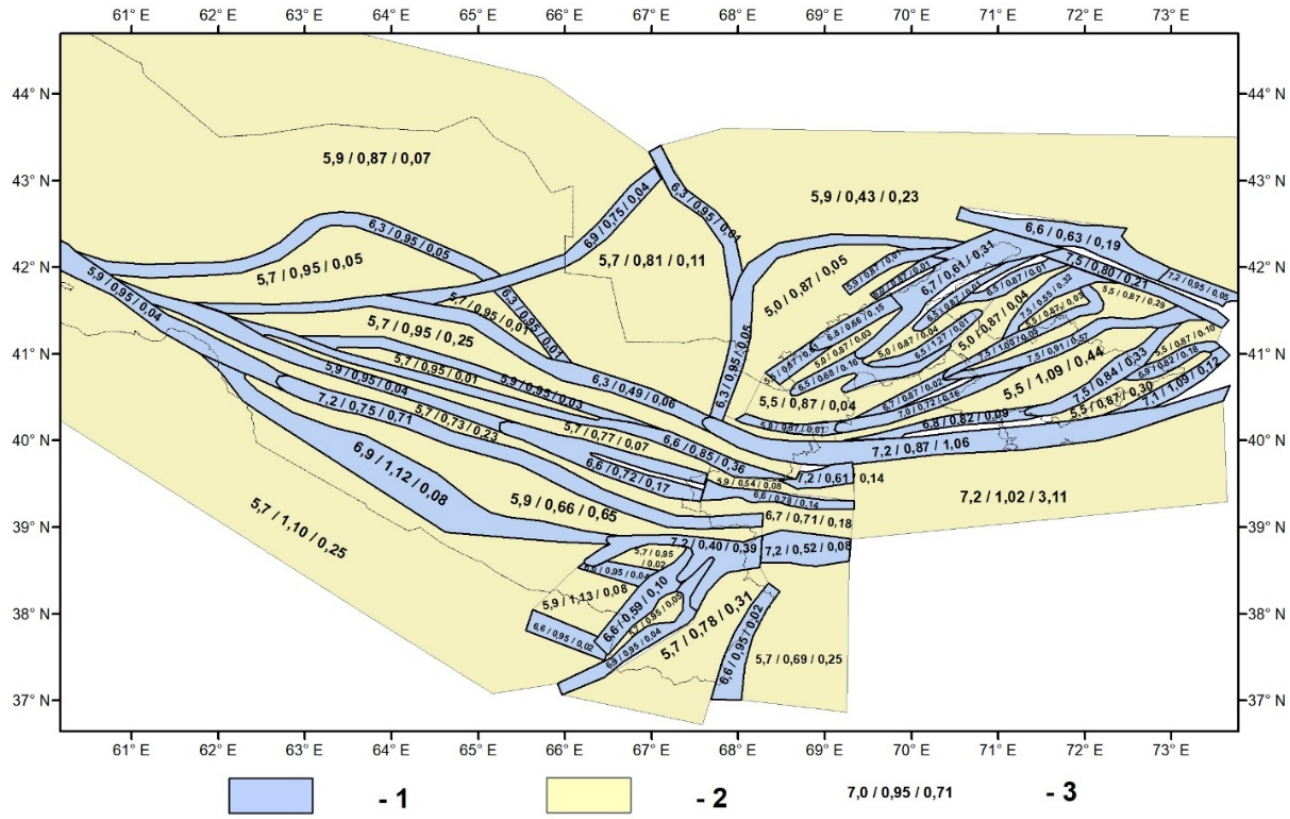


Рисунок 2 – Модель сейсмических источников в виде сейсмогенных зон для территории Узбекистана: 1 - сейсмогенные зоны; 2 - источники, расположенные вне сейсмогенных зон; 3 – оценки сейсмического потенциала M_{max}, параметра **b** и сейсмической активности, приведенной к магнитуде M=4.0

Для адекватной оценки сейсмической опасности приграничных районов мы включили в рассмотрение дополнительные площадные зоны, расположенные частично или полностью на территории соседних государств. В качестве оценки сейсмического потенциала площадных источников использовалось значение, полученное добавлением к магнитуде максимального наблюденного землетрясения в этом источнике значения 0.3-0.5M магнитудных единиц. Правило нахождения параметров повторяемости для модели источников в виде площадных зон было такое же, как и для модели сейсмогенных зон. Конфигурация модели площадных источников с указанием их сейсмического потенциала и параметров повторяемости приведена на рисунке 3.

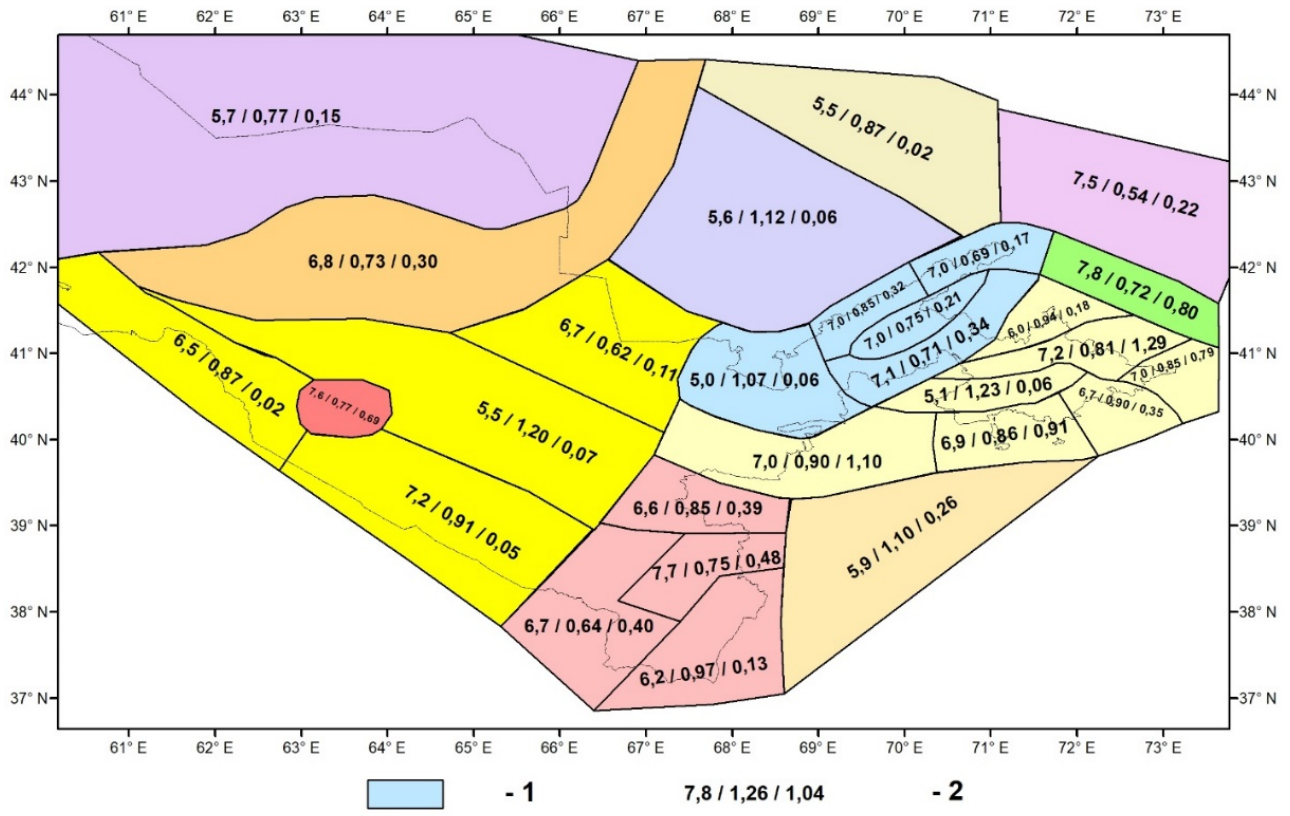


Рисунок 3 – Модель площадных источников: 1 – контуры источника; 2 – оценки сейсмического потенциала M_{max}, параметра **b** и сейсмической активности, приведенной к магнитуде M=4.0

Литература

1. Zelenin, E., Bachmanov, D., Garipova, S., Trifonov, V., Kozhurin, A., 2022 The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset. Earth System Science Data, 14 (10), 4489–4503. https://doi.org/10.5194/essd-14-4489-2022.
2. Hanks T.C., Bakun W.H., 2008. M-logA observations for recent large earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America 98(1), 490–494. https://doi.org/10.1785/0120070174.
3. Leonard M., 2010. Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release. Bulletin of the Seismological Society of America, 100 (5A), 1971 - 1988. doi:10.1785/0120090189
4. Leonard M., 2014. Self-consistent earthquake fault-scaling relations: update and extension to stable continental strike-slip faults. Bulletin of the Seismological Society of America, 104, 1971–1988.
5. Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. Bulletin of the Seismological Society of America, 84(4), 974-1002.
6. Anderson J.G., Luco J.E., 1983. Consequences of slip rate constants on earthquake occurrence relations. Bulletin of the Seismological Society of America, 73, 471–496.
7. Nowroozi A.,1985. Empirical relations between magnitude and fault parameters for earthquake in Iran. Bulletin of Seismological Society of America, 75(5), 1327-1338.
8. Youngs R.R., Coppersmith K.J., 1985. Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. Bulletin of the Seismological Society of America, 75, 939–964.
9. Bungum H., 2007. Numerical modelling of fault activities. Computers & Geophysics, 33, 808-820.

10. Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.О., Ибрагимов О.Р. Сейсмотектонический метод оценки сейсмической опасности и вопросы сейсмического районирования // Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. Ташкет: ГИДРОИНГЕО. 2002. С. 59-74.
11. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A., 2020. Complex of general seismic zoning maps OSR-2017 of Uzbekistan // Geodesy and Geodynamics. 11(4). 273-292. https://doi.org/10.1016/j.geog.2020.03.004.
12. Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А., Ашуров С.Х. Сопоставление оценок сейсмической опасности, получаемых в рамках вероятностного и вероятностно-детерминистического подходов, для территории Узбекистана // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. Т. 49. № 4. С. 21–35. https://doi.org/10.21455/VIS2022.4-2

ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ОБСЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕДСТВИЙ ИСФАРА-БАТКЕНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 31 ЯНВАРЯ 1977 г.

Камчыбеков М.П., Егембердиева К.А., Мураталиев Н.М.
murataly@rambler.ru
Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

В работе приведено описание последствий Исфара-Баткенского землетрясения 31 января 1977г. Сейсмические сотрясения от данного землетрясения затронули пограничные районы Кыргызстана, Таджикистана, Узбекистана Приведены свидетельства различных проявлений его воздействия в селах при одинаковых типах застройки. На интенсивность проявления силы землетрясения указано влияние глубины залегания грунтовых вод. Приведено указание о трещинообразовании на естественных и деформации на насыпных грунтах в 7-8 балльной зоне. Отмечена роль инженерно-геологических условий на образование трещин на грунтах равнинного рельефа. Большинство трещин на земле появились вдоль арычной сети и по периметру мелких водоемов.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Капустина О.А.
onica1@yandex..ru
Оренбургский федеральный исследовательский центр УрО РАН, г. Оренбург, Россия

Под сейсмическим режимом месторождения полезных ископаемых подразумевается совокупность зарегистрированных на его территории и окрестностях сейсмических событий, каждое из которых представляется точкой в некотором пятимерном пространстве с координатами в виде главных характеристик очага землетрясения (пространственные координаты гипоцентра, время возникновения сейсмического события и его сейсмическая энергия). Для оценки сейсмического режима Оренбургского нефтегазоконденсатного и Байтуганского месторождений углеводородов использовались каталоги сейсмических событий, зарегистрированных региональной сейсмологической сетью «Нефтегаз-сейсмика» [1]. Проведена предварительная обработка данных, включающая процедуры проверки на наличие пропусков данных, аномалий или дублирование данных, удаление строк с пропущенными хотя бы одной из пяти координат, определяющих сейсмическое событие, в результате которой эмпирическая выборка по каждому исследуемому объекту сократилась примерно 3%. Проведен анализ особенностей расположения точек в пятимерном пространстве и построены закономерности, которым это распределение подчиняется.

Определены параметры сейсмического режима классическим методом расчета наклона графика повторяемости землетрясений применяемым и на других территориях разрабатываемых месторождений на Урале, в Карелии, в Арктическом и других регионах. Отмечается уменьшение абсолютного показателя угла наклона графика повторяемости сейсмических событий для Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения в 3,5 раза по сравнению с данными представленными в работе [1], предположительно в связи с уменьшением добычи углеводородного сырья более, чем на 30%, а значит уменьшением техногенной нагрузки и, следовательно, уменьшением техногенной сейсмичности.

Определены соотношения количества землетрясений, зарегистрированных в дневное и в ночное время на исследуемых месторождениях углеводородов с учетом “импульсных” событий [2]. Необходимо отметить, что в дневное время в количество сейсмических событий 1,94 раза на Оренбургском нефтегазоконденсатном месторождении и в 2,2 раза на Байтуганском месторождении превышает количество сейсмических событий, зарегистрированных в ночное время, когда уровень индустриальных шумов снижается.

Литература

1. Нестеренко М.Ю., Капустина О.А. Оценка представительности каталога сейсмических событий Оренбургской области // Проблемы недропользования. 2019. № 2 (21). С. 52-55. DOI 10.25635/2313-1586.2019.02.052
2. Нестеренко М.Ю., Алешин И.М., Гоев А.Г. и др. Оренбургская региональная сеть “Нефтегаз-сейсмика” // Сейсмические приборы. 2023. Т. 59. № 2. С. 5-17. DOI 10.21455/si2023.2-1

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ МОРСКОГО ДНА В РАЙОНЕ АНАПСКОГО ВЫСТУПА ПО ДАННЫМ МОРСКИХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Ковачев С.А.[1], Крылов А.А.[1], Миронюк С.Г.[2]
kovachev@ocean.ru
[1] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Для оценки сейсмической опасности подводного газопровода в российском секторе Черного моря Институт океанологии в 2011 г. выполнил наблюдения с использованием донных сейсмографов (ДС). Описание приборов приводится в [1-4], а способы их установки на дно в [5-7]. Донные сейсмографы (4 шт.) непрерывно работали в течение 2-х месяцев на шельфе и континентальном склоне Анапского выступа. За весь период наблюдений здесь были зарегистрированы сигналы от 202 землетрясений, из них несколько десятков можно отнести к удаленным и больше сотни – к локальным сейсмическим событиям (рисунок 1). Сейсмологический мониторинг позволяет оценивать степень активности тектонических нарушений исследуемого района, регистрируя микроземлетрясения и сейсмический шум эндогенной природы [8-10]. Координаты эпицентров и глубины очагов определялись по программе HYPO-71 (рисунок 1), а магнитуды по формуле:

$$ML=3.24\tau-3.84, \quad (1)$$

где τ - длительность коды сигнала землетрясения [11,12].

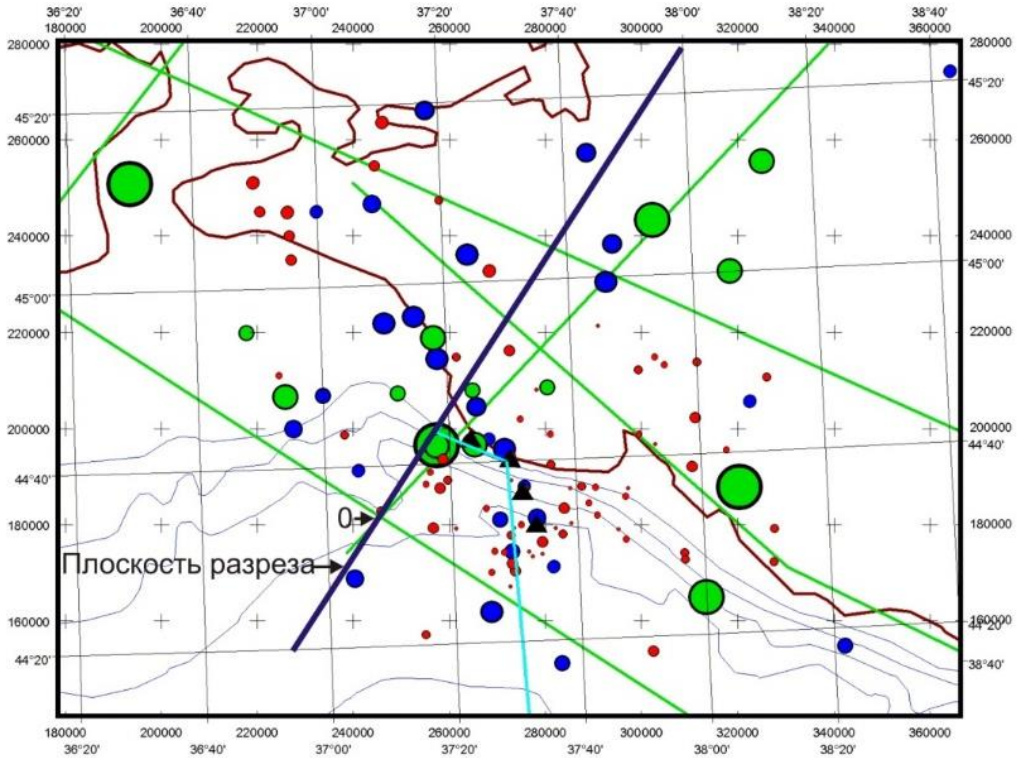


Рисунок 1 – Карта эпицентров землетрясений по данным ДС ИО РАН, полученных в мае-июне 2011 г. Эпицентры микроземлетрясений показаны кружками красного цвета, размер кружка – магнитуда землетрясения. Зеленые кружки – эпицентры землетрясений из [13]. Синие кружки – эпицентры из каталога ГС РАН (1992-2011 гг.). Зеленые линии –линеаменты

Был построен глубинный разрез с проекцией очагов на вертикальную плоскость, ориентированную ортогонально структурам Кавказа (рисунок 2). Анализ полученных данных, представленных на рисунках 1 и 2, позволяет сделать ряд выводов о сейсмотектонике исследуемого района. Линеамент L0016, показанный на рисунке 2 определяющий основную

сейсмическую опасность морского участка газопровода в районе Анапы необходимо сместить на 7 км к северо-востоку в точку сгущения очагов землетрясений (см. рисунок 5). Положение очагов на разрезе (рисунок 5) позволяет предположить наличие процесса псевдосубдукции (погружение Черноморской литосферы под структуры Западного Кавказа), что может определять доминирующий механизм очага сильнейших землетрясений района как взброс.

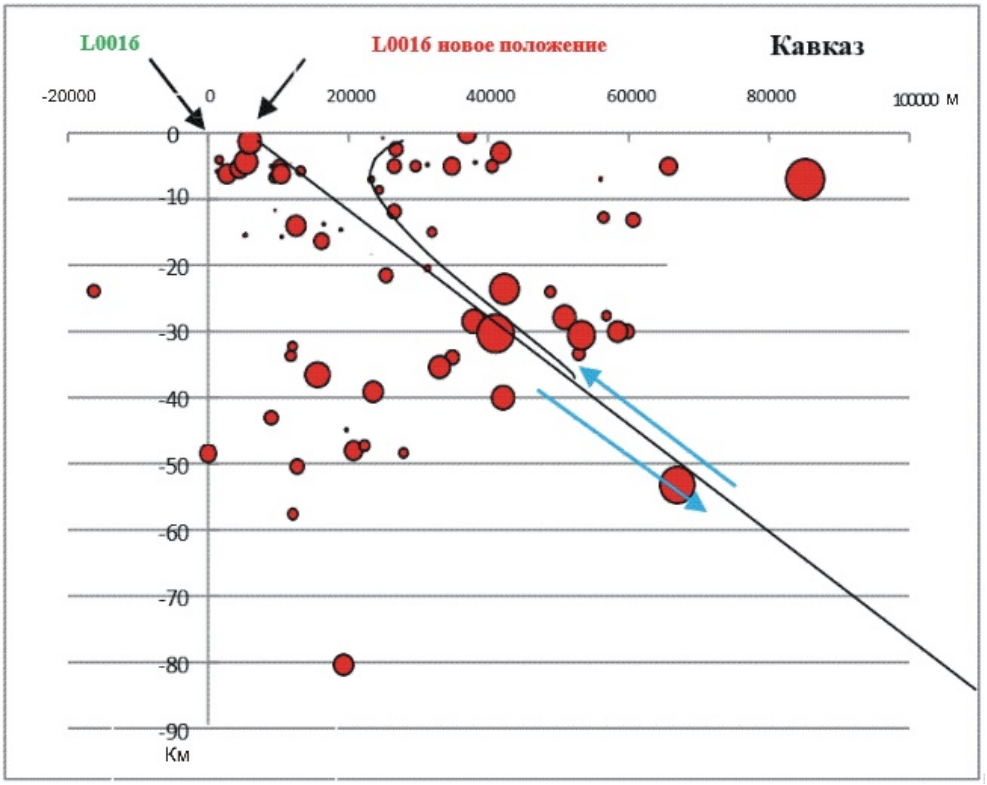


Рисунок 2 – Глубинный разрез с проекциями очагов микроземлетрясений на вертикальную плоскость с ориентацией вдоль черной прямой, показанной на рисунке 1

Определение параметров исходных сейсмических воздействий для шельфа и континентального склона Черного моря в районе Анапы вдоль трассы подводного газопровода было выполнено с помощью вероятностного анализа сейсмической опасности (ВАСО) [14]. При этом были использованы все доступные разработанные ранее модели зон возможных очагов землетрясений (зоны ВОЗ).

Для ВАСО необходимо выбрать модели затухания сильных движений грунта. Для расчетов нами было выбрано, NGA-модели (Next Generation Attenuation) для тектонически активных регионов земного шара с коровой сейсмичностью и европейские модели, разработанные по базам записей сильных движений грунта от европейских землетрясений [15, 16].

Определение локальных магнитуд микроземлетрясений, выполненное по описанной выше методике, позволило построить график повторяемости землетрясений анапского региона (рисунок 3), так называемый усеченный экспоненциальный график Гутенберга-Рихтера, на котором показана зависимость годовой кумулятивной частоты землетрясений от магнитуды.

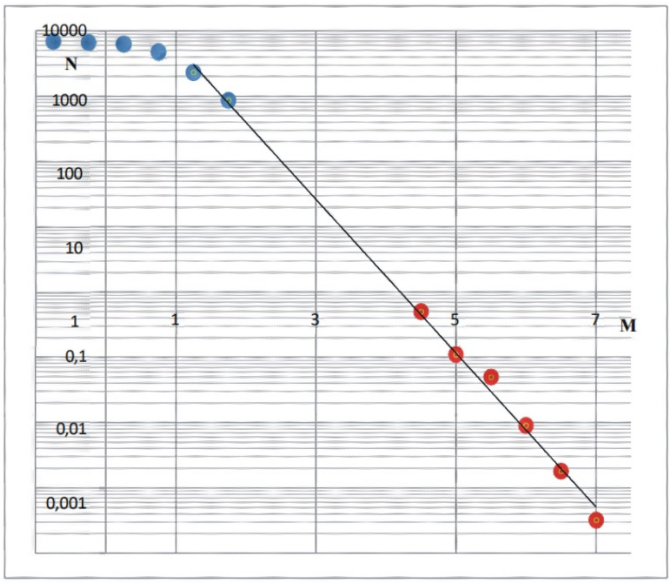


Рисунок 3 – График повторяемости землетрясений акватории шельфа и континентального склона Черного моря в районе Анапы, построенный по данным о землетрясениях Крымско-Западно-Кавказского региона за период долговременных наблюдений (красные кружки) и кратковременных наблюдений за микроземлетрясениями (2 месяца, синие кружки)

Расчеты с использованием BACO показали, что исходные сейсмические воздействия для акватории меняются от 7.7 до 6.0 баллов или от 0.17 до 0.05 g от побережья в море для коренных горных пород, и для периода 1000 лет.

Для целей сейсмомикрорайонирования были выбраны 13 микроземлетрясений с ML не менее 1.4 и гипоцентральными расстояниями до донных сейсмографов, различающимися не более, чем на 20 % от прибора к прибору (пример записи приводится на рисунке 4). Были использованы также записи сильного землетрясения с эпицентром в Турции, произошедшего 19 мая 2011 г. с магнитудой - 5.8 *Mw*. Сводная акселерограмма по всем станциям для этого землетрясения приведена на рис. 5, а спектры в разных точках регистрации на рисунке 6.

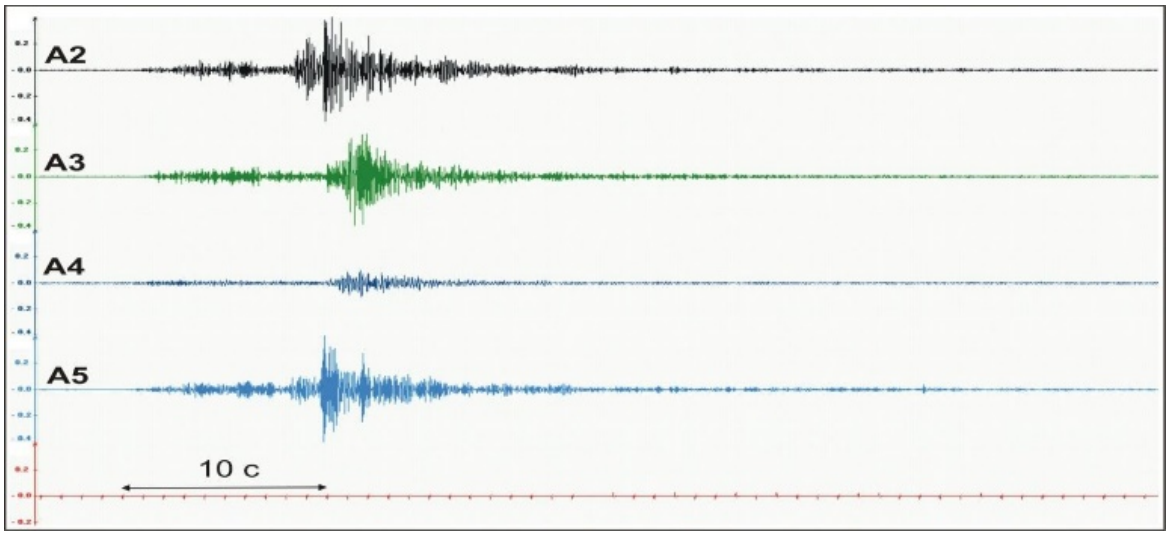


Рисунок 4 – Записи горизонтальных каналов донных сейсмографов (точки А2, А3, А4, А5) сигнала от микроземлетрясения с эпицентром в районе Анапы, произошедшего 03 июня 2011 г. с магнитудой M_L=2.4, использовавшиеся для определения приращения балльности

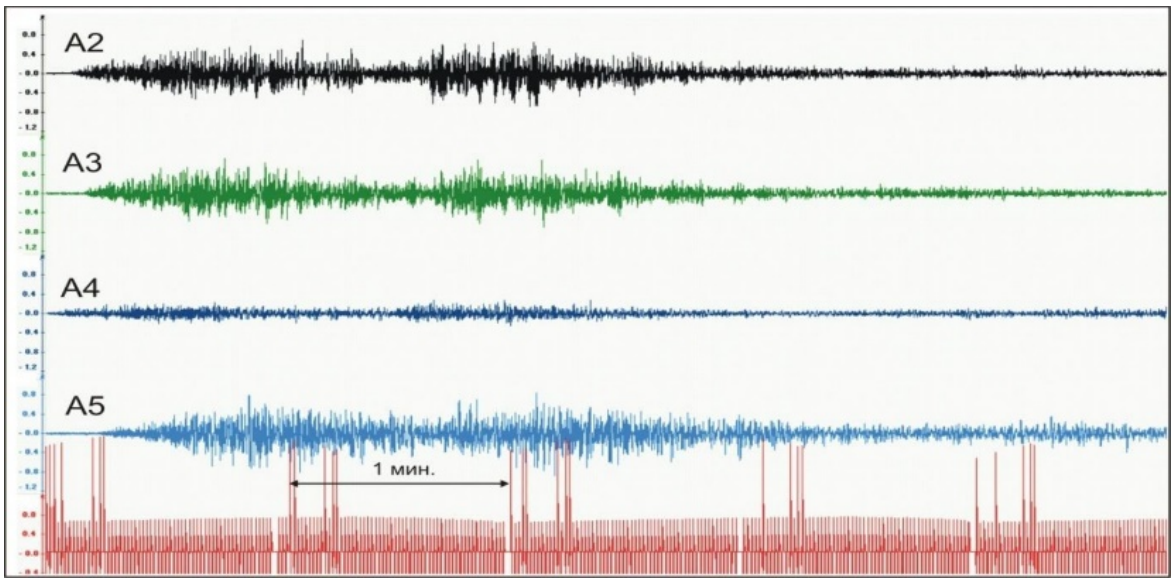


Рисунок 5 – Сводные акселерограммы сильного землетрясения с эпицентром в Турции, произошедшего 19 мая 2011 г. в 20 час. 15 мин., полученные в точках установки ДС

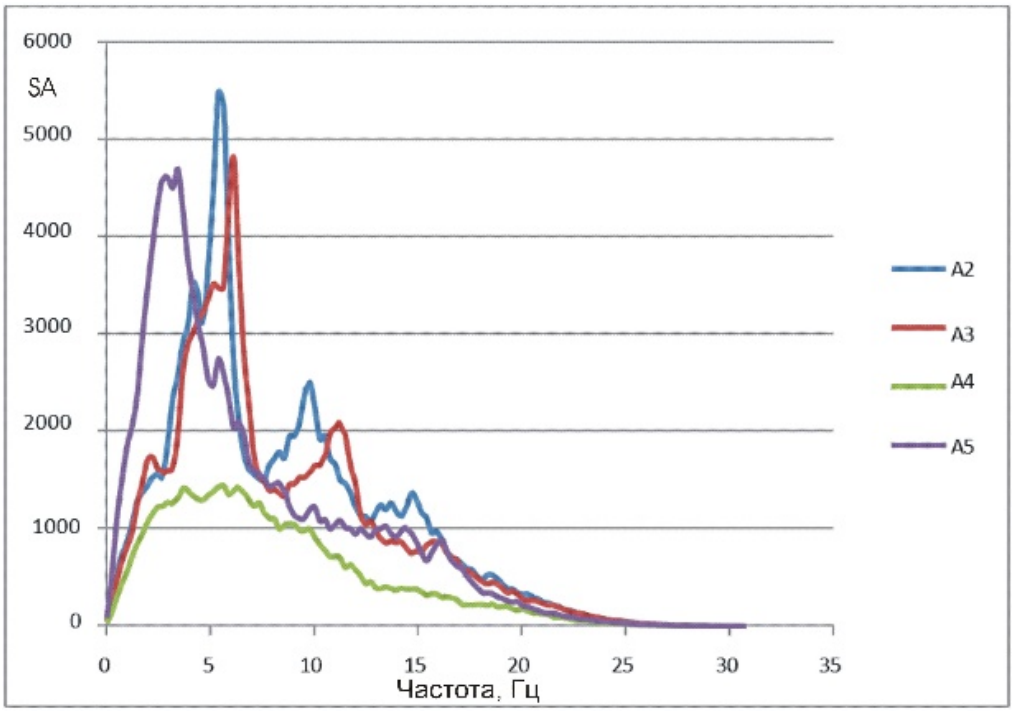


Рисунок 6 – Спектры сильного землетрясения с эпицентром в Турции, произошедшего 19 мая 2011 г. в 20 час. 15 мин., полученные в точках А2, А3, А4, А5

Оказалось, что амплитуды сейсмических колебаний и спектральные амплитуды, как в случае сигналов микроземлетрясений, так и сигнала сильного турецкого землетрясения на рыхлых донных грунтах (текучие глины, точки А2, А3, А5) превышают амплитуды на твердых породах (флиш, точка А4) в 6-7 раз, что соответствует приращению балльности ΔI=1.3. Сходные результаты получены методом сейсмических жесткостей С.В. Медведева [17].

Работа выполнена в рамках Государственного задания № FMWE-2021-0004 (получение данных) и Гранта РНФ (проект №23-17-00125 (разработка методов интерпретации данных).

Литература

1. Гринько Б.Н., Ковачев С.А., Хортов А.В. Строение вала Шатского (Черное море) по результатам региональных сейсмических исследований МПВ // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2004. Т. 79. № 3. С. 3.
2. Крылов А.А., Иващенко А.И., Ковачев С.А. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность лаптевоморского региона: состояние вопроса и первый опыт годичной постановки донных сейсмостанций на шельфе // Вулканология и сейсмология. 2020. № 6. С. 33-49.
3. Ковачев С.А., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Морские сейсмологические наблюдения в районе Центральных Курил перед катастрофическими землетрясениями в ноябре 2006 г. (M = 8.3) и январе 2007 г. (M = 8.1) // Физика Земли. 2009. № 9. С. 48-65.
4. Соловьев С.Л., Контарь Е.А., Дозоров Т.А., Ковачев С.А. Глубоководная донная самовсплывающая сейсмологическая станция АДС-8 // Известия АН СССР. Физика Земли. 1988. № 9. С. 75.
5. Krylov A.A., Kovachev S.A. et al. Ocean-bottom seismographs based on broadband met sensors: architecture and deployment case study in the Arctic // Sensors. 2021. Т. 21. № 12. С. 3979.
6. Krylov A.A., Ananiev R.A., Chernykh D.V., Alekseev D.A., Balikhin E.I., Dmitrevsky N.N., Novikov M.A., Radiuk E.A., Domanyuk A.V., Kovachev S.A. et al. A complex of marine geophysical methods for studying gas emission process on the Arctic shelf // Sensors. 2023. Т. 23. № 8. С. 3872.
7. Krylov A.A., Alekseev D.A., Kovachev S.A., Radiuk E.A., Novikov M.A. Numerical modeling of nonlinear response of seafloor porous saturated soil deposits to SH-wave propagation // Applied Sciences (Switzerland). 2021. Т. 11. № 4. С. 1-17.
8. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Ковачев С.А. Первые результаты сейсмотектонических исследований на территории Башкортостана // Доклады РАН. 1995. Т. 344. № 6. С. 801-805.
9. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Ковачев С.А., Шакуров Р.К. Сейсмогенез и структура центрального Башкортостана. Монография. Уфа: Гилем. 1996. 73 с.
10. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Ковачев С.А. и др. Первая тектоносейсмическая карта восточного Башкортостана. Уфа: Гилем. 1955. 44 с.
11. Soloviev S.L., Kovachev S.A. On the determination of local magnitude of near earthquakes from OBS observations // Acta Geophysica Polonica. 1994. V. XLII. No. 4. P. 274-280.
12. Соловьёв С.Л., Ковачёв С.А. Об определении локальной магнитуды местных землетрясений по наблюдениям донных сейсмографов // Физика Земли. 1996. № 5. С. 26.
13. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Под ред. Кондорской Н.В. и Шебалина Н.В. М.: Наука. 1977. 535 с.
14. Cornell C.A. Engineering seismic risk analysis // Bull. Seism. Soc. Amer. 1968. V. 58. No. 5. P. 1583-1606.
15. Abrahamson N.A., Silva W.J. Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes // Seismological Research Letters. 1993. V. 68. No. 1. P. 94-123.
16. Sabetta F., Pugliese A. Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions // Bull. Seism. Soc. Am. 1996. V. 86. No. 2. P. 337-352.
17. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М.: Гос. изд-во литературы по строительству, архитектуре и строительным материалам. 1962. 284 с.

СИЛЬНОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 4 МАРТА 2024 г. В РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Першина Е.В.[1], Соколова И.Н.[2], Берёзина А.В.[1], Габсатарова И.П.[2]
pev_71@mail.ru
[1]Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан
[2] Единая геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия

4 марта 2024 года вблизи крупнейшего мегаполиса Казахстана, г. Алма-Ата произошло сильное землетрясение (рисунок 1а), которое ощущалось на обширной территории Казахстана и Кыргызстана.

Уникальность этого землетрясения состоит в том, что: во-первых, его гипоцентр приурочен к зоне Кеминского землетрясения 1911 года [1], а во-вторых, Кунгейское землетрясение ощущалось в г. Алматы и пригородах с интенсивностью 5 баллов по шкале MSK-64 и оказало самые значительные воздействия на мегаполис после Байсорунского землетрясения 1990 г. [2].

В докладе приводится историческая сейсмичность района, макросейсмическое воздействие Кеминского землетрясения 1911 г., а также современный сейсмический режим.

Интересной особенностью землетрясения стал тот факт, перед землетрясением сформировалась кольцевая структура, образованная землетрясениями с глубинами до 33 км. Такие кольцевые структуры формировались перед сильными и сильнейшими землетрясениями с магнитудами более 7, в различных регионах мира, и являлись ярким прогностическим признаком [3]. Формирование кольцевой структуры сейсмичности перед землетрясениями меньшей энергии факт уникальный.

Механизм очага землетрясения Кунгейского землетрясения 4 марта 2024 г. с mb=5.5 определен по знакам первых вступлений Р-волн на 52 станциях, хорошо окружавших эпицентр и удаленных на расстояния Δ=88–2900 км. На 23 станциях зарегистрированы волны сжатия, на 29 – растяжения. Землетрясение произошло под действием субмеридионального близгоризонтального сжатия, что типично для очагов Северного Тянь-Шаня. Исследуемый район хорошо изучен с точки зрения деформационного состояния, большая часть событий здесь имеет взбросовый характер подвижки со сдвиговой компонентой (рис.1б). Тип движения в очаге 4 марта 2024 г. по крутопадающей плоскости NP1 юго-западного простирания – взброс с левосторонней сдвиговой компонентой, по плоскости восточного простирания – надвиг с правосторонней сдвиговой компонентой.

На в г. Алма-Ата и его пригородах интенсивность составила 5 баллов по шкале MSK64, на Северном побережье оз. Иссык-Куля в г. Чолпон-Ата, с.Бостери, с. Ананьево: 4-5 баллов; г. Балыкчи – 4 балла; г. Каджи-Сай, г. Каракол, месторождение «Кумтор» и г. Бишкек: 3-4 балла по шкале MSK64. Построена зависимость интенсивности в баллах от расстояния для этого землетрясения.

Проведён анализ записей приборов сильных движений по данным станций Центральной Азии (рисунок 2). Обработка осуществлялась при помощи программы SeismoSignal, всего обработано 22 записи сильных движений на локальных и региональных расстояниях. Максимальное ускорение PGA было зарегистрировано на станции «Ананьево», ANVS, PGA(С-Ю)=29 см/с^2, эпицентральное расстояние (Δ=68 км).

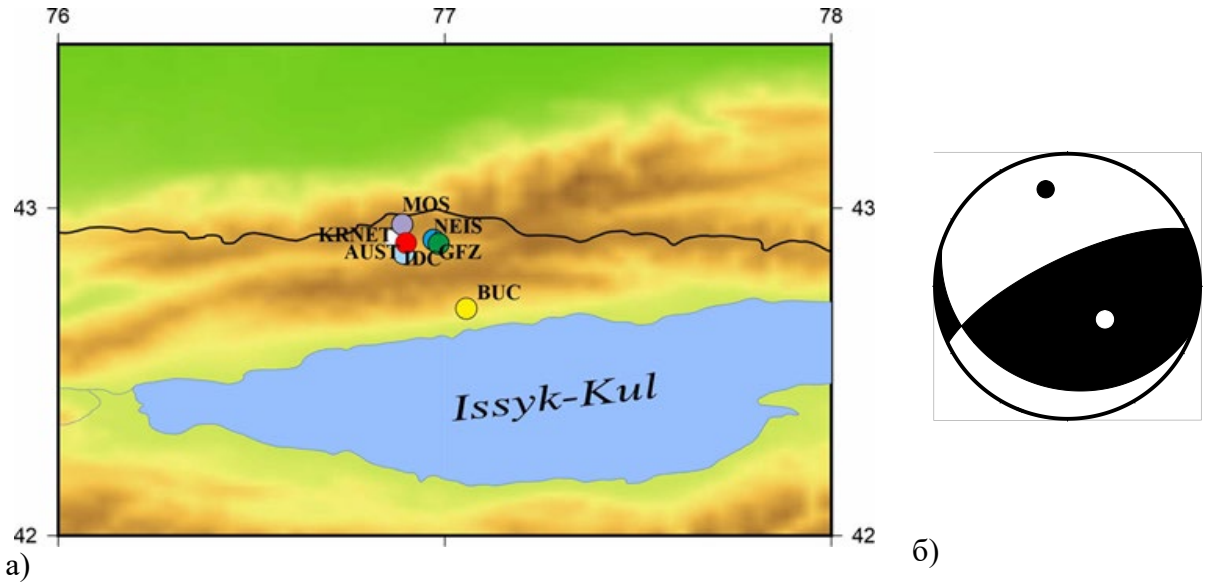


Рисунок 1 – а) Расположение эпицентра по данным различных сейсмологических агентств; б) стереограмма механизма очага

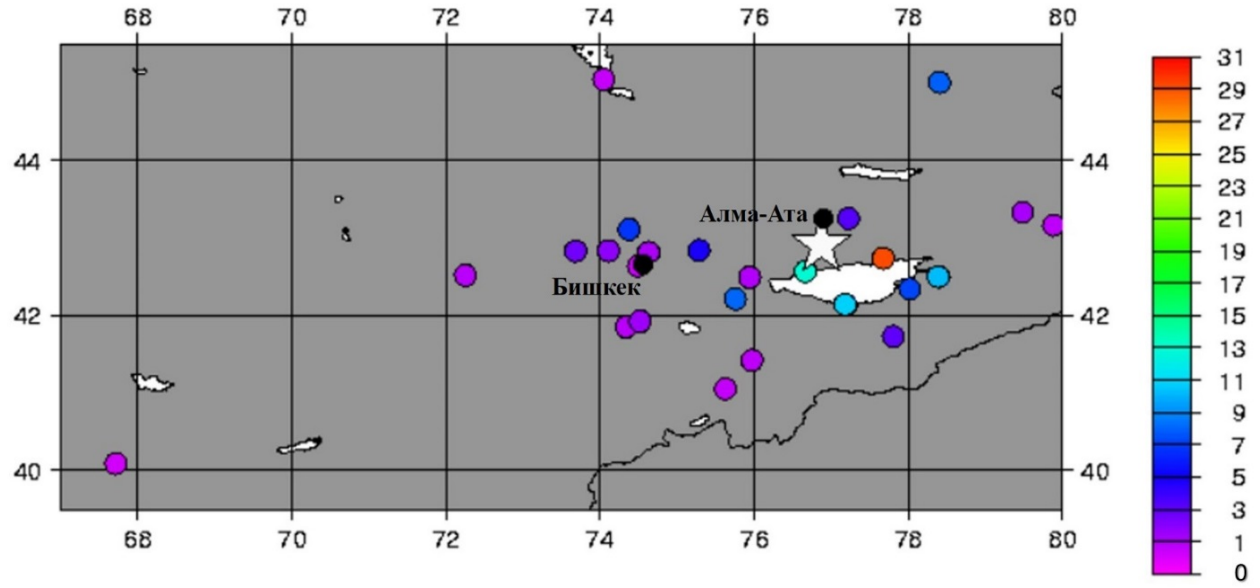


Рисунок 2 – Карта PGA, обработка программой SeismoSignal

Литература

1. Нурмагамбетов А. Сейсмическая история Алматы. Кеминское землетрясение 4 января 1911 года (23 декабря 1910 г). Алматы: LEM. 1999. 68 с.
2. Байсорунское землетрясение 12 ноября 1990 года / А. Нурмагамбетов, Н.Н. Михайлова, А. Сыдыков, В.А. Гапич, А.А. Власова, М.М. Сабитов, М.С. Хайдаров // Землетрясения в СССР в 1990г. М. 1996. С. 46-52.
3. 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.

НОВЫЙ ПОДХОД К ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ЛОГИКА ПОСТРОЕНИЯ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Родкин М.В.[1,2]
rodkin@mitpan.ru
[1] Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия
[2] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

Методы прогноза землетрясений многочисленны, но только лучшие из них дают прогноз стабильно много лучше случайного угадывания. Точности таких прогнозов, однако, недостаточно, чтобы потери при неточном прогнозе заведомо превышали объемы предупрежденного ущерба, так как значительно как число ложных тревог, так и пропусков цели. Отсюда очевидна актуальность повышения точности прогнозов. Затруднения вызывают и трудности с построением физической модели сейсмического процесса.

Ранее автором был проведен анализ обобщенной окрестности сильного землетрясения, в результате чего удалось получить набор статистически достоверных и хорошо параметризуемых предвестниковых аномалий. Также было показано, что физические механизмы реализации разноглубинных землетрясений существенно различаются, соответственно, различаются и некоторые из предвестниковых аномалий.

Представляется естественным попробовать использовать сформированные наборы параметризованных прогнозных признаков в целях прогноза. Представлены предварительные результаты такого ретроспективного анализа по данным мировых каталогов землетрясений и по данным регионального каталога Камчатки и Северных Курил КФ ГС РАН. Показано, что доля ретроспективно предсказанных таких образом сильных землетрясений возрастает примерно с 5 до 50 и более процентов с увеличением детальности используемого каталога. Обсуждаются возможные варианты развития предложенного метода прогноза и возникающие при этом сложности (например, довольно многочисленные ложные тревоги).

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 23-27-00395 «Комплекс аномалий в обобщенной окрестности сильного землетрясения; физика процесса и использование в целях прогноза»).

КОМПЛЕКСНЫЕ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЖУМГАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Стрельников А.А.
aas@ifz.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Джумгальская впадина находится в Нарынской области, которая расположена в центральной части Киргизской Республики, во Внутреннем Тянь-Шане, который состоит из системы хребтов, разделенных внутригорными долинами.

При помощи палеосейсмологических методов, в частности траншейных работ, морфометрического анализа рельефа и данных дистанционного зондирования удалось обнаружить и выполнить параметризацию нескольких объектов, маркирующих сильные землетрясения в территориально густонаселенном Джумгальском районе.

Археосейсмологическими методами была произведена реконструкция событий, повлекших приостановку хозяйственной деятельности на территории древней Джумгальской крепости XIX в. , находящейся в 3 км от текущего административного центра Джумгальского района Нарынской области пос. Чаек.

Полученные данные могут быть использованы для уточнения оценки сейсмической опасности Нарынской области.

Литература

1. Рахмединов Э.Э., Тилек кызы Г., Байкулов С.К. Сейсмическая опасность территории Нарынской области (Кыргызская Республика) // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. 2018. №8. С. 16-21.
2. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31–59.
3. Strom A.L., Abdrakhmatov K.E. Rockslides and rock avalanches in the Kokomeren river basin (Central Tien Shan) ICL summer school on rockslides and related phenomena guidebook. Moscow–Bishkek. 2022. 142 p.

УЧТУРФАНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 23 ЯНВАРЯ 2024 ГОДА (22.01.2024 г. 18:09 UTC, СУАР КНР)

Токтосопиев А.М., Гребенникова В.В., Байбосунова Ш.Т., Саданбеков Ш.У.
talymbay@ mail.ru
Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

В 2023 году по данным *мониторинговых сейсмологических наблюдений, в* пределах координат φ=39°-44°N, λ=73,6-81°E активизировалась система разломов в Северо-Восточном Тянь-Шане. Отмечалось увеличение сейсмической активности с K_R=1-7 на территории Иссык-Кульской области и приграничных областей Казахстана и Китая. С июля 2023 г. на фоне землетрясений низших энергетических классов появились рои землетрясения с K_R≥8 в пределах сильных землетрясений, произошедших в Гиссаро-Кокшаальской зоне на территории Китая: 8-9-балльные 1893 г. и 1927 г., 10-балльное Кашгарское 1902 г., 9-балльные Пычанское (Баши-3) 1961 г., Учтурфанское-1 1969 г., 8-балльные Учтурфанское-3 и Кельпинтагское 1971 г. (рис. 1).

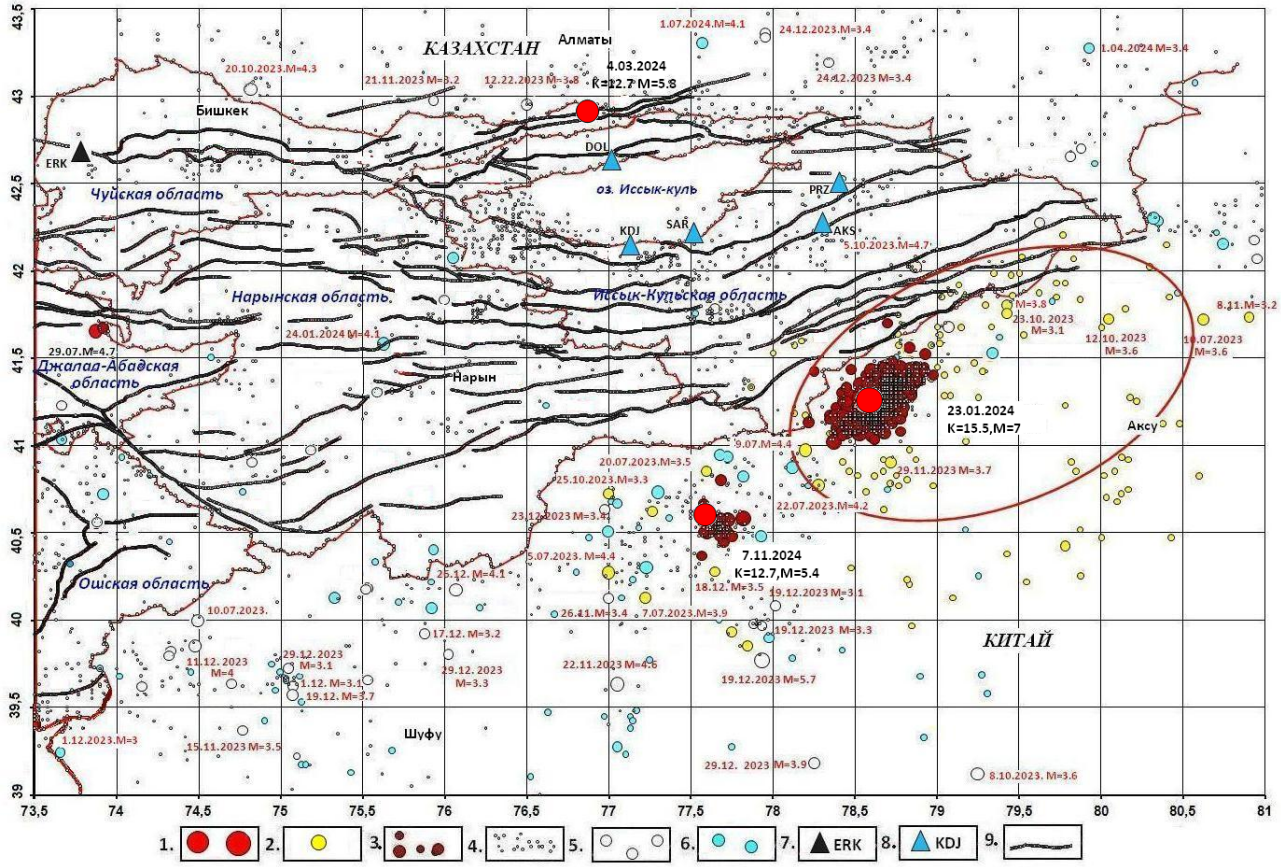


Рисунок 1 – Карта эпицентров землетрясений с 01.07.2023 г. по 31.01.2024 г. [1]: **1**-эпицентры землетрясений с Mpv≥5; **2**-форшоки; **3**-афтершоки; **4**-эпицентры землетрясений с K_R=1-7 произошедшие с 01.07.2023 г. по 31.01.2024 г.; **5**-землетрясения с K_R≥8 произошедшие 01.07.2023 г. по 7.11.2024 г.; 6-землетрясения с K_R≥8 произошедшие после землетрясения произошедшего 7.11.2024г. с Mpv=5.4; сеть гидрогеохимического и гидродинамического мониторинга ИС НАН КР: 7-гидродинамический объект (**ГДО**), 8-гидрогеохимические станции (**ГГХС**), 9-активные разломы [2]

На рис.2. показаны вариационные кривые изменений геохимических параметров термальных вод и их возможная связь с предшествующими землетрясениями.

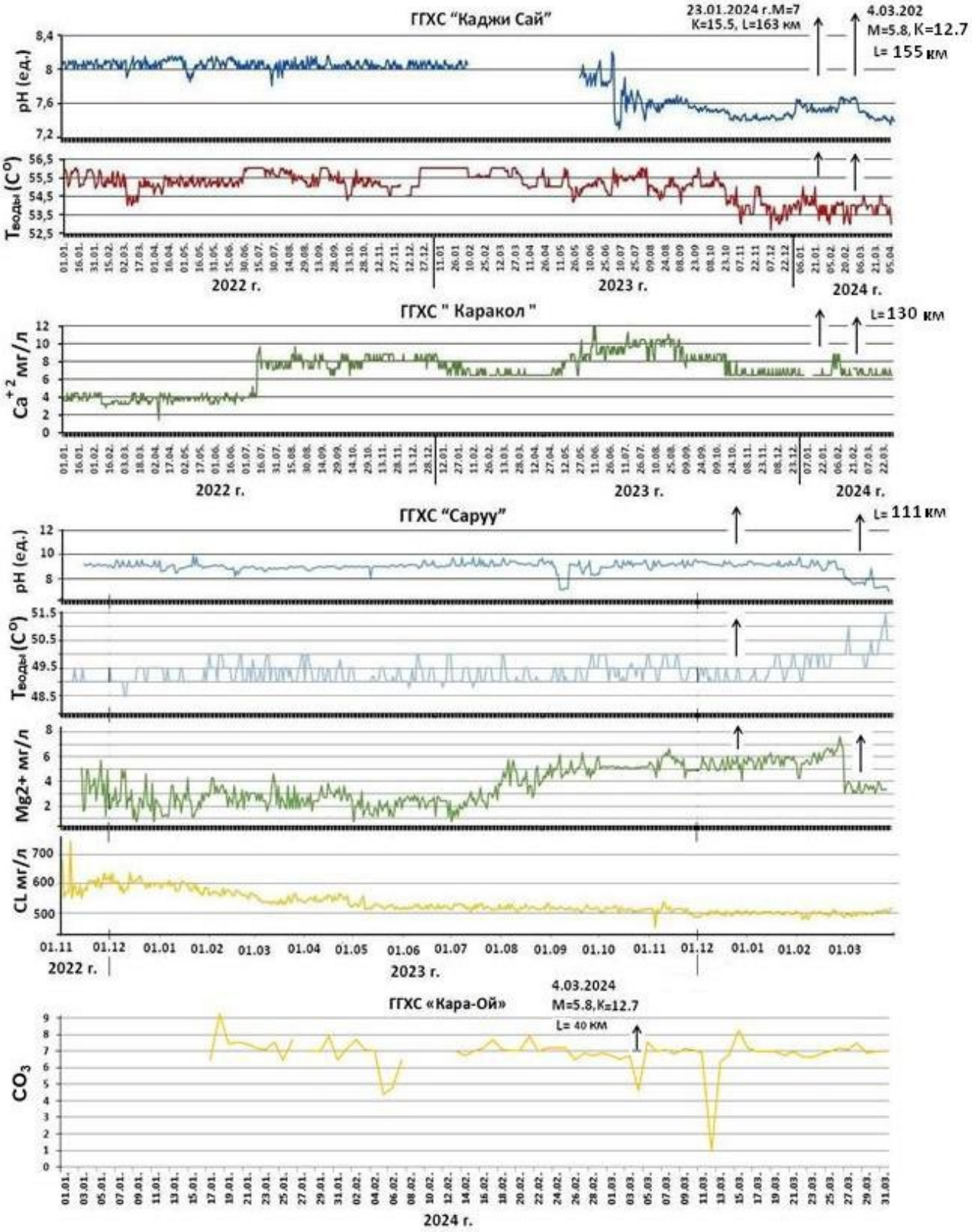


Рисунок 2 – Временные графики значений - pH, Ca^{+2}, Mg^{+2}, Cl^{-}, CO_3^{-2}, $T^0_{воды}$ по наблюдательной сети ГГХС: Каджи-Сай, Каракол, Саруу, Кара-Ой

По данным ГГХС "Каджи Сай" наблюдается изменение pH термальных вод в период начиная с мая месяца 2023 года по сегодняшний день от 8,0 единиц до 7,3 единиц,

произошедшие события которые совпадают в периоды при pH=7,4 **23.01.2024** M=7, K_R=15.5, L= 163 км и **04.03.2024** M=5.8, K_R=12.7, L=155 км.

А также по данным ГГХС “Саруу” наблюдается изменения по pH с сентября 2023 года с понижением в феврале 2024 года от 9,0 единиц 7,2 единиц.

По теории при снижении pH=7,3 нарушается карбонатное равновесие и появляется CO_2 углекислый газ. Карбонатное равновесие характеризуется балансом между различными формами углекислого газа (растворенным карбонатным и бикарбонатным). Изменения в этом равновесии могут указывать на различные процессы, происходящие в подземных геологических структурах.

Изменение pH среды перед землетрясениями может быть вызвано несколькими механизмами:

1. Выделение газов такие как углекислый газ , радон могут выделяться из глубоких пород перед землетрясениями, изменяя химический состав термальных вод и pH среды.

2. Изменение температуры воды могут стимулировать гидрогеохимические реакции в результате которого меняется pH водных растворов.

3. Возмущения в гидрогеологических системах, связанные с подготовкой к землетрясению, могут приводить к перемешению вод и изменению химического состава в том числе и pH воды. Изменение pH среды и наблюдение за этим параметром, а также изменение температуры воды может служить одним из индикаторов предстоящего землетрясения.

Доказательством того является подьем температуры ГГХС “Саруу” от 50 ^{0}C до 51,5 ^{0}C на 1,5 ^{0}C начиная с января 2024 года и изменение температуры воды по ГГХС “Каджи Сай” с понижением от 55^{0}C до 53^{0}C начиная с октября 2023 года на 2^{0}C перед событиями - **23.01.2024** M=7, K_R=15.5, L=132 км и **04.03.2024** M=5.8, K_R=12.7, L=111 км.

Нарушение карбонатного равновесия в термальных водах перед землетрясениями представляет интересный объект исследований с точки зрения сейсмогеодинамики и гидрогеохимии. Возмущения в гидрогеологических системах, связанные с подготовкой к землетрясению, могут приводить к перемещению воды из различных глубоких источников с разным составом минералов, что также влияет на жесткость термальных вод. Примером тому является изменение Mg^{+2} иона в сторону увеличения с августа 2023 года от 3 мг/л до 6,5мг/л на 3,5 мг/л и падением на прежний уровень в январе 2024 года по данным станции ГГХС «Саруу», что соответствует событиям **23.01.2024** M=7, K_R=15.5, L=132 км и **04.03.2024** M=5.8, K_R=12.7, L=111 км.

Изменение Ca^{2+} иона бухтообразным подьёмом от 6,0 мг/л до 12,0 мг/л по данным ГГХС «Каракол», начиная с мая месяца 2023 года и падением на прежний уровень в октябре 2023 года от 11,0 мг/л до 6,30 мг/л с появлением всплеск событие которого совпадает в тихий период после бухтообразных изменений **23.01.2024** M=7, K_R=15.5, L=125 км и **04.03.2024** M=5.8, K_R=12.7, L=132 км.

Изменения содержания ионов хлора в термальных водах перед землетрясениями представляет собой важный объект исследований в области сейсмогеодинамики. По данным ГГХС «Саруу» изменения Cl^- иона наблюдаются в виде понижения от 600 мг/л до 480 мг/л начиная с январь 2023 по апрель 2024 года.

Литература

1. Каталог землетрясений Кыргызстана и прилегающих территорий с исторических времен по март 2024 года. Фонды Института сейсмологии Национальной Академии Наук Кыргызской Республики.
2. Абдрахматов К.Е., Бегалиев У.Т., Омуралиев М., Омуралиева А. Сейсмическая опасность населенных пунктов и стратегических сооружений Кыргызской Республики. Бишкек: ОСОО Триада Принт. 2019. 98 с.

К ВОПРОСУ ПРОВЕДЕНИЯ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ПОЛЯХ УГОЛЬНЫХ ШАХТ ДОНБАССА

Туманов В.В., Новгородцева Л.А., Бородин Д.С., Николаев И.Ю., Шалованов О.Л.
oegi.donetsk@gmail.com
Республиканский академический научно-исследовательский и проектно-конструкторский институт горной геологии, геомеханики, геофизики и маркшейдерского дела,
г. Донецк, Россия

Своевременный прогноз выбросоопасности при ведении горных работ на шахтах Донбасса является чрезвычайно важной проблемой, требующей привлечения последних достижений в области исследования геодинамики углепородных массивов, в том числе современных методов микросейсмического мониторинга. С использованием микросейсм, как показывает мировая практика, могут с успехом изучаться не только природные и техногенные землетрясения, но и залежи углеводородов, а как показали результаты последних научных исследований в рамках ГЗ Минобрнауки РФ №: FRSR 2023-0007, также и зоны аномального скопления метана, зачастую приводящие к внезапным выбросам и горным ударам в угольных шахтах Донбасса.

Экспериментальной основой вышеуказанных исследований служат данные сейсмических наблюдений, полученные в 2019-2021 гг. на поле шахты «Калиновская-Восточная» при выяснении природы фиксируемых на поверхности толчков магнитудой до 3-х единиц [1]. Измерения микросейсмических сигналов проводились учёными ФГБНУ «РАНИМИ» и ГИ УрО РАН с помощью апертурной группы их четырёх трёхкомпонентных датчиков HS-1 (Geospace, USA) и цифровых автономных сейсмостанций «Ермак-5».

Впоследствии результаты сейсмических исследований были дополнены физическими и теоретическими представлениями о природе наблюдаемых сейсмических сигналов [2, 3]. Было установлено, что:

- Форма амплитудно-частотного спектра на частотах от 0.1 до 1 Гц практически совпадает с формой амплитудно-частотного спектра волны Рэлея, наблюдённой на средних широтах [4];
- На частотах $f \geq 20$ Гц, в ходе очистных работ под землёй, на поверхности регистрируются макроимпульсы с амплитудой смещения частиц до 2.6 мм/сек; величина смещений позволяет связывать принятые сигналы с подземными толчками техногенной природы;
- Теоретические работы в области заглублённых источников упругих колебаний [5.] и экспериментальные наблюдения многоволновых полей на поверхностях угольных шахт Донбасса [6.] указывают на сложный суммарный сейсмический сигнал, сформированный под действием первичной продольной волны от заглубленного техногенного источника, отраженных от поверхности и превращённых во вторичную продольную и поперечную волн вместе с поверхностными техногенными волнами и волной Рэлея.

Качественное сравнение показывает прямо пропорциональную зависимость значений мгновенных амплитуд скоростей смещений от суммарной мощности трещиноватых пород по скважинам, что полностью подтверждает современные представления о связи максимумов амплитудно-частотного спектра с участками повышенной тещиноватости (разуплотнения массива) [3, 4] и создает благоприятные предпосылки для прогноза приуроченных к ним зон аномального скопления метана на полях угольных шахт.

Литература

1. Анциферов А.В., Туманов В.В., Лобков Н.И., Бородин Д.С., Шалованов О.Л., Базеева Р.П. Мониторинг техногенной сейсмичности в зоне влияния угольных шахт Донбасса (на примере ш. «Калиновская-Восточная» ГП «Макеевуголь») // Труды РАНИМИ: Сб. науч. тр. Донецк. 2020. № 9 (24). С.78-87.

2. Анциферов А.В., Глухов А.А., Туманов В.В., Новгородцева Л.А. О программном комплексе обработки результатов микросейсмического мониторинга углепородных массивов // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. 2023. Т. 10. №1. С. 15-22.
3. Орлов Р.А. Опыт использования микросейсмического шума для решения геологических задач в условиях платформы (на примере Воронежского Кристаллического массива) // Вестник ВГУ. Серия: геология. 2011. №1. С. 184-192.
4. Горбатиков А.В. Возможность оценки параметров геологических объектов на основе использования фонового микросейсмического поля. Результаты экспериментальных исследований и моделирования // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы междунар. сейсмологической школы. Обнинск. 2006. С. 66-71.
5. Семерикова И.И. Методика распознавания трещиноватых сред в полях отраженных волн для прогноза коллекторов углеводородов // Экспозиция Нефть Газ. 2015. № 6 (45). С. 44-48.
6. Хохлов М.Т., Харитонов О.М., Трифонов П.Г., Козельский И.Т., Байсарович М.М. Многоволновые сейсмические исследования угольных месторождений Донбасса. Монография. Киев: Наукова Думка. 1990. 132 с.

О ЗАПИСЯХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КЫРГЫЗСТАНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ ПРИБОРАМИ ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Фролова А.Г., Берёзина А.В., Першина Е.В., Кыдырова Л.Ш., Лиховод М.В.
shfrolova@mail.ru, annaberezina8@gmail.com, per_71@mail.ru
Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Современная оценка сейсмической опасности в количественных параметрах сейсмических воздействий требует наличия на исследуемой территории реальных записей сильных землетрясений в терминах ускорений колебаний грунта. Аналоговая сеть сильных движений Кыргызстана начала формироваться с 1970-го и уже к 1980-му году на большинстве стационарных сейсмических станций были установлены горизонтальные сейсмографы СМР, трёхкомпонентные велосиграфы С5С+ИСО-II и акселерографы ССРЗ. Велосиграфы и акселерографы оказались технически несовершенными и не всегда срабатывали даже в эпицентральных зонах. Простые по конструкции сейсмографы СМР оказались более надежными, поэтому большую часть записей приборами для регистрации сильных движений составили смещения.

За период функционирования аналоговых приборов для регистрации сильных движений с 1970 по 2008 год было зарегистрировано порядка 130 землетрясений. Если за единицу принять запись землетрясения одним типом прибора на одной станции, то за этот период было получено 220 записей смещений, 63 – скоростей и только 5 записей ускорений, 4 из которых (слабые, на пределе регистрации) принадлежат Суусамырскому землетрясению 1992 года.

В настоящее время сеть сильных движений Кыргызстана постепенно возрождается в новом цифровом качестве: современные приборы для регистрации сильных движений функционируют уже на 18-и сейсмических станциях, из них 12 акселерографов были установлены только за последние три года. В этом году будут запущены ещё две станции сильных движений.

С начала 2023 г. по настоящее время обработано порядка 40 землетрясений. За этот период максимальное ускорение 52.4 см/с^2 зарегистрировано по записи землетрясения 31 сентября 2023 г. с энергетическим классом *К*р=10.7 на станции Каджисай, расположенной в 13 км от эпицентра.

Из-за недостатка данных по сильным движениям расчеты карт в пиковых ускорениях грунта выполняются в Кыргызстане и в соседних странах на основе моделей затухания, полученных в других регионах. Развитие современной сети сильных движений позволит со временем решить эту проблему.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОСЛЕДСТВИЙ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 22.01.2024 с Mw=7.0 НА ГРАНИЦЕ КИТАЯ И КЫРГЫСТАНА

Фролова Н.И.[1], Малаева Н.С.[1,4], Соколова И.Н.[2], Габсатарова И.П.[2], Сущев С.П.[3]
frolovanina7@gmail.com, sokolovani@gsras.ru, Sersan150@mail.ru
[1] Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва, Россия
[2] Единая геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия
[3] Московский государственный технический университет им. Н.Э. Баумана, г. Москва, Россия
[4]Всероссийский научно-исследовательский институт по проблемам гражданской обороны и чрезвычайных ситуаций МЧС России, г. Москва, Россия

В статье решается задача учета региональных особенностей затухания сейсмической интенсивности на территории Тянь-Шаня при моделировании последствий Учтурфанского землетрясения 22 января 2024 г. Актуальность исследования определяется необходимостью получения оперативных и надежных оценок возможных потерь от землетрясений для поддержки принятия решения о реагировании с учетом наиболее пострадавших населенных пунктов. Целью исследования является калибровка модели макросейсмического поля системы “Экстремум” для приграничной территории Китая и Кыргызстана. Впервые для рассматриваемой территории выполнен анализ применимости уравнений затухания сейсмической интенсивности, полученных исследователями в разные годы и в разных странах, для оперативной оценки возможных последствий сильных событий.

Для оценки возможных последствий землетрясения 22.01.2024 г. применены методы имитационного компьютерного моделирования с использованием системы "Экстремум", разработанной с участием авторов данной статьи. Система позволяет моделировать возможные последствия в течение 20-40 минут после определения параметров землетрясения.

Точность оперативного прогноза последствий существенно зависит от учета региональных особенностей затухания сейсмической интенсивности I_i. Для повышения надежности оценок моделирования потерь в масштабе времени близком к реальному заранее проводится калибровка уравнения макросейсмического поля Н.В. Шебалина [1], используемого в системе «Экстремум». В настоящей статье для калибровки параметров модели макросейсмического поля на приграничной территории Китая и Кыргызстана для района Тянь-Шаня используется ранее разработанная авторами процедура [2], предусматривающая подбор приемлемых, устойчивых для рассматриваемой территории, значений параметров математической модели затухания сейсмической интенсивности:

- региональные коэффициенты уравнения затухания сейсмической интенсивности;
- отношение большой и малой осей эллиптических изосейст высших баллов, названное коэффициентом сжатия *k*;
- угол, задающий ориентацию макросейсмического поля, в частности, азимут большой оси эллипса вытянутости изосейст.

В статье анализируются уравнения затухания сейсмической интенсивности для коровых землетрясений, предложенные Джанузаковым для Северного и Центрального Тянь-Шаня [3]; средние значения с учетом размера очага (1)

$$I = 1.5 \cdot M - 3.8 \cdot lg\sqrt{\Delta^2 + h^2} + 3.4 \quad (1)$$

вдоль структур с учетом размера очага (2)

$$I = 1.5 \cdot M - 3.6 \cdot lg\sqrt{\Delta^2 + h^2} + 3.3 \quad (2)$$

и уравнения (3), (4) для затухания интенсивности в направлениях большой и малой полуосей для западного Китая [4]:

$$I = 1.538 \cdot M - 2.109 \cdot ln(\Delta + 25\ \ ) + 5.643 \quad (3)$$

$$I = 1.363 \cdot M - 1.494 \cdot ln(\Delta + 7\ \ ) + 2.941 \quad (4)$$

где a, b, c, Δ_0 – региональные коэффициенты, Δ - эпицентральное расстояние, км; h - глубина очага, км; M - магнитуда землетрясения аналог MLH или M_S.

Для определения ориентации макросейсмического поля и коэффициента сжатия *k* были использованы данные о 21 событии в провинции Синьцзян, Китай произошедших на границе

Выполненный анализ данных за период с 1969 по 2020 гг. позволил сделать вывод о преобладающей ориентации большой оси изосейст вдоль основных геологических структур.

Анализ эмпирических данных и закономерностей, предложенных К.М. Мирзоевым для Средней Азии, позволили обосновать два значения коэффициента сжатия k равные 2.0 и 3.0 для моделирования последствий Учтурфанского землетрясения 22 января 2024 г. с помощью системы «Экстремум».

Моделирование было выполнено для параметров землетрясения, определенных в оперативном режиме китайской и американскими службами.

В табл. 1 и 2 приведены варианты расчетов для разных законов затухания сейсмической интенсивности с использованием обоснованных значений k и ориентации эллиптического поля изосейст вдоль разломов.

Таблица 1 − Варианты расчета последствий землетрясения с использованием параметров очага китайской сейсмологической службы (**www.cenc.ac.cn)**

№	Уравнение макросейсмического поля	Коэффициент сжатия k	Ориентация поля
Вариант 1	(1)	k=2	Вдоль разломов
Вариант 2	(2)	-«-	-«-
Вариант 3	(3), (4)	-«-	-«-
Вариант 4	(1)	k=3	-«-
Вариант 5	(2)	-«-	-«-
Вариант 6	(3), (4)	-«-	-«-

Таблица 2 − Варианты расчета последствий землетрясения с использованием параметров очага американской сейсмологической службы (https://earthquake.usgs.gov)

№	Уравнение макросейсмического поля	Коэффициент сжатия k	Ориентация поля
Вариант 1*	(1)	k=2	Вдоль разломов
Вариант 2*	(2)	-«-	-«-
Вариант 3*	(3), (4)	-«-	-«-
Вариант 4*	(1)	k=3	-«-
Вариант 5*	(2)	-«-	-«-
Вариант 6*	(3), (4)	-«-	-«-

В табл. 3 приведены результаты сравнения расчетных интенсивностей с наблюденными значениями по [7]. В таблице показаны значения ΔI_i для разных баллов.

Таблица 3 − Отклонения наблюденных и расчетных интенсивностей I для разных баллов для вариантов 1-6, 1*- 6*

I, балл	Варианты					
	1/1*	2/2*	3/3*	4/4*	5/5*	6/6*
5	0.00/0.00	-1.00/0.00	-/-1.00	-0.80/0.00	-0.80/ -0.80	-/-
6	0.57/1.07	0.28/0.64	0.28/0.43	0.57/0.64	0.43/0.43	0.35/0.57
7	0.75/1.00	0.00/1.00	0.00/0.75	0.75/1.00	0.25/1.00	0.00/0.75
8	0.00/0.17	-0.17/0.00	-0.67/0.00	0.00/0.00	-0.33/0.00	-0.50/0.00
9	-1.00/-0.50	-1.00/-0.50	-1.00/-1.00	-1.00/-0.50	-1.00/-0.50	-1.50/-1..0
$I_{ср}$	0.29/0.61	-0.13/0.39	-0.17/0.06	0.16/0.38	-0.03/0.16	-0.41/0.33

При использовании китайских параметров очага (www.cenc.ac.cn) наилучшая сходимость расчетных и наблюденных интенсивностей получена для варианта 5 (табл. 1)

При использовании американских параметров очага (https://earthquake.usgs.gov) наилучшая сходимость расчетных и наблюденных интенсивностей получена для вариантов 3*, 5* (табл. 2).

На рисунке 1 показаны результаты моделирования последствий Учтурфанского землетрясения 22 января 2024 г. с помощью системы «Экстремум» для варианта 5 (табл.1).

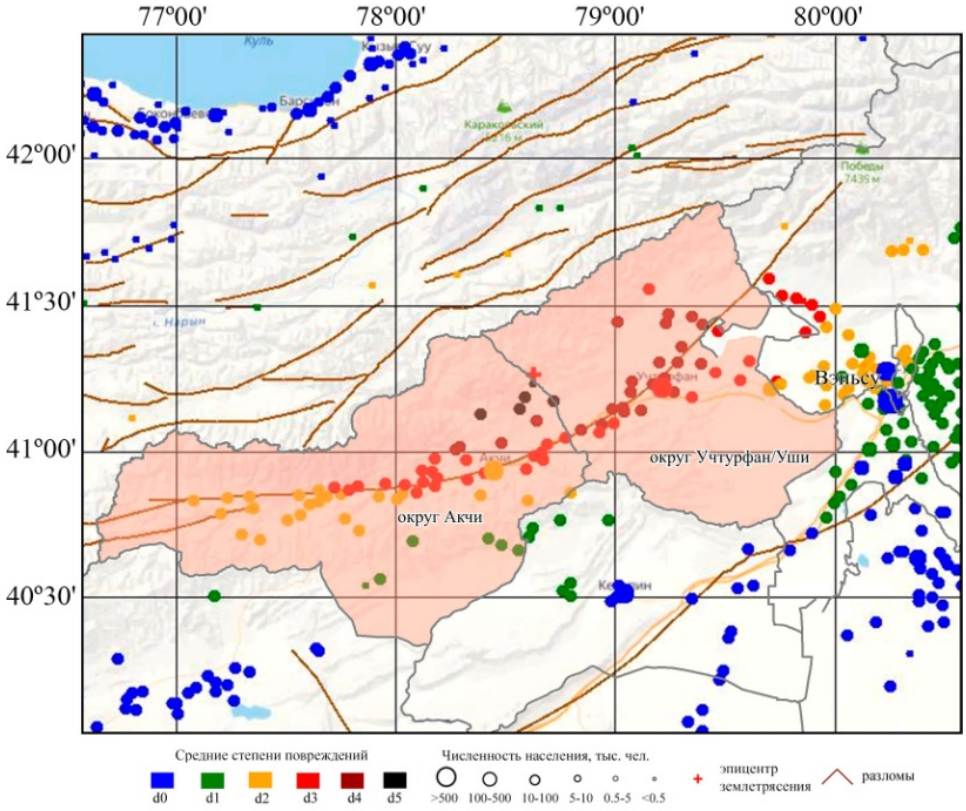


Рисунок 1 − Моделирование последствий Учтурфанского землетрясения 22 января 2024 г. Mw=7.0 для варианта 5 (таблица 1).

На рисунке 4 розовым цветом выделены наиболее пострадавшие округа Акчи и Учтурфан (Уши).

По данным [8] в округе Акчи погибло три человека и еще 9632 человека были перемещены (или остались без крова). В целом в пострадавших районах обрушилось по меньшей мере 210 домов и еще 8079 получили повреждения. В Кыргызской автономной префектуре Кызылсу, где расположен уезд Акчи, обрушилось 93 здания, еще 851 был повреждены. Ущерб и жертвы были минимальными, поскольку землетрясение произошло в малонаселенном районе.

В округе Учтурфан (Уши) по данным властей, большинство разрушенных домов были расположены в сельской местности и были построены ее жителями, тогда как недавно построенное государственное жилье не разрушилось.

По данным моделирования по варианту 5 (табл. 1) в ближайших к эпицентру населенных пунктах Ямансу и Курансарик в округе Акчи средняя степень повреждения $d_{ср}$=5, что соответствует обвалам. Также в зоне близкой к эпицентру степени повреждений оцениваются как $d_{ср}$=3 и $d_{ср}$=4. В округе Учтурфан(Уши) населенные пункты получили среднюю степень повреждений $d3$ и $d4$, что соответствует тяжелым повреждениям и частичным обрушениям зданий.

Результаты, полученные моделированием, соответствуют описанию последствий, что говорит о надежности выбранных параметров модели.

В табл. 5 приведены показатели физической уязвимости в населенных пунктах КНР с населением более 100 000 чел.

Таблица 5 − Показатели физической уязвимости в населенных пунктах с населением более 100 000 чел.

Населенный пункт	Δ, км	$d = 1$	$d = 2$	$d = 3$	$d = 4$	$d = 5$	$d_{ср}$
Акчи	41	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	2.7
Учтурфан (Уши)	48	0.1	0.1	0.2	0.2	0.4	3.7
Кельпин	91	0.2	0.1	0	0	0	0.5
Вэньсу	133	0.3	0.2	0.1	0	0	0.9
Аксу	135	0.2	0.1	0	0	0	0.6

Несмотря на то, что полученные оценки расчетных интенсивностей носят предварительный характер использование уравнения затухания сейсмической интенсивности, предложенное Джанузаковым для Северного и Центрального Тянь-Шаня [4] вдоль структур с учетом размера очага, позволяет получить расчетные средние степени повреждения d_{cp} застройки для наиболее сильно пострадавших населенных пунктов близкие к наблюденным.

Литература

1. Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 95–121.
2. Фролова Н.И., Габсатарова И.П., Н.В. Петрова, Угаров А.Н., Малаева Н.С. Влияние особенностей затухания сейсмической интенсивности на надежность оперативных оценок потерь от землетрясений. // Геоэкология. 2019. № 5. С. 23–37.
3. Джанузаков К. Дж. Региональные особенности затухания интенсивности сотрясений сильных землетрясений Кыргыстана и прилегающих к нему районов. // Вестник института сейсмологии НАН РК. 2013. № 2 (2). С. 13−18.
4. Xu Weixiao & Yang Weisong & Yu Dehu. A real-time prediction model for macroseismic intensity in China. J Seismol. 2021. 25. P. 235–253 https://doi.org/10.1007/s10950-020-09965-w.
5. Chaoxu Xia, Gaozhong Nie, Huayue Li, Xiwei Fan, Wenhua Qi. A composite database of casualty-inducing earthquakes in mainland China // Natural Hazards, vol. 116(3), 2023, p. 3321-3351.
6. Мирзоев К.М., Джураев Р.У. Основные закономерности затухания балльности землетрясений на территории Таджикистана // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. 1983. Душанбе: Дониш. 1985. С. 99-128.
7. Соколова И.Н., Габсатарова И.П., Берёзина А.В., Аристова И.Л. Сильное землетрясение 22 января 2024 г. с Mw=7.0 на юге Тянь-Шаня // Российский сейсмологический журнал. 2024.Т. 6. № 1. С. 42–64. DOI: https://doi.org/10.35540/2686-7907.2024.1.03
8. 新疆□什7.1□地震震区：群众生活平□有序　　灾情排□□步推□　(сайт) URL: https://politics.gmw.cn/2024-01/26/content_37113751.htm (дата обращения 10.04.2024)

Секция 6

Экологические и социальные последствия эндогенных и экзогенных геологических процессов, прогноз катастрофических событий (землетрясения, оползни, обвалы и др.)

ЦИФРОВАЯ ПЛАТФОРМА МОНИТОРИНГА И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ БАЙКАЛЬСКОЙ ПРИРОДНОЙ ТЕРРИТОРИИ

Бычков И.В., Фереферов Е.С., Фёдоров Р.К.
bychkov@icc.ru, fereferov@icc.ru, fedorov@icc.ru
Институт динамики систем и теории управления им. В.М. Матросова СО РАН,
г. Иркутск, Россия

Байкальская природная территория (БПТ) является сложным природным комплексом, на территории которого расположено признанное ЮНЕСКО всемирным природным наследием озеро Байкал. Экологическую ситуацию на БПТ нельзя назвать благополучной. Расположенные в южной части БПТ крупные города и промышленные центры являются источниками загрязнения атмосферы, вод и почв, которые в свою очередь, оказывает влияние на здоровье населения. Кроме экологических проблем антропогенного характера, на БПТ происходят опасные геодинамические процессы (сейсмичность, оползни, обвалы, сели и т.п.), а также существуют проблемы с состоянием бореальных лесов (в том числе эпидемиологическое поражение, распространение вредителей, природные пожары, изменение климата и т.п.). Развитие методов и технологий цифрового геоэкологического контроля и моделирования возникновения опасных ситуаций является важной задачей для сохранения экосистемы озера Байкал и всей БПТ.

В работе представлены результаты исследований, полученные в рамках крупного научного проекта «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки байкальской природной территории». Проект реализуется Консорциумом из 16 институтов Сибирского отделения РАН, специализирующихся в определенных научных областях и имеющих большой практический опыт по изучению изменений в гидросфере, литосфере, биосфере, атмосфере, здоровье человека под действием природных и антропогенных факторов, а также применения математических методов и информационно-вычислительных технологий для решения сложных научных и прикладных задач. Целью проекта является создание новых методов и технологий комплексного экологического мониторинга и прогнозирования на основе цифровых платформ, обеспечивающих сбор, хранение, обработку, анализ больших массивов разнородных пространственно-временных данных, а также комплекса математических и информационных моделей, сервисов и методов машинного обучения и их апробация для БПТ.

Разработанная в рамках проекта цифровая платформа [1-3] выступает в качестве интегрирующей основы цифрового экологического мониторинга, является средой для накопления, обмена и управления данными в структурированном виде, а также системой вызова бизнес-функций с подключёнными к ней через технологические интерфейсы сервисами участников цифровой экосистемы (участников мониторинга). Цифровая платформа экологического мониторинга состоит из трех базовых компонент: инструментальной, инфраструктурной и прикладной цифровых платформ. Инструментальная цифровая платформа (ИЦП) обеспечивает доступ участников цифровой экосистемы мониторинга к разработке и отладке прикладных информационных и программно-аппаратных средств, предоставляя им инструментальные сервисы для обработки пространственно-временны́х данных и их интерфейсов. ИЦП включает инструменты создания трех основных типов компонентов, встраиваемых в общую среду:

1) разработки WPS сервисов [4] и их композиций, предназначенных для программной обработки данных, реализующих стандарты интероперабельности программного обеспечения;
2) создания сервисов обмена данными, обеспечивающих и предоставление сбор тематических данных;

3) развертывания геопорталов, обеспечивающих доступ к тематическим данным и сервисам.

ИЦП содержит инструменты для создания типовых геопорталов и сервисов в облачной среде центра обработки данных. Создание производится на основе заранее сконфигурированных шаблонов виртуальных машин. Для WPS сервисов имеются шаблоны с системами Zoo project [5], 52°North Web Processing Service, упрощающими реализацию стандарта WPS.

Инфраструктурная цифровая платформа (ИнЦП) обеспечивает создание прикладных программно-аппаратных средств мониторинга, тематических WPS-сервисов обработки и распределённого хранения данных на основе высокопроизводительной информационно-аналитической среды, сервис-ориентированных и сквозных технологий. ИнЦП содержит средства доставки, обработки, хранения данных, а также инфраструктуру развёртывания ИЦП, сервисы (программные решения на базе ИЦП), средства разработки, отладки и интеграции сервисов. Для решения задач проекта на базе Интегрированной информационно-вычислительной сети Иркутского научно-образовательного комплекса (ЦКП ИИВС ИРНОК) [6] развернута вычислительная инфраструктура, обеспечивающая всем участникам проекта возможность хранение больших объёмов разноформатных пространственно-временных данных, высокоскоростной доступ к ним и возможность выполнения высоконагруженных вычислений. Инфраструктура состоит из связанных высокоскоростной сетью передачи данных на основе 10G-Ethernet системы хранения данных на базе Infortrend EonStor GS 1000 Gen2 (736 ТБ емкости), высокопроизводительной системы хранения данных на базе HPE MSA 2060 (27 ТБ емкости), высокоскоростной сети хранения данных (SAN), функционирующей на базе протокола Fibre Channel 12G, вычислительного кластера из 15 серверов с GPU NVidia RTX- 3080, 3090 (для машинного обучения). На базе основных инфраструктурных компонент, с использованием системы виртуализации VMWare vSphere 7 сформирована облачная платформа, консолидирующая сетевые и вычислительные ресурсы с ресурсами систем (сети) хранения данных и гибко предоставляющая их для всех систем и сервисов проекта.

Прикладная цифровая платформа (ПЦП) оперирует обработанными данными на уровне отдельной группы или вида мониторинга в целом, а также поддерживает алгоритмический обмен услугами (сервисами) между независимыми участниками цифровой экосистемы с использованием единой информационно-аналитической среды и технологической инфраструктуры. ПЦП состоит из геопортала цифрового мониторинга, сервисов предоставления данных и тематических WPS-сервисов.

Разработкой цифровой платформы экологического мониторинга занимается Институт динамики систем и теории управления имени В.М. Матросова СО РАН. При этом ПЦП создаются в тесном сотрудничестве с институтами, являющимися специалистами в конкретном виде мониторинга или моделировании развития экологической ситуации. В рамках проекта создан ряд прикладных сервисов таких, как:

- Моделирования динамики лесных ресурсов
- Анализа и прогнозирования риска (опасности) лесного пожара на основе информации о классе пожароопасности лесов, метеоусловий и других факторов
- Обработки данных о загрязнениях атмосферы со спутника Sentinel-5P
- Сбора и обработки данных о загрязнениях приземных слоев атмосферы БПТ
- Сейсмического районирования
- Геокодирования мест регистрации укусов иксодовыми клещами
- Оценки влияния лесных пожаров на органы дыхания человека
- Расчета концентрации хлорофилла-а

Особое внимание в рамках проекта уделяется методам мониторинга на основе обработки данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Собран значительный объем информации: космоснимки Sentinel-2 на Иркутскую область и Республика Бурятию за три года занимают более 57 терабайт (21 тысяча снимков). Для организации удобного поиска

космоснимков и быстрого доступа к ним создан каталог данных ДЗЗ, реализована возможность отображения снимков на карте и поддержка получения космоснимков земной поверхности из различных источников. Снимки находятся в СХД ИРНОК, их регистрация производится разработанными компонентами сбора данных. Реализован поиск снимков с учетом сенсора, облачности, положения и даты. На отдельные участки побережья Байкала и Иркутского водохранилища собрана информация о рельефе в виде данных ДЗЗ (SRTM, Copernicus DEM), данные с беспилотных летательная аппаратов (БПЛА), в том числе данные воздушного лазерного сканирования (ВЛС), а также данные лоции дна водохранилищ (батиметрии). На основе разнородных данных (векторные карты, батиметрия, полевая съемка рельефа, данные БПЛА) для ключевых участков построена комбинированная цифровая модель рельефа, которая используется моделирования зон затопления и обмеления.

Для организации экологического мониторинга на больших территориях разработана технология и Web- сервис классификации мультиспектральных космоснимков Sentinel-2 [7]. Классификация космоснимков проводится с использованием нейронной сети ResNet50. Технология позволяет определить набор классов (типов поверхностей), подготовить обучающую выборку, провести верификацию и выполнить классификацию большого количества снимков. Обучающая выборка формируется с помощью Web-интерфейса на основе космоснимков Sentinel-2 и полевых исследований. В качестве входных данных нейронная сеть принимает 13 каналов Sentinel-2 и канал, построенный на основе локальных бинарных шаблонов для учета текстурных характеристик. Для БПТ выделены характерных классов объектов: Болота, Голая скала, Пастбище, Вырубки, Переходный лес/ кустарники, Хвойный лес, Редколесье, Лиственный лес, Смешанный лес, Облака, Пашня, Жилая зона, Вода. Размечены 134 космоснимка БПТ, количество полигональных объектов – 2246 шт., площадь более 5900 кв.км. Средняя точность классификации составила 95%. Разработанный Web-сервис позволяет повысить оперативность мониторинга больших территорий. Технология классификации может применяться для решения актуальных задач крупных природных территорий, в частности, для анализа изменений лесного фонда, оценки влияния изменений климата на ландшафт, анализа динамики застройки, инвентаризации сельхозугодий и т.д.

Разработанные в рамках проекта методы и технологии позволили создать оригинальную распределённую сервисно-ориентированную цифровую платформу хранения, обработки больших объёмов разноформатных научных данных и знаний для поддержки процессов непрерывного мониторинга крупных природных объектов, их междисциплинарных исследований и прогнозирования возможных событий.

Работа выполнена при поддержке ЦКП ИИВС ИРНОК.

Литература

1. Bychkov I.V., Ruzhnikov G.M., Fedorov R.K., Khmelnov A.E., Popova A.K. Organization of Digital monitoring of the Baikal natural territory // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2021. P. 012067. DOI: 10.1088/1755-1315/629/1/012067.
2. Bychkov I.V., Fereferov E.S. Digital Technologies for Monitoring and Forecasting the Environmental Situation in Siberia // Herald of the Russian Academy of Sciences. 2022. Vol. 92. № 2. P. 133–140.
3. Бычков И.В., Гладкочуб Д.П., Ружников Г.М. и др. Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории. Новосибирск: СО РАН. 2022. 345 с.
4. WPS - Standardized web-based geo-processing [Электронный ресурс] URL: https://52north.org/software/software-projects/wps/ (дата обращения: 05.04.2024)
5. ZOO-Project – Open WPS platform [Электронный ресурс] URL: http://www.zoo-project.org/ (дата обращения: 05.04.2024)
6. ЦКП ИИВС ИРНОК – URL: http://net.icc.ru/ (дата обращения 05.04.2024)
7. Bychkov I.V., Ruzhnikov G.M., Fedorov R.K., Popova A.K., Avramenko Y.V. Classification of Sentinel-2 satellite images of the Baikal Natural Territory // Computer Optics. 2022. Vol. 46. No. 1. P. 90-96.

ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ: ПРОБЛЕМЫ КАТАЛОГИЗАЦИИ, ПАРАМЕТРИЗАЦИИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Гусяков В.К.
gvk@sscc.ru
Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, Россия

Крупные природные катастрофы первой четверти XXI века (цунами 2004 года в Индонезии и 2011 года в Японии, ураган Катрина 2005 года в США, наводнение 2008 года в Миянмаре, взрыв вулкана Хунга-Тонга в 2022 году, землетрясения 2023 года в Турции) привели к потере свыше полумиллиона человеческих жизней и суммарному материальному ущербу, сравнимому с годовым бюджетом целых государств. В научном сообществе они привлекли внимание к проблеме предсказания природных катастроф, оценки связанных с ними рисков и планированию мероприятий по снижению ущерба.

Оперативное прогнозирование возможно только для некоторых видов катастроф (например, паводков или ураганов), имеющих протяженный во времени характер развития и допускающих мониторинг дистанционными средствами. Для многих других видов природных опасностей (землетрясения, цунами, вулканические извержения) в настоящее время возможен только вероятностный прогноз (районирование территории по степени опасности). Основу такого прогноза составляют исторические каталоги и базы данных, содержащие сведения об уже прошедших катастрофах. Для большинства природных катастроф такого рода каталоги, как правило, ограничены инструментальным периодом наблюдений (последние 100-150 лет), в то время как инженерные и строительные нормы требуют наличия оценок превышения опасных параметров с обеспеченностью в 200, 500, 1000 и более лет. Удлинение каталогов возможно путем тщательного изучения имеющихся архивных материалов и восстановления вариаций климата на Земле на протяжении голоцена (последние 12-15 тыс. лет) на основе аномалий длинных дендрохронологических рядов, изучения спелеотерм, кораллов, осадочных колонок в торфяниках, озерных и морских осадках, колонок бурения гренландских и антарктических ледников.

Появившиеся в последние десятилетия тонкие аналитические методы анализа образцов (SEM-фотографии, анализ микропроб) позволяют получать точные датировки палеособытий тектонического характера (землетрясений, цунами, вулканических активизаций) и резких климатических изменений (environmental downturns), возникающих в результате природных катастроф гидрометеорологической природы. Важной составляющей каталогизации катастрофических событий является их корректная параметризация (масштабирование по энергии или интенсивности), которая дает возможность получения закона повторяемости (по типу закона Гутенберга-Рихтера для землетрясений), на основе которого возможно вероятностное прогнозирование катастроф. Другой важной (и во многом не решенной) задачей является оценка качества (валидация) получаемых прогнозных материалов.

На примере задачи оценки сейсмической опасности в докладе рассматриваются основные методики долгосрочного прогнозирования, обсуждаются лежащие в их основе постулаты и ограничения, методы валидации результатов прогнозов.

О ДИНАМИКЕ ИСПАРЕНИЯ ИЗ ГРУНТОВЫХ ВОД ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ НА ПУТИ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА

Жунусакунова А.Р.[1], Кендирбаева Дж.Ж.[2]
ajunusakunova@ mail.ru
[1] Кыргызский национальный аграрный университет им. К.И. Скрябина,
г. Бишкек, Кыргызстан
[2] Кыргызский научно-исследовательский институт ирригации Министерства водных ресурсов, сельского хозяйства и перерабатывающей промышленности КР,
г. Бишкек, Кыргызстан

Актуальность проблемы. В орошении сельскохозяйственных земель грунтовых вод, регулируя глубины их залегания, достигается экономия расхода воды ($м^3$/га) порядка 1600 – 2000, но общий расход- грунтовой и оросительной воды составляет 2000- 2500. При активном инфильтрационном питании наблюдается нисходящий поток грунтовых вод, при незначительном или его отсутствии – восходящий. Авторами [1-4] рекомендованы сроки и нормы полива земель с таким расчетом, чтобы на нижней границе сухого слоя не произошло ее смыкание с капиллярной влагой, для чего величины поливных норм должна составлять примерно 50 – 60 % от высушивания. Так, при глубине залегания уровня грунтовых вод 0,7 – 0,8 м она составляет порядка 300 $м^3$/га, что и подтверждается урожайностью культур. Учитывая, что скорости и направление движения грунтовых вод оказывают влияние на их режим, то следует принять во внимание гидравлические уклоны местности не только в абсолютных значениях, но и по знаку.

Режим грунтовых вод в зоне выклинивания зависит от объема подземного притока, количества выпадения осадков, орошения, испарения и транспирации, а также оттока дренажных вод и поверхностного стока. При этом величина подземного притока в весенний и летний периоды имеет наибольшее значение, тогда как в осенний и зимний – меньше.

Необходимо отметить, что высокое стояние грунтовых вод к поверхности земли отмечается в марте-мае месяцах, низкое – осенью и зимой, т.к. на их подъем оказывает влияние орошение земель. Также по данным [5] высота подъема уровней грунтовых вод зависят от расстояния между дренами, но в основном на разных участках они находится на глубинах от 1,0 до 1,5 м, поднимаясь во время полива почти до поверхности земли.

Влияние количества осадков на глубину залегания грунтовых вод отражается в весенние месяцы, когда сочетается просачивание зимних осадков (запасы в виде снега), а также их изобилие при сравнительно низких величинах испарения и транспирации. Осадки, выпавшие в летнее время, практически полностью израсходуется на испарение, в связи с чем они не имеют решающего влияния. Поэтому об урожаях сельскохозяйственных культур в зависимости от уровня залегания грунтовых вод рассмотрено для глубин 0,8-1,0 м, полученных в условиях без поливов или с одним вегетационным поливом.

Полученные результаты и их обсуждение. Приведены результаты исследований на Калининском опытном участке, где максимум урожая получен при глубине залегания грунтовых вод 0,7 м (табл. 1), причем на этой же глубине наблюдается наибольшее испарение по сравнению с глубинами 0,4 и 1,5 м. Это объясняется тем, что на глубине 0,7м создаются для сахарной свеклы наилучшие условия развития и рост. Интенсивность расхода поливной воды на испарение по мере ее роста уменьшается, например, при минерализации до 0,1 г/л и уровня, т.к. засоление верхних слоев почво-грунтов не происходит.

Вышеприведенные данные о влиянии глубин залегания уровня грунтовых вод, свидетельствуют при проведении 2 - 3 поливов, проведенных при оросительных нормах (300 $м^3$/га): на глубине 0,4 м полива не было, при 0,7 м – 600 – 900, при 1,5 м – 1400 – 2100.

Таблица 1 – Средние данные по урожайности и сахаристости

Годы	Глубина грунтовых вод, м						Поле	
	0,4		0,7		1,5		Урожайность ц/га	Сахаристость в %
	Урожайность ц/га	Сахаристость в %	Урожайность ц/га	Сахаристость в %	Урожайность ц/га	Сахаристость в %		
Среднее за 2000 – 2001 гг.	472	15,28	637	15,8	548	16,5	395	14,98

Изучение испарения показали, что высокая урожайность сельскохозяйственных культур связана с глубиной 0,7 м. При этом также установлено, что его интенсивность зависит от вида сельскохозяйственных культур. Так, наибольшее испарение имеют посевы ячменя в мае, а сахарной свеклы и кукурузы- в июле. Дело в том, что расход грунтовой воды на транспирации растений преобладает над испарением из почвы.

Иными словами, повышение интенсивности испарения, начинающееся с июня, из-за дефицита влаги и старения растений к началу августа уменьшается. Так, модули испарения при уровне грунтовых вод 0,8 м для сахарной свеклы и кукурузы в июне-августе одинаковы, но в июле для кукурузы увеличивается (3,90) по сравнению с сахарной свеклой (2,42). Это объясняется тем, что в этих условиях, особенно на глубине 0,7 м для них создаются наилучшие условия развития и роста [6].

Среднемесячные температуры воздуха по Чуйской долине (Бишкек, Беловодск, Калининск и Чон-Арык) близки между собой (^{0}C), составляя в июне 20,4 – 20,8; июле – 23,1 – 23,9 и августе – 21,8 – 22,6. Тогда величины испарения грунтовых вод при вышеуказанных модулях испарения на глубине 0,8 м составляют, как показано в табл. 2.

Таблица 2 – Величины испарения из грунтовых вод за летние месяцы

№ пп	Наименование	Месяцы			
		VI	VII		VIII
			Сахарная свекла	Кукуруза	
1.	Среднемесячная температура воздуха	20,8	23,9	23,9	22,6
2.	Модуль испарения	1,92	2,42	3,90	2,28
3.	Испарение за сутки м^3/га	40,0	58,0	93,0	51,6
4.	То же за месяц, м^3/га	1200	1800	2880	1600

Исходя из того, что месячные суммы осадков (средние по всем станциям) за летние месяцы в июне составляют (мм) 43-31, в июле 20-16, а в августе 13-14, суммарное испарение рассчитано прибавлением к значениям испарения из грунтовых вод поливных норм и количества выпавших осадков.

При 2-х и 3-х орошениях грунтовой водой с уровнем залегания на глубине 0,7 м дана поливная норма в количестве 300 м^3/га. Величины суммарного испарения в июне составили (м^3/га) 1810, из которых в июле для сахарной свеклы – 2260, кукурузы – 3340, а в августе –

2040. Максимальные модули испарения, слагающиеся между модулем испарения (на 1^0С положительной температуры) и глубиной залегания грунтовых вод, различаются: в июне при глубине 0,8 м для сахарной свеклы составили 1,93, июле – 2,42, а в августе – 2,28, что на глубине 1,5 м в июне составило 0,47, а на глубине 0,7м в июле – 1,46. Сравнивая данные. полученные методом теплого баланса в летние месяцы, можно сказать ($м^3$/га), что они (VI – 1771, VII – 2160, VIII – 1807), они фактические данные превышают незначительно, т. к., по всей видимости, средние уровни грунтовых вод были несколько ниже, чем рассчитанные глубины 0,8 м [7].

Поскольку осадки относятся к естественным факторам, то водопотребление сельскохозяйственных культур удовлетворяется либо поступлением подземных вод, либо подачей оросительной воды. Тогда величины испарения в июле для сахарной свеклы составляют ($м^3$/га) 2100, для кукурузы- 3180, но в августе уменьшается до1900.

С целью выяснения количества расходуемой оросительной и грунтовой воды с разной глубиной залегания произведено сопоставление с фактическими данными. Так, по средним данным- на глубине 0,7 м величина испарения за июнь-август месяцы для сахарной свеклы составила ($м^3$/га) 4987, а при 1,5 м – 2277. Одновременно установлено, что доля грунтовых вод в общем водопотреблении сахарной свеклы на глубине 0,7 м с обычным режимом орошения составляет 65 – 70 %, а на 1,5 м – 40 – 45 %.

Следовательно, суммарное испарение грунтовых вод на глубине 0,7 м составило ($м^3$/га) порядка 7500 при глубине 1,5 м 5000 – 5500. Величина оросительной нормы для сахарной свеклы с уровнем грунтовых вод 1 – 2 м рекомендуется ($м^3$/га) 2800, т. к. для глубины 0,7 м 600 – 900, а для глубины 1,5 м- 2200 – 2700. Для выяснения этого и установления количественного их недостатка или избытка проводились водно-балансовые исследования. Здесь до строительства дрены основную роль в летний период играли поверхностные воды, поступающие в грунтовые- осадки, поливы, фильтрация из каналов.

Величины испарения получены путем расчетов по формуле С.Ф. Аверьянова при показателе степени n = 1 глубине грунтовых вод, с которой прекращается испарение Z = 2,5. Так, обработка вышеуказанных экспериментальных данных показала, что параметры u_o (испарение при глубине грунтовых вод, равной нулю) и n (показатель степени) различны для каждой фазы вегетации. Для расчетов за весь вегетационный период рекомендованы предварительные значения n = 1,36 – 2,0 (в среднем 1,5) и u_o= 700 – 1000 мм.

Величины подземного притока для уровней грунтовых вод 0,8 м приняты средними 1500 – 1600 $м^3$/га за каждый летний месяц. Этим показано, что они зависит от уровня грунтовых вод. Поэтому при прогнозных расчетах необходимо принимать не фактический объем подземного притока в данный период, имеющий место при сложившихся условиях, а «потенциальный». Эту величину можно определить по формуле Дарси, но при этом необходимо иметь данные о гидравлических уклонах восходящего потока и коэффициентах фильтрации ($К_ф$), характерных для слоя с низкой фильтрационной способностью. Так, были приведены данные гидравлических уклонов восходящего потока по сведения скважин до и после строительства дрен, в результате чего наиболее оптимальными приняты от 0,005 до 0,035, а объем восходящего потока из напорных горизонтов- 0,10 – 0,15 л/сек га.

После строительства дрены в связи со снижением уровня грунтовых вод и несмотря на уменьшение пьезометрических напоров произошло резкое увеличение гидравлических уклонов. Так, если гидравлический уклон восходящего потока не превышал величина 0,03 – 0,04, то после строительства дрены он увеличился до 0,08 – 0,09, т.е. в два и более раза.

Такое снижение напоров на достаточно больших глубинах произошло в результате разгрузки отвода воды дренажем, но если такового не произошло, то напорные воды будут расходоваться на испарение. В этом случае максимальное суточное испарение в летний период при глубине залегания грунтовых вод на 0,8 м может составить 100 $м^3$/га. Тогда максимальный гидравлический уклон восходящего потока составит:

$$q = k \cdot \omega \cdot i;$$

$$i = \frac{q}{k \cdot \omega} = \frac{100}{0{,}15 \cdot 10000} = 0{,}066.$$

Коэффициент фильтрации водоупорной прослойки, полученный с использованием наблюденного дебита дрен. составляет порядка 0,15 м/сутки. Эти расчеты выполнены для средних условий за летний период, когда имеется динамика колебания как восходящих, так и исходящих грунтовых потоков. Эта прослойка расположена ниже 5 – 6 м от поверхности земли. Поскольку уровень залегания грунтовых вод зафиксирована в пределах от 0,8 до 1,0 м, то длина фильтрации составит порядка 4 – 5 м.

В связи с тем, что процесс испарения грунтовых вод для поступления в слой почво-грунта за счет гидравлического уклона восходящего потока (ниже установленной глубины грунтовых вод) является непрерывным, то грунтовые воды будут поступать снизу за счет наличия напоров.

Выводы. Поступление влаги в почво-грунты зависит от интенсивности испарения, в связи с чем произведены расчеты объема подземного притока при различных значениях коэффициента фильтрации водоупорной прослойки и испарении грунтовых вод.

Таким образом, максимальное понижение уровня грунтовых вод происходит в июле на примере кукурузы. Но, данные об испарении грунтовых вод связаны с двумя-тремя поливами при норме 300 $м^3$/га. При коэффициенте фильтрации 0,15 м/сут, и среднемесячной интенсивности испарения, временное равновесие между напором и испарением возможно при глубинах залегания грунтовых вод: если для сахарной свеклы в июле - 0,96 м, то для кукурузы – 1,06 м, а в августе - 0,96 м.

Литература

1. Справочник по гидравлическим расчетам / Под ред. П.Г. Киселева. 4-е изд., перераб. и доп. М.: Энергия. 1972. 312 с.
2. Ким Н.М. Современное мелиоративное состояние Чуйской долины, его последствия на экологическую и социальную нагрузку и прогноз до 2020 года. Доклад для Коллегии ДВХиМ. Бишкек. 2015.11 с.
3. Мустафаев Ж.С. Адильбектеги Г.А., Сейдуалиев М.А. Экологическая оценка продуктивности ландшафтов бассейна реки Шу (Аналитический обзор). Тараз. 2004. 81 с.
4. Савельев А.В. Обоснование комплексных мелиораций пойменных систем (на примере Волго-Ахтубинской поймы) // Мелиорация и гидротехника. 2005. № 5. С. 47-52.
5. Кендирбаева Дж.Ж., Жунусакунова А.Р., Сарыгулова К.А. Алгоритм определения нормы водопотребления сельскохозяйственных культур за вегетационный период в Кыргызстане // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. 2023. № 3 (221). С. 44-50.
6. Жунусакунова А.Р., Сарыгулова К.А., Кендирбаева Дж.Ж. Научные основы комплекесного использования подземных вод Восточно-Чуйской впадины // Вестник КНАУ им. К.И. Скрябина. Бишкек. 2022. № 4 (63). С. 126-130.
7. Кендирбаева Дж.Ж. Особенности формирования и изменения стока рек Кыргызстана в природно-техногенных условиях // Четвертые Виноградовские чтения «Гидрология: от познания к мировоззрению». Сб. докл. междунар. науч. конф. памяти выдающегося русского ученого Ю.Б. Виноградова. СПб. 2020. С. 669-674.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ И ИХ ПРИМЕНИМОСТЬ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ

Зеркаль О.В.
igzov@mail.ru
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Введение. Изучение закономерностей распространения и пространственного изменения в развитии современных оползневых процессов является одной из задач инженерной геодинамики, так как без понимания этих закономерностей невозможно осуществлять достоверную оценку и прогноз оползневой опасности. Изучение закономерностей регионального проявления оползней показало, что наиболее успешно они могут быть описаны логарифмической функцией, характеризующей распределение оползневых явлений по их масштабу – объему горных пород, вовлеченных в смещения. Проверка сделанного вывода о возможности описания распределение оползневых явлений по их объему с использованием логарифмической функцией была выполнена на примере нескольких территорий с интенсивным развитием оползней. Такого рода анализ был проведен для двух типов данных:

- "сводных" - материалов, характеризующих общую (накопленную) интенсивность развития проявления оползневых процессов для участков с высокой оползневой пораженностью, без учета времени образования оползней;
- "фиксированных по времени" - материалов, характеризующих активность развития проявления оползневых процессов, с фиксированным/заданным временным периодом активизации и образования оползней.

В качестве фиксированного/заданного временного периода активизации и образования оползней был принят период региональной массовой активизации оползней.

Особенности развития оползней без учета времени их образования рассматривались для территории Краснополянской оползневого района, расположенного на южном крыле мегаантиклинория Большого Кавказа в пределах Гагро-Джавского тектонического блока, отделенного от структур осевой зоны Кавказа Главным Кавказским надвигом, прослеживаемом в 4-5 км севернее. Современная долина р. Мзымта на рассматриваемом участке имеет сложный характер, представляя собой чередование узких линейных участков, где русло имеет резкие перепады и V-образный облик, и относительно широких участков, с наличием нескольких надпойменных террас. Долина обрамляется разновысотными хребтами - Аибга, Ачишхо, Псехако, макросклоны которых возвышаются над русловой частью реки от 0,8-0,9 км до 1,9 км. Крутизна макросклонов (в среднем) составляет 25°-30°. Геоморфологические условия района являются благоприятными для широкого развития оползневых и других склоновых процессов [2, 3].

В пределах Краснополянского оползневого района было закартировано 750 проявлений оползневых и других склоновых процессов. Распределение проявлений оползневых и других склоновых процессов по механизму смещения показано на рисунке 1, а частота этих по объему горных пород, вовлеченных в смещение, на рисунке 2.

Анализ кумулятивного графика распределения оползневых процессов по объемам, вовлеченных в смещения горных пород, в Краснополянском оползневом районе показал достаточно закономерное снижение встречаемости оползней с увеличением их объемов (рис. 3а). Вместе с тем, рассмотрение кумулятивного графика распределения проявлений оползневых процессов по объемам горных пород, вовлеченных в смещения, в Краснополянском оползневом районе позволяет предположить, что в составе рассмотренного набора данных имеет место наложение нескольких выборок оползневых процессов по объемам:

- с объемами от 1 тыс. $м^3$ до ~35 млн. $м^3$;
- с объемами свыше 35 млн. $м^3$.

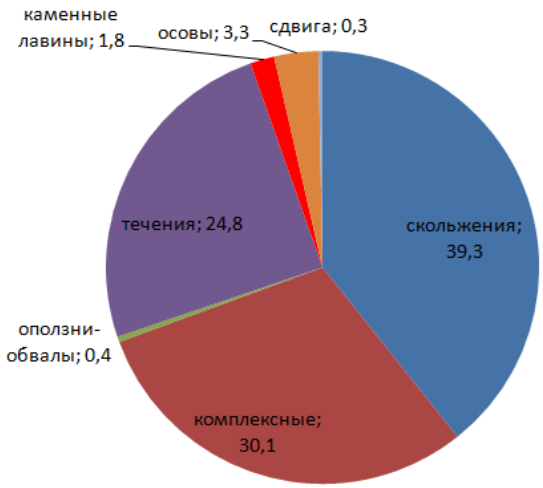


Рисунок 1 – Распределение проявлений оползневых и других склоновых процессов по механизму смещения в Краснополянском оползневом районе

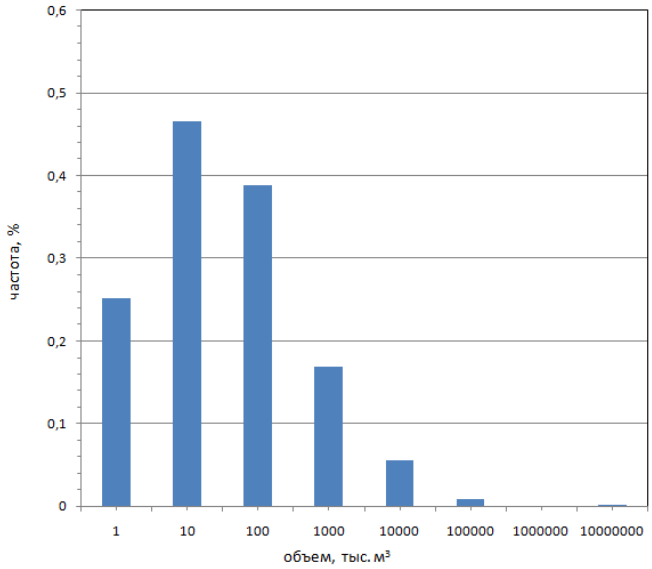


Рисунок 2 – Частота проявлений оползневых и других склоновых процессов по объему горных пород, вовлеченных в смещение, в Краснополянском оползневом районе

Выявленные распределения данных указанным выборкам с использованием логарифмической функции показали достаточно высокие значения достоверности полученных аппроксимаций (R^2=0,959 и R^2=0,968, соответственно, рис. 3а).

Разделение общей выборки данных на основании механизма смещения с выделением выборки, включающей оползни течения, и выборки, включающей оползни скольжения, привело к росту достоверность аппроксимации (рис. 3б и 3в). В то же время, следует указать, что для проявлений оползневых процессов с объемами горных пород, вовлеченных в смещения, более 1 млн. м^3, характерно собственное распределение (рис. 3а).

Особенности развития оползней с учетом времени их образования рассматривались для области массовая региональная активизация в Северо-Кавказском регионе в июне 2002 г. была обусловлена катастрофическим паводком, связанным с выпадением в течение нескольких дней (20-24.06.2002) значительного количества осадков, составивших 2-3 месячные нормы в зависимости от района. В зоне катастрофического паводка было обследовано 615 оползней, из которых 467 находились в стадии активизации, а 95 оползней являлись вновь образовавшимися [1]. Общий суммарный объем горных пород, вовлеченных смещения в зоне региональной активизации оползней в июне 2002 г., по оценкам О.В. Зеркаля, составил более 1,12 км^3.

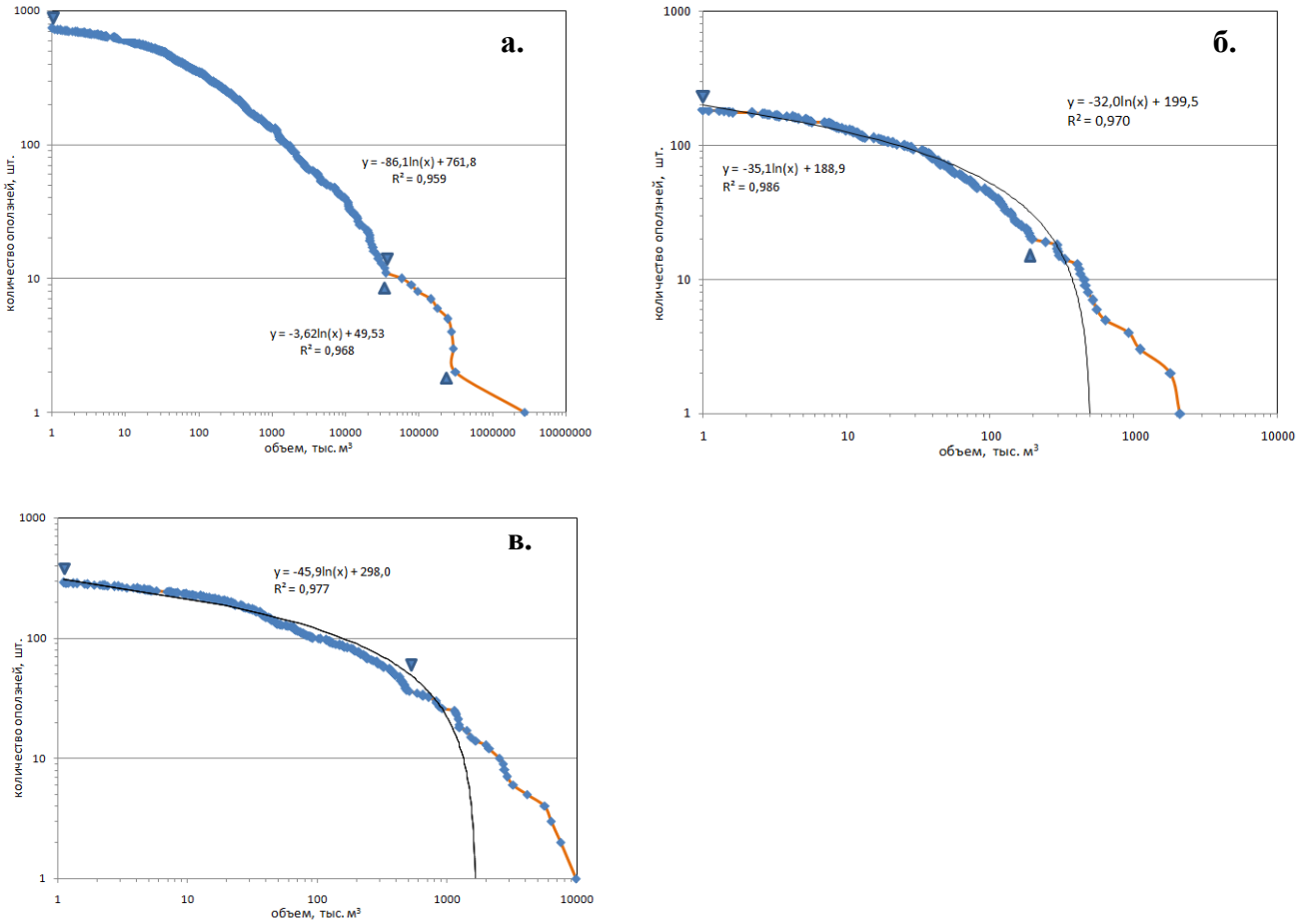


Рисунок 3 – Кумулятивные графики распределения оползней по их объему в Краснополянском оползневом районе с аппроксимацией с использованием логарифмической функции: а. для общего набора данных; б. для оползней течения (аппроксимация для выборки оползней с объемом до 1 млн. м^3, n=164); в. для оползней, зона отрыва которых представляет собой скольжение (аппроксимация для выборки оползней с объемом до 1 млн. м^3, n=264)

Распределение частоты проявлений оползневых и других склоновых процессов по объему горных пород, вовлеченных в смещение показано на рисунке 4.

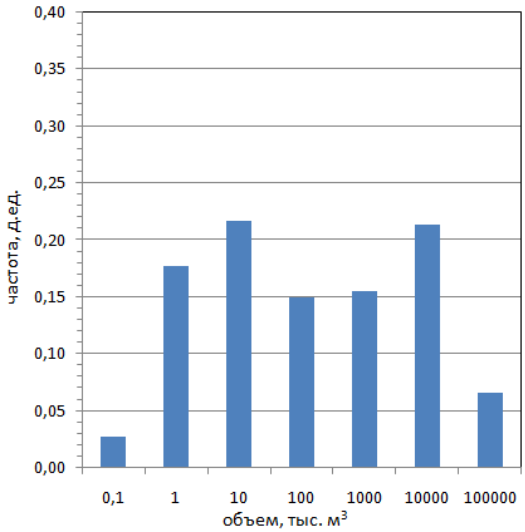


Рисунок 4 – Распределение частоты проявлений оползневых процессов в зоне региональной активизации в июне 2002 г. по объемам горных пород, вовлеченных в смещения.

Оценка распределения проявлений оползневых процессов в зоне региональной активизации в июне 2002 г. от их объема выявила, что, в целом, это распределение может быть успешно описано логарифмической функцией (рис. 5). Полученная зависимость имеет достаточно высокую величину достоверности аппроксимации (R^2=0,995). Однако, полученная зависимость не в полной мере описывает активизацию проявлений оползневых процессов с максимальными величинами объемов смещенных пород, что, по-видимому, обуславливается их образованием в условиях с иным сочетанием воздействующих факторов.

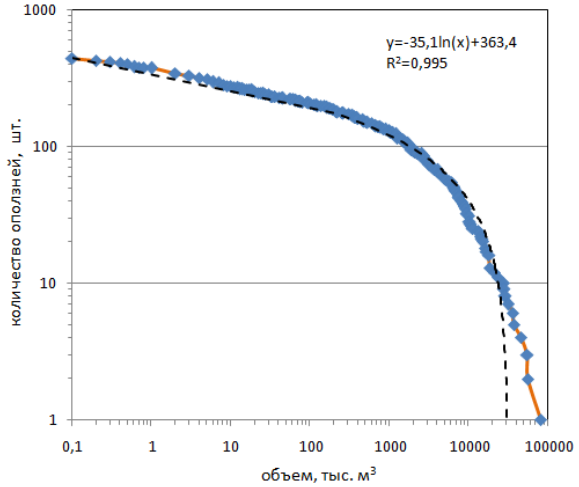


Рисунок 5 – Кумулятивные графики распределения проявлений оползневых процессов в зоне региональной активизации 2002 г. по их объемам.

Заключение. Закономерности регионального проявления оползней, оцениваемые через распределение оползневых явлений по их масштабу – объему горных пород, вовлеченных в смещения, количественно могут быть описаны логарифмической функцией с достаточно высокой величиной достоверности аппроксимации независимо от того, характеризуют ли данные общую (накопленную) интенсивность развития оползневых явлений или представляют материалы, характеризующие активность развития оползневых процессов в фиксированный/заданный временной период их образования и активизации. Полученные количественные закономерности могут быть использованы для прогнозирования развития оползней. Вместе с тем, при выполнении таких исследований следует учитывать, что:

1. Коэффициенты в полученной эмпирической формуле варьируют в зависимости от особенностей инженерно-геологических условий территории;

2. При получении эмпирических зависимостей необходимо принимать во внимание механизм развития оползней и их масштабность, особенно для наиболее крупных проявлений, для которых характерно собственное распределение (см. рис. 3 и рис. 5).

Литература

1. Королёв И.Б., Мельникова Г.М., Зеркаль О.В., Ульбашев Х.М., Успенский Е.Н. Экологическое воздействие опасных экзогенных геологических процессов в период катастрофического паводка в Северо-Кавказском регионе в июне 2002 г. // Проблемы инженерной геодинамики и экологической геодинамики: Тр. Междунар. научн. конф, (г. Москва, 02-03 февраля 2006 г.). М.: МГУ. 2006. С. 93-94.
2. Strom A., Zerkal O. Role of flysch in rock avalanches formation in the eastern sector of the Alpine-Mediterranean belt // Italian Geotechnical Journal - Rivista Italiana Di Geotecnica. 2022. V. 1236. No. 2. P. 24-33.
3. Zerkal O.V., Averin I.V., Ponomarev A.A., Samarin E.N., Fomenko I.K., Rodkina I.A. Study and Instrumental Monitoring of Landslides at the "Russkie Gorki" Site in the Mzymta River Valley, Sochi Region, Russia // Landslides: Detection, Prediction and Monitoring. Springer. 2023. P. 245-261.

НА ПУТИ К СОЗДАНИЮ СИСТЕМЫ РАННЕГО ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Зубович А.В.[1], Асминг В.Э.[2], Алтынбек уулу Т.[1], Шаршебаев А.К.[1], Молдобеков Б.Д.[1], Кучкаров К.И.[3]

[1] Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, г. Бишкек, Кыргызстан
[2] Кольский филиал Единой геофизической службы РАН, г. Апатиты, Россия
[3] Республиканский центр сейсмопрогностического мониторинга МЧС РУз, г. Ташкент, Узбекистан

Данная работа представляет информацию о создании системы раннего предупреждения о землетрясениях Кыргызстане и кооперации с Республикой Узбекистан по данному направлению.

В 2017 году в рамках проекта ACROSS совместно с Германским Центром исследований Земли (GFZ) г. Потсдам, Германия на территории Кыргызской Республики были установлены 18 станций сильных движений. Станции оснащены акселерометрами Титан-4G и дигитайзерами Центавр, данные передаются в центр сбора и обработки данных GFZ и ЦАИИЗ, откуда доступны потребителям по протоколу SeedLink.

Задача сети сильных движений ACROSS – раннее предупреждение о землетрясениях для крупных населенных пунктов Кыргызстана.

Предполагалось, что обработка и интерпретация данных будет проводиться в автоматическом режиме программой PRESTo (PRobabilistic and Evolutionary early warning SysTem) [1], в которой реализован алгоритм формирования ранних предупреждений о землетрясениях. Но оказалось, что эта программа имеет ряд существенных недостатков, которые были выявлены во время попытки ее ввода в эксплуатации. Среди них:

- большое количество ложных срабатываний, пропуски сильных событий и неточность локации;
- магнитуда по объемным волнам, рассчитываемая PRESTO, не согласовывалась с данными других сейсмологических центров;
- программа не смогла зафиксировать несколько местных землетрясений с магнитудами 4,5-5,0;

В результате было принято решение о разработке собственной программы обработки данных ACROSS для раннего предупреждения с учетом местных особенностей Кыргызстана. Такая программа была создана в ЦАИИЗ в 2023 году и получила название SES (Сейсмикалык Эскертуу Системасы).

Программа SES получает данные сети ACROSS по протоколу SeedLink. Задержка их прихода, как правило, лежит в диапазоне 2-4 сек. Выполняется цифровая фильтрация и антиалиасинг, которые вносят добавочную задержку в 1,2 сек.

Программа осуществляет детектирование вступлений сейсмических волн с использованием модифицированного алгоритма STA/LTA, а в случае обнаружения достаточного количества вступлений (трех сильных или шести прочих) – производит локацию землетрясения по фазам P-волн. Задержка между фактом землетрясения и выдачей предупреждения составляет ~10 секунд для сильных землетрясений после прихода P-волны на третью станцию.

В настоящее время клиентская KSES установлена в ЦАИИЗ и ЦУКС при МЧС КР и работает там в тестовом в режиме в реальном времени.

В том же 2023 году между ЦАИИЗ и Республиканским центром сейсмопрогностического мониторинга (РЦСМ) МЧС РУз было заключено соглашение, а с начала 2024 года начался реальный обмен сейсмическими данными, в результате чего SES получила в обработку уже 30 станций, а РЦСМ стала еще одним клиентским центром системы раннего предупреждения о землетрясениях SES.

За июнь-август 2023 года система обнаружила 149 землетрясений, все они соответствовали реальным событиям. За тот же период программа PRESTO сработала 3 раза, из них одно ложное. В каталоге Института сейсмологии Национальной Академии Наук Кыргызстана за тот же период времени зафиксировано 70 землетрясений. Все они были также учтены программой SES.

Таким образом программа SES показала, что способна стать ядром системы раннего предупреждения о землетрясениях как для республики Кыргызстан, так и для соседних стран после калибровки магнитуд и чувствительностей, а также реализации подсистемы оперативной рассылки сообщений о землетрясениях.

Литература

1. Pesaresi D., Picozzi M., Živčić M., Lenhardt W., Mucciarelli M., Elia L., Aldo Z., Gosar A. A cross-border regional earthquake early warning system: PRESTo@ CE3RN. Natural Hazards. 2017. 86. No. 2. P. 431-440. DOI: 10.1007/s11069-016-2695-0.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ТЕРРИТОРИИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ С ПОМОЩЬЮ ФРАКТАЛЬНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ НЕКОТОРЫХ БИОИНДИКАТОРОВ

Кульнев В.В.[1], Кизеев А.Н.[2]
kulneff.vadim@yandex.ru
[1] Центрально-Черноземное межрегиональное управление
Федеральной службы по надзору в сфере природопользования, г. Воронеж, Россия
[2] «Северо-Западный научный центр гигиены и общественного здоровья»
Федеральной службы по надзору в сфере защиты прав потребителей и благополучия человека, г. Санкт-Петербург, Россия

В экологической практике используются различные методологические подходы к определению состояния компонентов окружающей природной среды. Арсенал этих методов достаточно широк и многовариантен. При проведении исследований применяются как методы прямого измерения (определение содержания загрязняющих веществ в почвах, природных водах, атмосферном воздухе, измерение количественных показателей геофизических полей), так и косвенного определения состояния окружающей среды.

Среди косвенных методов, в настоящее время, наибольшее распространение получили биоиндикационные методы. Известно применение многих видов живых организмов, как животного, так и растительного генезиса, которые являются биоиндикаторами. При этом степень загрязнения почв, природных вод, атмосферного воздуха и геологической среды оценивается через призму определения их состояния.

В ряде научных работ лихеноиндикация признается наиболее эффективным инструментом при проведении фонового и импактного экологического мониторинга. В частности, исследование специалистов Брянского государственного университета имени академика И.Г. Петровского посвящено опыту использования лихенобиоты для оценки сред обитания на химически опасном техногенном объекте. В качестве биоиндикаторов концентрации общей серы общей авторы использовали ксанторию постенную (*Xanthoria parietina*) и пармелию борозчатую (*Parmélia sulcáta*). Показано, что исследование состава указанных видов лишайников по содержанию серы и синтетических лихеноиндикационных индексов позволяет вести эффективный экологический мониторинг в части определения состояния лесных экосистем после завершения процесса уничтожения химического оружия [1].

Исследователями Рязанского государственного университета им. С.А Есенина показано, что система воздухоохранного мониторинга должна быть оптимизирована за счет закладки пробных площадей с применением расчета рассеивания от стационарных и передвижных источников загрязнения атмосферы и внесения соответствующих результатов в базы данных географических информационных систем для автоматизации процесса подсчета проективного покрытия эпифитных лишайников [2].

Исследование шведских ученых посвящено применению лихеноиндикационного подхода для оценки последствий лесных пожаров в долине реки Лулейлевен. Авторами показано, что многократные лесные пожары в конечном итоге истощали питательный потенциал почвы, особенно в части содержания азота и фосфора, тем самым резко снижая продуктивность [23].

Исследование испано-финского коллектива специалистов отражает применимость использования лихенофлоры для оценки загрязнения воздушной среды испанского города Гранады тяжелыми металлами. Коэффициенты бионакопления ванадия, хрома, никеля, меди, цинка, кадмия, сурьмы и свинца, связанные с выбросами выхлопных и не выхлопных газов, позволили очертить горячие точки их депонирования. Они располагались на основных транспортных магистралях, характеризующиеся плотным транспортным потоком и обильными пробками. Для выделения невыхлопных выбросов авторы изучили пространственное распределение Cu:Sb – трассировщика износа тормозов. Установлено, что данный вид загрязнения происходит из-за резкого торможения и ускорения во время частых пробок. Описанное

исследование показывает, что содержание тяжелых металлов в лишайниках является отличным показателем не исходящих выбросов в атмосферу в Гранаде, и что их вклад в загрязнение воздуха более значителен, чем считалось ранее [22].

Учеными из Кирова и Петрозаводска показано, что определение фрактальной размерности и изучение спектра отражения по цифровым фотографиям лишайников дает основу для разработки перспективных методов лихеноиндикации, как менее трудоемких для проведения массовых анализов [20, 21].

В развитие идей экологов Вятского государственного университета, авторами настоящей статьи были проведены исследования, направленные на определения возможности использования фрактальных характеристик фотографий эпифитной лихенофлоры для оценки качества атмосферного воздуха от стационарных [16] и линейных источников загрязнения [17].

В работах [6, 15, 18] показана возможность оценки экологического состояния почвенного покрова с помощью биоиндикаторов – листьев некоторых видов деревьев, через определение степени их симметрии.

Касательно определения фрактальных характеристик листовой пластины деревьев на примере березы субарктической, то они впервые были проведены в авторских работах [10, 11]

В настоящем исследовании мы решили остановиться на описании применимости биоиндикационного подхода в оценке экологического состояния атмосферного воздуха и почв горных территорий. В качестве местоположения, с нашей точки зрения, наиболее подходящего для специфики исследований был выбран Хибинский горный массив, территориально расположенный на Кольском полуострове за Северным полярным кругом.

В развитие нашего исследования мы не ограничились определением фрактальных характеристик представителей лихенофлоры, которая является биоиндикатором состояния атмосферного воздуха. Мы добавили значения указанной характеристики для листовых пластин березы субарктической (*Betula subarctica*) – биоиндикатора состояния почвенного покрова. Сбор листьев березы субарктической осуществлялся в тех же локациях, что и для лишайников, в частности, *Cladonia stellaris*. При этом для локаций опробования были выбраны места с однородным растительным покровом.

На территории Мурманской области расположены одни из крупнейших в России горнодобывающих предприятий. Представители группы лишайников являются очень популярным объектом изучения в экологии благодаря следующим своим особенностям: во-первых, в их питании доминирующую роль играет атмосферное поступление, а, во-вторых, многие виды лишайников имеют обширные ареалы [3]. В такой же степени это справедливо и для березы субарктической. Следовательно, оба растения можно использовать в качестве биоиндикаторов. Объектами исследования послужили лишайники, а также береза субарктическая, произрастающие в районе расположения горнодобывающего предприятия. Их изучение проводилось на стационарных точках мониторинга, с интервалом в 5 км от предприятия. При этом для площадок были выбраны места с однородным растительным покровом.

Определение граничных фрактальных показателей возможно по причине наличия тесной связи фрактальности с толерантностью любой абиотической компоненты. Выделяют следующие категории процессов, протекающих в геосистемах.

Случайные процессы характеризуются тем, что при внешнем воздействии имеет место быть сохранение ресурсов и функций геосистемы, например, территории на которых исключается любая техногенная деятельность – особо охраняемые природные территории [7].

Самоорганизованные процессы наблюдаются в геосистемах с допустимым уровнем техногенной нагрузки, то есть, негативное воздействие на компоненты окружающей природной среды нивелируется за счет эндогенных ресурсов геосистемы [5, 19]. При условии снятия внешнего воздействия любая геосистема приходит к состоянию гомеостаза (динамического равновесия).

Нами с использованием специализированного программного обеспечения «Gwydon» был произведен расчет фрактальной размерности талломов лишайника вида *Cladonia stellaris*, а также

листовых пластин березы вида (*Betula subarctica*). Проведенные измерения показали высокую степень сходимости результатов. Полученные значения фрактальной размерности колебались в пределах от 1,2 до 1,7, для всех использованных биоиндикаторов.

Таким образом, практический результат исследования состоит в том, что удалось доказать сходимость результатов определения фрактальных характеристик как представителей лихенофлоры, так и вегетативных органов древесных растений. Это открывает новые перспективы для совершенствования методолоического аппарата геоэкологического мониторинга [4, 8, 9, 12, 13, 14].

Литература

1. Анищенко Л.Н. Биологическая и химическая лихеноиндикация в мониторинге химически опасных техногенных объектов // Символ науки. Международный научный журнал. 2016. № 1. С. 9-12.
2. Блинова Э.А., Иванов Е.С., Черная В.В. Инновации лихеноиндикации в мониторинге воздухоохранной деятельности // Сборник трудов первого международного экологического форума в Рязани «Здоровая окружающая среда – основа безопасности регионов»: посвящается году экологии в Российской Федерации. Рязань. 2017. С. 13-19.
3. Бязров Л.Г. Лишайники – индикаторы радиоактивного загрязнения. М.: Товарищество научных изданий КМК. 2005. 476 с.
4. Воробьев Ю.Л., Малинецкий Г.Г., Махутов Н.А. Управление риском и устойчивое развитие. Человеческое измерение // Общественные науки и современность. 2000. № 6. С. 150-162.
5. Гелашвили Д.Б., Иудин Д.И., Розенберг Г.С. и др. Фрактальные аспекты структурной устойчивости биотических сообществ // Биосфера. 2013. Т. 5. № 2. С. 143-159.
6. Ерофеева Е.А., Савинов А.Б., Юнина В.П. и др. Изменение типа асимметрии морфологических признаков листа *Tilia cordata Mill*. в условиях автотранспортного загрязнения // Проблемы региональной экологии. 2019. № 3. С. 5-8. https://doi.org/10.24411/1728-323X-2019-13005.
7. Здоровцов В.А., Пендюрин Е.А. Определение антропогенной нагрузки на особо охраняемые природные территории государственного природного заповедника «Белогорье» // Вектор ГеоНаук. Белгород. 2018. Т. 1. № 1. С. 87-92.
8. Кизеев А.Н., Кульнев В.В., Кульнева Е.М. Роль радиобиологических исследований в реализации эколого-геохимической функции литосферы // Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы. Материалы восьмой науч.-практ. конф. Воронеж: Кварта. 2023. С. 28-32.
9. Кочуров Б.И., Кульнев В.В., Цветков И.В. Мультифрактальные модели воздействия на водную экосистему: отклик, риск, управление // Региональные геосистемы. 2022. Т. 46. № 1. С. 71-80. https://doi.org/10.52575/2712-7443-2022-46-1-71-80.
10. Кульнев В.В. Использование фрактальных характеристик листовой пластины Betula subarktica в биотестировании экологического состояния техногенно нагруженной территории // Актуальные вопросы устойчивого природопользования: научно-методическое обеспечение и практическое решение. Материалы междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 60-летию НИЛ экологии ландшафтов факультета географии и геоинформатики БГУ. Минск. Изд-во БГУ. 2022. С. 368-372.
11. Кульнев В.В., Кизеев А.Н. Фрактальность листа карликовой березы (*Betula nana L.*) - показатель экологического состояния горных экосистем Заполярья // Экологические проблемы использования горных лесов. Материалы II Междунар. науч.-практ. конф. Краснодар: Издательство Кубанского гос. ун-та. 2023. С. 242-248.
12. Кульнев В.В., Кизеев А.Н., Насонов А.Н. и др. Применение фрактального анализа для оценки экологического состояния внутриконтинентальных орогенов (на примере Хибинского горного массива) // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. VIII Междунар. симп. Бишкек: НС РАН. 2021. С. 304-308.

13. Кульнев В.В., Насонов А.Н. К вопросу оценки геоэкологического состояния природно-технических систем // Природные опасности: связь науки и практики. Материалы III Междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 150-летию Михаила Ивановича Сумгина. Саранск: Изд-во Нац. исслед. Мордовского гос. ун-та им. Н.П. Огарёва. 2023. С. 176-180.
14. Кульнев В.В., Насонов А.Н., Цветков И.В. и др. Биотестирование почв на основе фрактальных характеристик растений // Принципы экологии. 2020. № 4 (38). С. 40-53.
15. Макарова В.Н., Пчелкин А.М., Исаева И.В. Оценка уровня загрязнения воздуха городской среды на территории Ленинского района города Владивостока // Территория новых возможностей. Вестник Владивостокского гос. ун-та экономики и сервиса. 2022. Т. 14. № 1. С. 109-120. https://doi.org/10.24866/VVSU/2073-3984/2022-1/109-120.
16. Насонов А.Н., Кульнев В.В., Графкина М.В. Моделирование динамики и прогноза экологических состояний воздушной среды селитебных территорий // Экология и развитие общества. 2019. № 2 (29). С. 56-63.
17. Насонов А.Н., Кульнев В.В., Цветков И.В. и др. Применение фрактального анализа при лихеноиндикации техногенного воздействия от линейного источника загрязнения атмосферы // Известия Саратовского ун-та. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2019. Т. 19. № 4. С. 233-240.
18. Ракутько Е.Н., Ракутько С.А. О возможности биоиндикации окружающей среды по флуктуирующей асимметрии оптической плотности листьев растений // Известия Нижневолжского агроуниверситетского комплекса: Наука и высшее профессиональное образование. 2023. № 1 (69). С. 563-575. https://doi.org/10.32786/2071-9485-2023-01-62.
19. Розенберг Г.С. Введение в теоретическую экологию. В 2 т. Тольятти: Кассандра. 2013. Т. 1: 564 с. Т. 2: 445 с.
20. Рутман В.В., Резник Е.Н. Применение фрактального анализа и изучения цветометрических характеристик в лихеноиндикации // Экология родного края: проблемы и пути решения. Сб. материалов Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием. Киров. 2016. С. 328-331.
21. Сухарева Т.А. Элементный состав талломов лишайника *Cladonia stellaris* в условиях атмосферного загрязнения // Труды Карельского научного центра РАН. Петрозаводск. 2016. № 4. С. 70-82.
22. Annika Parviainen, Evgenia Maria Papaslioti, Manuel Casares-Porcel etc. Antimony as a tracer of non-exhaust traffic emissions in air pollution in Granada (S Spain) using lichen bioindicators // Environmental Pollution. 2020. Vol. 263. Part A. https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.114482.
23. Hörnberg G., Josefsson T., DeLuca T.H., etc. Anthropogenic use of fire led to degraded scots pine-lichen forest in northern Sweden // Anthropocene. 2018. Vol. 24. P. 14-29. https://doi.org/10.1016/j.ancene.2018.10.002.

МИКРОВОЛНОВОЙ НАГРЕВ КЕРАМИЧЕСКОГО ЦИЛИНДРА

Лелевкин В.М.
lelevkin44@mail.ru
Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызстан

Модель. Процесс микроволнового нагрева керамического цилиндра в поле мощного электромагнитного излучения $\vec{E}(0;\,0;\,E_z = E(r))\exp(i\omega t)$, $\vec{H}(0;\,H_\varphi = H(r);\,0)\exp(i\omega t)$ и теплообмена с окружающей средой, проводится на основе решения уравнения баланса энергии, приведенного волнового уравнения и следующих краевых условий [1-2]:

$$\rho_c C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\lambda\frac{\partial T}{\partial r}\right) + \frac{1}{2}\varepsilon_i \omega \varepsilon_0 E E^*; \qquad \frac{1}{r}\frac{d}{dr}\left(r\frac{dE}{dr}\right) + k_0^2(\varepsilon_r - i\varepsilon_i)E = 0, \tag{1}$$

$$t = 0, \quad 0 \le r \le R: \; T = T^0(r), \quad E = E^0(r);$$

$$t > 0, \quad r = 0: \; dT/dr = 0; \quad dE/dr = 0; \quad r = R: \; T = T_R; \; E = E_R(t).$$

Система уравнений задачи заметно упрощается при нагреве цилиндра в микроволновой печи с теплоизолированными (адиабатическими) стенками. Для ускорения процесса нагрева керамический цилиндр упакован материалом с низкой теплопроводностью (аналог «адиабатических» стенок камеры) и «прозрачным» для электромагнитного поля излучением ($\lambda \approx 0$, $\varepsilon_i \approx 0$). В этом случае можно пренебречь вкладом кондуктивного потока тепла в уравнение баланса энергии и температура керамического цилиндра, находится из решения следующего уравнения энергии:

$$\rho_c C_p \frac{dT_0}{dt} = \frac{\eta Q_n}{\pi R_c^{\,2}}.$$

Решение. Проводится численный расчет уравнений (1) и определение характеристик керамического цилиндра из окиси алюминия в воздухе при атмосферном давлении: размеры изделия и камеры микроволновой печи R_c = *15 мм,* R = *50 мм,* частота электромагнитного излучения f = *30* и *130 ГГц*, а $E_R(t)$ определяется по заданному значению подводимой мощности электромагнитного поля $Q_n(t)$.

Как следует из результатов (рис.1), характер распределений $T(r,t_k)$ и $E(r,t_k)$, из-за высокой теплопроводности окиси алюминия, в каждый момент времени t_k практически соответствует стационарным тепловым состояниям керамического цилиндра.

При нагреве керамического цилиндра от начального значения $T^0(r) = T_R = 300$ K, электромагнитным излучением Q_n = *4 кВт/м* (t > 5 часов), температура с течением времени практически не меняется (рис.1). С увеличением подводимой мощности электромагнитного поля (точечная линия, рис.1), температуры в процессе нагрева повышается, а при t > 15 часов начинает резко возрастать. При f = *130 ГГц* и Q_n = *4.5 кВт/м* временные зависимости осевой температуры заметно отличаются от результатов при f = *30 ГГц*. Наблюдается “резонансный” характер нагрева, при котором происходит резкое изменение коэффициента отражения электромагнитного излучения. Поэтому синхронно осевая температура увеличивается с большей скоростью.

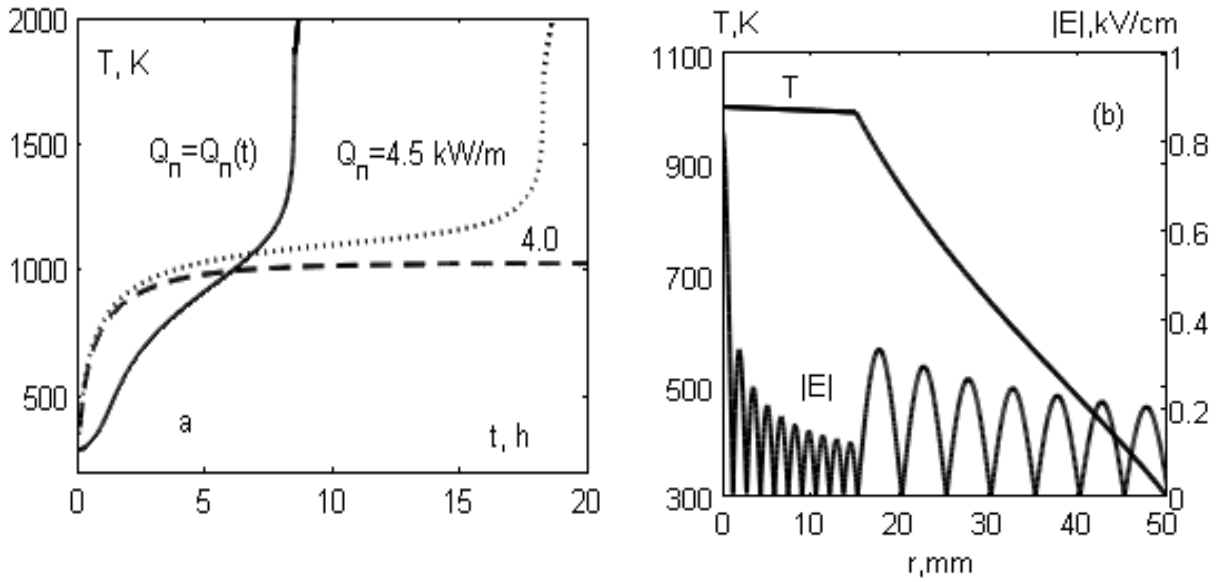


Рисунок 1 – Изменения осевой температуры (a) керамического цилиндра: $Q_n = 4$ (пунктирная), *4.5* (точечная), $Q_n(t) = 4.5$ ($f = 130$ *ГГц*, сплошная линия) *кВт/м*; (b) распределения по сечению температуры и модуля напряженности электрического поля

Выводы. Разработана теоретическая модель нагрева керамического цилиндра в микроволновой печи с охлаждаемыми и теплоизолированными стенками, которая может быть использована для нагрева гранита, мрамора, базальта и других горных пород.

Показано, что для нагрева керамического материала в микроволновой печи энергетически выгодно применять электромагнитные поля более высоких частот и помещать изделие в упаковку с теплоизолированными и прозрачными для электромагнитного излучения стенками.

Для задания необходимой скорости нагрева керамического материала, можно воспользоваться зависимость подводимой мощность микроволнового излучения от осевой температуры (рис.1). Управляя мощностью микроволнового излучения, можно обеспечить заданный технологический режим нагрева керамического цилиндра путем контроля температуры на его поверхности.

Литература

1. Моделирование и технология получения керамики на основе кремния / Каныгина О.Н., Лелевкин В.М., Кулумбаев Э Б. и др. Бишкек: КРСУ. 2008. 222 с.
2. Kozlov P.V., Rafatov I.R., Kulumbaev E.B., Lelevkin V.M. On modelling of microwave heating of a ceramic material // Journal of Physics D: Applied Physics. 2007. Vol. 40. P. 2927-2935.

ИЗУЧЕНИЕ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ КАЗБЕКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ СТРОИТЕЛЬСТВА ГЕОТЭС НА ЭДОГЕННОМ ВОЗОБНОВЛЯЕМОМ ИСТОЧНИКЕ ТЕПЛА

Лолаев А.Б.[1,2], Гурбанов А.Г.[1,3], Оганесян А.Х.[1,4],
abl-2010@mail.ru
[1] Владикавказский научный центр РАН, г. Владикавказ, Россия
[2] Северо-Осетинский государственный университет, г. Владикавказ, Россия
[3] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия,
[4] Северо-Кавказский горно-металлургический институт, г. Владикавказ, Россия

В последние десятилетия прошлого века резко усилился интерес к возобновляемым (нетрадиционным) источникам энергии (ВИЭ) и, конкретно, к геотермальным ресурсам. Это связано как с ограниченностью традиционных источников энергии, так и заметным изменением климата, глобальным потеплением, вызванным антропогенными выбросами парниковых газов.

Проблема комплексного использования эндогенных источников тепла во всем мире является актуальной, а для вулканически активных областей, к которым относится и Северный Кавказ, эта проблема вдвойне актуальна. Положительные примеры использования эндогенного тепла действующих вулканов с обогревом небольших городов и выработкой электроэнергии уже давно имеются: в г. Лос-Аламос (США, в Исландии и Новой Зеландии, во Франции и т.д.) и на Мутновской ТЭС (Россия, Камчатка). [1-4].

В России геотермальные районы расположены в тектонически активных регионах, где можно получить доступ к горячим породам на относительно небольшой глубине. По геофизическим данным, на Камчатке магматические очаги располагаются в пределах Паужетской, Кошелевской, Мутновской систем, под Авачинским вулканом и некоторыми другими действующими вулканами [5].

Положительные тепловые аномалии в районе Казбекского вулканического центра (КВЦ), выявленные по данным дистанционного теплового зондирования с системы спутников NOAA [6, 7], в сочетании с результатами геофизических исследований [8-10], свидетельствуют о связи этих аномалий с расположенными под ними приповерхностными магматическими камерами с расплавом. Эти данные, вместе с радиоуглеродной датировкой одного из молодых лавовых потоков вулкана Казбек [8, 10], позволяют относить его к категории активных, но «спящих» в настоящее время вулканов. В результате исследований была выявлена приповерхностная магматическая камера – кровля на глубине 1–2 км, а подошва – не более 5–7 км ниже уровня моря.

Методы исследований. Выявленные тепловые аномалии, образовавшиеся над приповерхностными магматическими камерами, было необходимо заверить геофизическими (гравиметрия и аудио-магнитотеллурическое зондирование) методами и расшифровать динамику их тепловых полей надежными наземными методами, например, с помощью автоматических миниатюрных термодатчиков регистраторов iButton DS1922L-F5, которые производятся компанией Dallas Semiconductor. Регистратор семейства iButton со встроенными элементами питания, упаковывается в герметичный металлический корпус MicroCAN™ модификации F5, внешне напоминающий дисковую батарейку или «таблетку». Корпус изготавливается из высококачественной легированной нержавеющей стали типа 305 (Type 305 Stainless Steel) толщиной 0,254 мм. С этой целью в 2011 г. были начаты и продолжаются исследования динамики теплового поля в контуре положительной устойчивой аномалии, вытянутой в меридиональном направлении, (рис. 1), расположенной в долине р.Геналдон на отрезке в 1,0 км южнее «Нижних Кармадонских» термальных источников (на юге) и почти до пос. Тменикау, Кони (на севере).

В долине р.Геналдон по меридиональному профилю было установлено 6

термодатчиков. Они помещались в шурфы глубиной 0,9–1,0 м, засыпались землей. Датчики начинали фиксировать эндогенную температуру (с точностью до $0{,}001^0$C) через 15–17 часов, необходимых для выхода датчиков в стабильный режим измерений. Координаты и высотная отметка места установки каждого датчика фиксировались с помощью GPS- приемника. Термодатчики регистрировали температуру круглосуточно через каждый час [11].

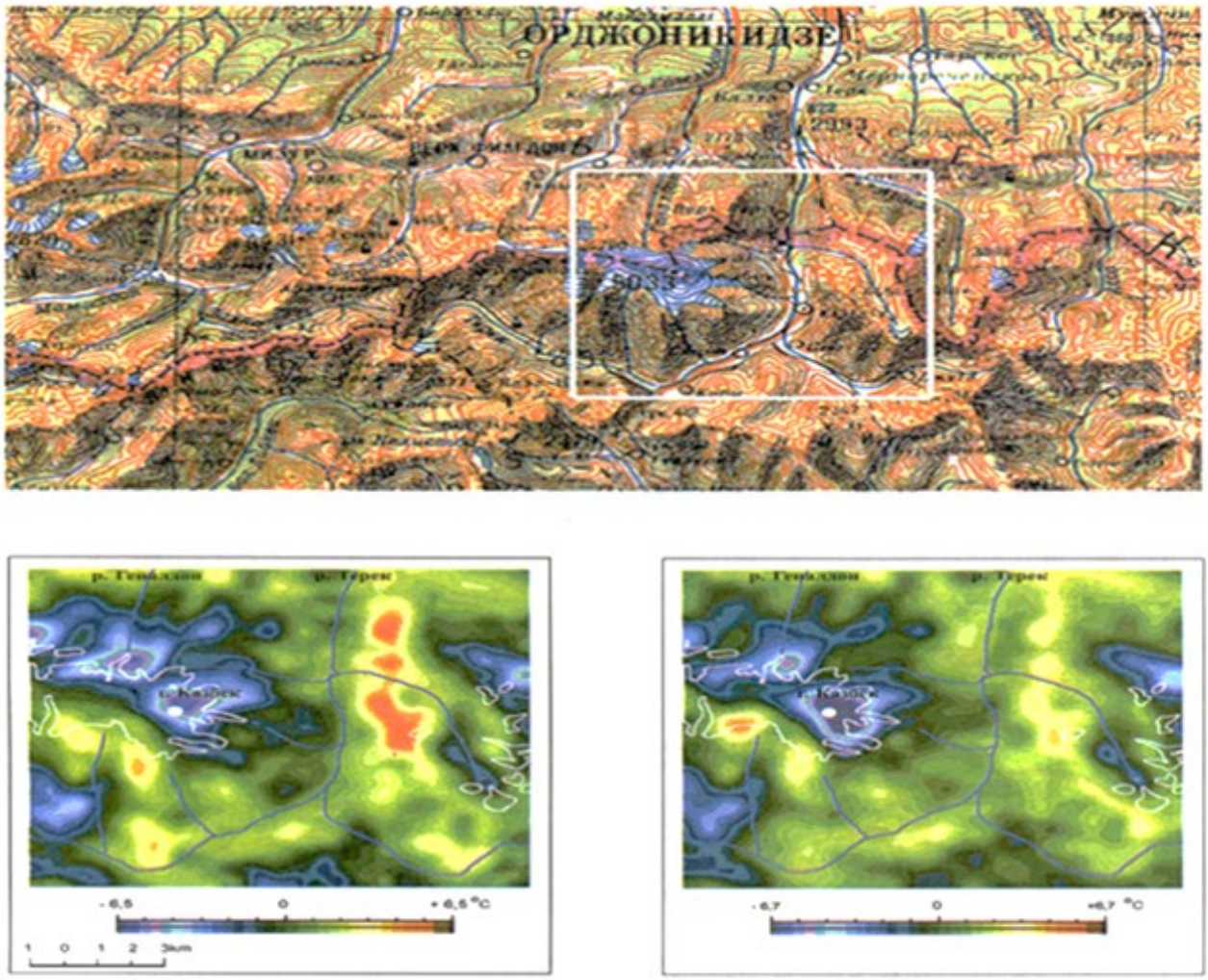


Рисунок 1 – Устойчивые за 1990-2011 гг тепловые аномалии в верховьях (к югу от сел. Тмени-кау, Кони и в истоках (г. Джимара, ледники Майли, Колка, «Верхнее-Кармадонские термальные минеральные источники) р. Геналдон

В результате выполненных нами исследований в сочетании с ранее выполненными [11] было получено:

а) Если имеется периферическая приповерхностная магматическая камера с еще не остывшим расплавом, то теоретически он должен прогреть вмещающие породы, в том числе и залегающие в ее кровле, хотя бы на первые градусы или десятки градусов, в зависимости от их мощности и теплоемкости. Эта теоретическая предпосылка подтверждена данными теплового дистанционного зондирования со спутника NOAA в виде положительных тепловых аномалий различной интенсивности (в градусах радиационной температуры) [6,7].

б) По данным гравиметрических и аудиомагнитотеллурических исследований было установлено, что положительная тепловая аномалия обусловлена магматической камерой с расплавом, расположенной на глубине: кровля 1-2 км, а подошва - 5-7 км ниже уровня моря.

в) Наличие намеченной для исследований положительной тепловой аномалии в верховьях р. Геналдон (район Нижне-Кармадонских термальных минеральных источников)

подтверждено результатами измерения температуры наземными автоматическими термодатчиками [11]. В контуре этой аномалии на глубине 0.8-1.0м температура варьировала от 23ºС до 31ºС, а за пределами аномалии (фоновая температура) она варьировала от 14ºС до 17ºС, что явно свидетельствует о наличии под положительной аномалией самостоятельного эндогенного источника тепла, каковым является магматическая камера с расплавом.

д) Для расчета плотности теплового потока и подсчета запасов тепловой энергии, накопленной в магматической камере и во вмещающих ее породах, будут использоваться данные измерения температур в забоях 3-5-ти скважин глубиной 30-40 м (с вхождением в коренные породы), что исключит влияние суточных, сезонных и годовых колебаний температур на истинную величину эндогенной температуры.

е) Учитывая величину геотермического градиента для неоинтрузивных районов Кавказа [12] порядка 44-46^{0}С/км и максимальную температуру на земной поверхности (22-23^{0}С и 30-31^{0}С) в контуре положительной тепловой аномалии в долине р. Геналдон, можно допустить, что здесь на глубине ~ 2.0-2.5 км от земной поверхности температура сухих горных пород должна достичь температуры 270-300^{0}С. В этом случае вполне реально использование эндогенного тепла, накопленного в магматической камере и во вмещающих ее породах, для строительства экологически чистой ГеоТЭС [13].

Выполненные исследования позволяют считать возможным строительство в долине р.Геналдон геотермальной циркуляционной ГеоТЭС, использующей эндогенную восполняемую (за счет глубинного питающего очага) тепловую энергию магматических камер Казбека. Такая ГеоТЭС станет основой энергетики и теплоснабжения региона, будет способствовать развитию туристических и гостиничных комплексов, даст новые рабочие места в условиях тотальной безработицы.

- Для окончательной оценки возможности использования эндогенного тепла, накопленного магматической камерой и вмещающими ее породами, и реализации нового проекта в контурах тепловой аномалии в верховьях р. Геналдон надо пробурить в 2025 г одну нагнетательную скважину глубиной до 2-2.5 км. Если в этой скважине будет установлена необходимая для строительства ГеоТЭС температура, то в забое скважины делаются микровзрывы или гидроразрыв для образования необходимого объема трещинного теплообменника (сильно трещиноватых пород). Затем, рядом с этой скважиной бурятся, в образованную зону трещинного теплообменника, еще 2 или 3 добычные скважины (их количество будет зависеть от мощности проектируемой ГеоТЭС и подсчитанных запасов тепловой энергии) с обсадными трубами на ту же глубину, что и нагнетательная скважина. По нагнетательной скважине будет закачиваться отфильтрованная от песка вода из р. Геналдон, а на устьях 2 или 3х добычных скважин она будет поступать в виде перегретого пара в генератор, преобразующий тепловую энергию в электрическую.

Извлечение тепла и выработка электроэнергии при использовании горячих сухих пород, окружающих магматическую камеру на северных отрогах вулкана Казбек (верховья р. Геналдон, район Нижне-Кармадонских термальных минеральных источников) может стать одной из основ энергетики высокогорной части республики Северная Осетия-Алания (РСО-А), послужит развитию экономики и туризма, поможет обустройству населенных пунктов в долинах рек Геналдон, Мидаграбиндон и Фиагдон. Горячую воду, после выработки электроэнергии, можно будет использовать для обогрева домов пос. Кани, Тменикау, зданий санатория и Пограничного отряда, а также создание парникового хозяйства по круглогодичному производству овощей.

Опыт этого проекта будет полезным для дальнейшего развития геотермальной энергетики в РСО-А и Кабардино-Балкарской республике (на «спящем» вулкане Эльбрус).

Литература

1. Rummel F., Baumgartner J. Hydraulic Fracturation measurementsin the GPK1 borehole. Soultz-sous-Forets. In: Geothermal Energy in Europe. The Soultz Hot Dry Rock Project // Ed.J. C. Brezee. 1991. Gordon and BreachS Publishers. V.3.

2. Baumgartner J., Jung R. Gerard A. et al. The European HDR project at Soultz-sous-Forets stimulation of the second deer well and first circulation experiments // 21st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University. Stanford. California. 1996.
3. Dezavs C., Genter A., Gentier S. Fracture network of the EGS geothermal reservoir at Soultz-sous-Forets (Rhine Graben, France) // Geothermal Resources Council 28 GRC Transection, Palm Spring, California, USA. 2004. P. 213-218.
4. Kaieda H., Ito H., Kiho K. et al. Review of the Ogahi HDR Project in Japan // Word Geothermal Congress. 2005.
5. Dzhanelidze Ch.G., Togonidze G.I. Application of the radiocarbon method for solving some issues of paleogeography of the Pleistocene and Holocene of Georgia // Actual issues of modern geochronology. 1976. P. 238-243.
6. Корниенко С.Г., Ляшенко О.В., Гурбанов А.Г. Выявление признаков очагового магматизма в пределах Казбекского вулканического центра по данным тепловой космической съемки // Вестник Владикавказского науч. центра РАН и Правительства РСО-А. 2004. Т. 4. № 3. С. 25–32.
7. Копаев А.В., Гурбанов А.Г. Гравиметрические исследования в Геналдонском ущелье: первые результаты // Вестник Владикавказского науч. центра РАН и Правительства РСО-А. 2004. Т. 4. № 3. С. 9–11.
8. Арбузкин В.Н., Фельдман И.С., Трофименко Е. А. Результаты первого этапа электроразведочных работ АМТЗ и МТЗ в Геналдонском ущелье // Вестник Владикавказского науч. центра РАН и Правительства РСО-А. 2004. Т. 4. № 3. С. 12–24.
9. Lolaev, A.B., Gurbanov, A.G., Gazeev, V.M., Oganesyan, A.Kh. Promissing HDR project in the North Caucasus // Proceedings of 9th European Conference on Renewable Energy Systems (ECRES2021). Istanbul, Turkey. 2021.
10. Бурчуладзе А.А., Джанелидзе Ч.Г., Тогонидзе Г.И. Применение радиоуглеродного метода для решения некоторых вопросов палеогеографии плейстоцена и голоцена Грузии // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука. 1976. С. 238–243.
11. Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Б., Докучаев А.Я., Цуканова Л.Е. Динамика теплового поля в контурах аномалии в верховье долины р. Геналдон по данным наземных термодатчиков // Вестник Владикавказского науч. центра РАН и Правительства РСО-А. 2012. Т. 12. № 3. С. 13–19.
12. Gurbanov A. G., Gazeev V. M., Leksin A. B., Dokuchaev A. Ya., Tsukanova L. E. Dynamics of the thermal field in the contours of an anomaly in the upper reaches of the Genaldon River valley according to ground-based thermal sensors. center of RAS and government of RNO-A. 2012. Vol. 12. No. 3. P. 13-19.
13. Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Б., Цуканова Л.Е., Кусраев А.Г., Лолаев А.Б., Оганесян А.Х., Хузмиев И.К., Гассиева О.И.. Подготовка обоснования для строительства геотэс на эндогенном возобновляемом источнике тепла на северных отрогах вулкана казбек в верховьях р. Геналдон // Материалы IV Междунар. конф. "Возобновляемая энергетика: проблемы и перспективы". Вып. 5. Т. 1. Махачкала.2015.

ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ И ИХ СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ

Махинов А.Н., Махинова А.Ф.
amakhinov@mail.ru, mahinova@ivep.as.khv.ru
Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия

Расчлененный рельеф и повышенная сейсмическая активность территории Дальнего Востока России обусловливают частую повторяемость обвалов, осыпей и оползневых явлений. Массовому проявлению этих экзогенных геологических процессов в регионе благоприятствует также сильная раздробленность скальных горных пород густой сетью тектонических нарушений. Особенно часто они происходят в долинах крупных рек, а также на крутых склонах морских побережий в районах распространения магматических и метаморфических пород или значительных толщ рыхлых отложений.

Особую опасность оползневые явления представляет на берегах водохранилищ, озер и морских заливов в результате поступления больших объемов скальных пород и рыхлых отложений в водоем [1]. В этом случае крупные оползни образуют высокие цунамиподобные волны, сопровождающиеся такими негативными последствиями, как размыв берегов, разрушение различных линейных объектов (плотины, дороги, нефте- и газопроводы), уничтожение почвенного и растительного покрова, наносят большой материальный ущерб и приводят к гибели людей.

На Дальнем Востоке России оползневые явления распространены довольно широко как в горных районах, так и в пределах равнинных территорий [2]. В настоящее время в регионе отмечается частое появление небольших склоновых оползней в районах интенсивной хозяйственной деятельности, в том числе на территориях городов и вдоль линейных сооружений.

В последние несколько десятков лет в различных районах Дальнего Востока произошли особенно крупные оползни. В начале ноября 1985 г. на высоком правом склоне долины в нижнем течении реки Зея в рыхлых песчаных отложениях сазанковской свиты сместился блок горных пород размером 1000х400 м, сползший вниз на 50 м [3]. Он раздробился на три фрагмента, образовав у подножья серию высоких валов. Общий объем оползневого тела составил около 6 млн м^3.

Довольно часто оползни происходят на Камчатке, где распространены мощные толщи рыхлых или слабосцементированных вулканических отложений. В долине Гейзеров 3 июля 2007 г. сошел оползень, перегородивший реку плотиной длиной 300 м, шириной 200-250 м и высотой до 50 м. Объем оползневого тела составил 20 млн м^3 [4, 5]. Еще один крупный оползень на Камчатке случился 4 января 2014 г. в верховье реки Гейзерной, перекрыв ее русло плотиной, за которой образовалось подпрудное озеро размером 700х200 м.

Один из крупнейших за последние годы в России оползней объемом 24,5 млн м^3 произошел в декабре 2018 г. в долине реки Бурея в пределах горной части Бурейского водохранилища [6, 7]. Он представляет собой редкое для низкогорных таежных районов природное явление вследствие значительных размеров и образования высокой водной волны, обрушившейся на противоположный склон долины и уничтожившей лесную растительность на площади около 300 га. Оползневое тело полностью перегородило водохранилище, имеющее в этом месте ширину 500 м и глубину около 70 м (рис. 1). Весьма необычным является зимнее время смещения оползня, что не характерно для территории дальневосточного региона.

Анализ полученных материалов полевых исследований показал, что причиной Бурейского оползня явилось сочетание ряда факторов: большая крутизна склона, наличие сильно трещиноватых пород в пересекающей склон зоне тектонического дробления, а также обводнение грунтов в нижней части склона в результате подъема уровня воды после заполнения водохранилища Бурейской ГЭС, со времени которого прошло 40 лет. Не

исключено, что значительную роль в подготовке к смещению огромного блока горных пород могло также сыграть оттаивание многолетнемерзлых пород в основании склона под влиянием отепляющих вод водохранилища.

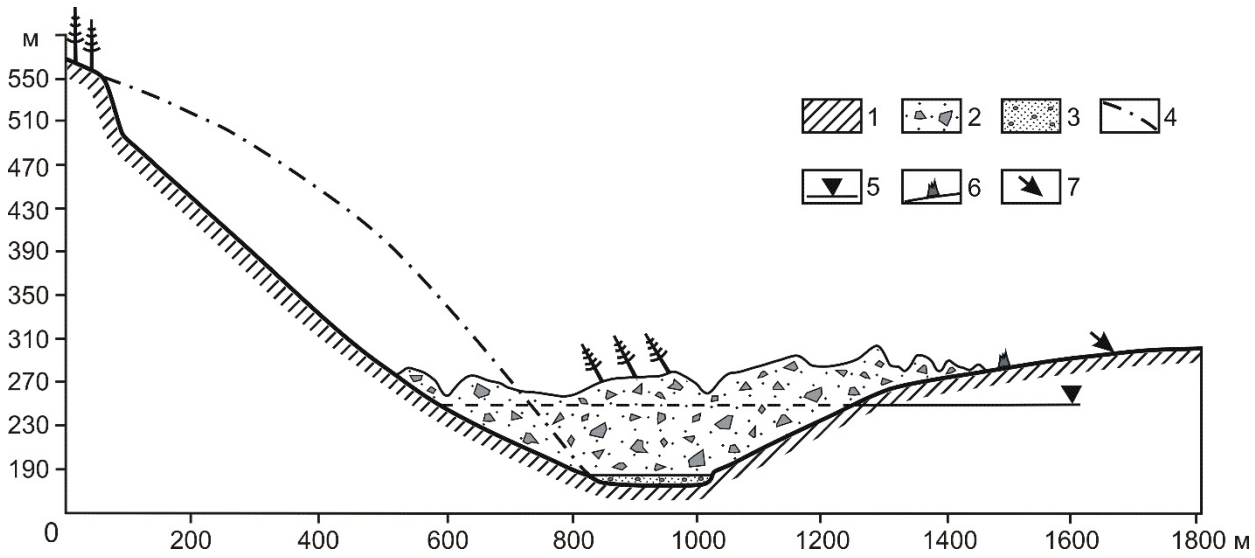


Рисунок 1 – Продольный профиль оползневого тела в долине реки Бурея
1 – коренные породы протерозойского возраста, 2 – отложения тела оползня,
3 – аллювиальные отложения, 4 – первоначальный профиль склона,
5 – уровень воды во время образования оползня, 6 – отдельные мерзлые блоки горных пород,
7 – крайняя точка нахождения галечного материала, принесенного со дна реки

Обследование долины р. Бурея в пределах горной части Бурейского водохранилища показало, что следов более древних подобных явлений на этом ее участке не выявлено, хотя стенки срыва должны были отчетливо сохраниться в течение длительного времени.

На территории дальневосточного региона во многих горных районах оползни активно проявлялись в конце голоцена, о чем свидетельствуют многочисленные хорошо выраженные в современном рельефе стенки срыва и оползневые тела значительных размеров, а в днищах речных долин недавно созданные ими плотинные озера.

В результате смещения крупного оползня, случившегося в историческое время на крутом левом склоне долины р. Амут в хребте Мяо-Чан в Хабаровском крае было полностью перегорожено русло реки высокой и прочной плотиной, ставшей причиной возникновения водоема. Размеры озера Амут составляют 450 м в длину, 130 м в ширину, а глубина превышает 14 м. Судя по хорошей выраженности мезоформ рельефа на поверхности оползневого тела и невыработанности продольного профиля реки на участке его пересечения, оползень произошел не раньше 1000 лет назад.

Также в историческое время образовался Омотский оползень на левом склоне долины р. Омот-Макит (левый приток р. Герби) в узле пересечения локальных тектонических нарушений. Блок гранитов объемом около 20 млн. $м^3$ сместился по склону крутизной 45-50°. Толщина сместившейся массы составила 100 – 120 м, ширина вдоль склона до 500 м. Оползневая толща перегородила р. Омот-Макит и продвинулась на 200-250 м вверх по основной долине. Здесь образовалось озеро Омот, площадью 300 тыс. $м^2$. Длина оползневой плотины составила около 700 м, ширина 500 – 600 м [8].

На крутых склонах западного побережья Охотского моря выявлены многочисленные молодые крупные оползни-обвалы, сложенные глыбистыми обломками пород у подножий высоких морских уступов. Они имеют хорошо выраженные стенки срыва в виде амфитеатров и известны как сбрососбвалы, а некоторые авторы считают, что в их смещении большая роль принадлежит землетрясениям [9]. В последние годы большие недавно

образовавшиеся аналогичные по строению оползни-обвалы были обнаружены на побережье Ульбанского залива Охотского моря [10].

Широкое распространение в южных районах Дальнего Востока получили небольшие по своим размерам оползни, образовавшиеся в рыхлых суглинисто-щебнистых отложениях на подрезаемых эрозионными процессами склонах в долинах многих горных рек бассейна Амура и на побережье Японского моря. Обычно они имеют объем не более одной тысячи кубических метров. Чаще всего процессы смещения блоков рыхлого материала захватывают маломощную толщу склоновых отложений (1,5-2,0 м) и происходят в летнее время преимущественно после продолжительных интенсивных ливней при проникновении в континентальную часть Дальнего Востока тихоокеанских тайфунов.

Многочисленные массовые молодые оползни в нижних частях склонов зафиксированы в долине нижнего течения р. Амур. Их масштабные проявления обусловлены интенсивным эрозионным воздействием на берега и обводнением нижних частей склонов при высоких уровнях воды в паводки. Особенно большое количество малых по размерам оползней на склонах долины Амура было выявлено после прохождения исторического паводка 2013 года. Смещению были подвержены толщи склоновых отложений, а размеры отдельных оползневых тел составили 50-100 м^2. Местами они сливались в протяженные вдоль берега реки зоны сплошных оползней.

Для активизации оползневых явлений в районах хозяйственной деятельности большое значение имеет антропогенный фактор, в частности, создание водохранилищ, подрезание склонов при различных строительных работах и др. [11]. Оползневым процессам подвержена городская территория Хабаровска на участках, примыкающих к высокому правому берегу р. Амур. Один из наиболее крупных в городе оползней произошел в результате размещения свалки отходов завода «Дальдизель» вблизи уступа террасы, сложенной рыхлыми отложениями. Небольшие склоновые оползни регулярно происходят при особенно интенсивных ливневых осадках во Владивостоке. В последнее время они отмечались в августе 2019 и июне 2022 годов.

Однако образование крупных оползней объемом несколько десятков миллионов кубических метров возможно при наличии высоких крутых склонов и слабой устойчивости подготовленных к смещению значительных объемов горных масс. Подобные условия наиболее характерны для горных территорий с распространением зон с высокой трещиноватостью пород, обеспечивающих их высокую обводненность, в том числе за счет фильтрации атмосферных осадков.

Один из важных вопросов заключается в оценке роли современного потепления климата в изменении интенсивности экзогенных процессов. В южных районах Дальнего Востока установлено устойчивое повышение температуры воздуха и увеличение количества атмосферных осадков за 115 лет [12]. Среднегодовая температура воздуха за весь период инструментальных наблюдений возросла более чем на 1,5º С. С начала 80-х годов началось самое значительное потепление, которое продолжается до настоящего времени. В бассейне нижнего течения Амура увеличилась также обводненность территории.

В последние двадцать лет в разных частях амурского бассейна увеличились частота и интенсивность катастрофических наводнений, рекордно низких летних уровней воды в реках, крупных оползней, селевых потоков и снежных лавин. Многочисленные примеры указывают на ярко выраженную деградацию многолетней мерзлоты на южной границе ее распространения. Такая реакция на климатические изменения, несомненно, проявляется в активизации экзогенных геологических процессов. Крупные оползни последних десятилетий в регионе, многочисленные случаи смещений рыхлых склоновых отложений в долинах рек, а также вдоль дорог, в том числе в пределах городских территорий (Владивосток, Хабаровск), указывают на усиление их частоты и размеров.

Имеющиеся данные указывают на высокую современную активность оползневых явлений в горных районах дальневосточного региона. Ее причиной являются интенсивность эрозионных процессов в долинах рек и абразии на морских побережьях, а также

неотектонических движений. Существенная роль в этом также принадлежит климатическим изменениям, связанным с увеличением атмосферных осадков и увлажненности грунтов, а также антропогенному воздействию.

В дальневосточном регионе опасные экзогенные геологические процессы наносят ущерб населению и хозяйственной деятельности, не достигающий значительных размеров только вследствие слабой в целом освоенности и заселенности территории. Однако по мере продолжающегося экономического развития региона негативные последствия оползней, обвалов, снежных лавин, селевых потоков и других неконтролируемых человеком природных явлений будут все более внушительными, что необходимо учитывать при обеспечении безопасности хозяйственной деятельности и населения.

Литература

1. Roberts N.J., McKillop R.J., Lawrence M.S., Psutka John F., Clague John J., Brideau Mark-Andre, Ward Brent C. Impacts of the 2007 Landslide-Generated Tsunami in Chehalis Lake, Canada // The Second World Landslide Forum. Rome, Italy, 3-9 October 2011. P. 133-140.
2. Геосистемы Дальнего Востока России на рубеже XX-XXI веков. Т. 1. Природные геосистемы и их компоненты. Владивосток: Дальнаука. 2008. 428 с.
3. Махинов А.Н., Поздняков А.В., Гусев М.Н., Помигуев Ю.В. Крупный оползень в долине р. Зеи // География и природные ресурсы. 1993. № 1. С. 175-177.
4. Леонов А. Долина гейзеров - что произошло на самом деле. 28 июня 2007 г. (http://spanishflyer.livejournal.com/7519.html).
5. Пинегина Т.К., Делемень И.В., Дрознин В.А., Калачева Е.Г., Чирков С.А., Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Леонов В.Л., Селиверстов Н.И. Камчатская Долина гейзеров после катастрофы 3 июня 2007 г. // Вестник ДВО РАН. 2008. № 1. С. 33-44.
6. Крамарева Л.С. Лупян Е.А., Амельченко Ю.А., Бурцев М.А., Крашенинникова Ю.С., Суханова В.В., Шамилова Ю.А. Наблюдение зоны обрушения сопки в районе реки Бурея 11 декабря 2018 года // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т.15. № 7. С. 266-271.
7. Махинов А.Н. Оползень и цунами на реке Бурее 11 декабря 2018 года // Природа, 2019, № 4. С. 12-22.
8. Кулаков В.В., Махинов А.Н., Ким В.И., Остроухов А.В. Катастрофический оползень и цунами в водохранилище Бурейской ГЭС (бассейн Амура) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2019. № 3. С. 13-21.
9. Алексеев М.Д., Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф. Сбросообвалы на северо-западном побережье Охотского моря // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 87-95.
10. Махинов А.Н., Крюкова М.В., Пронкевич В.В. Ульбанский залив // Природа. 2017. № 8. С. 32-43.
11. Тржцинский Ю.Б. Роль техногенного фактора в развитии оползней Восточной Сибири // Геоэкология. 1997. № 1. С. 74-88.
12. Новороцкий П.В. Современные климатические изменения в бассейне Амура и на побережье Японского моря // Известия РГО. 2011. Т. 143. Вып. 1. С. 41-48.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ АКТИВИЗАЦИИ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРИОХОТЬЕ

Махинова А.Ф., Махинов А.Н.
mahinova@ivep.as.khb.ru, amahinov@mail.ru
Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия

Приохотье занимает одно из ведущих мест в российском минерально-сырьевом комплексе по добыче благородных металлов и, в первую очередь, золота и платины**.** Однако традиционные технологии производства и переработки минеральных ресурсов приводят к накоплению больших объемов горнопромышленных отходов и активизации экзогенных процессов. Хранилища отходов являются источником загрязнения почв и поверхностных вод пылью, производными реагентами и тяжелыми металлами, неблагоприятно воздействующими на окружающую среду. Минимизация негативных воздействий в процессе разработки месторождений полезных ископаемых на природную среду в настоящее время является важным условием рационального природопользования в горнодобывающих районах Дальнего Востока и Сибири [1].

Цель работы заключалась в изучении экологических последствий деятельности горнодобывающих предприятий Приохотья и оценке риска опасности загрязнения почвенного покрова. В методическом отношении задача состояла в том, чтобы установить содержания тяжелых металлов в почвах и выявить границы их варьирования.

Исследования проводились в районах разработки месторождений золота и платины в Аяно-Майском районе Хабаровского края (Тас-Юрях, Рябиновый, Муктана, Кондер и др.). Полевые работы включали в себя маршрутные обследования с комплексным описанием площадок, расположенных в долинах рек Уорголан и Кондер. Маршруты прокладывались по днищам долин рек с их поперечным пересечением в некоторых точках описаний.

В районе действия предприятий пробы почв отбирались из верхнего горизонта. В пробах определялся элементный состав тяжелых металлов (Co, Cu, Zn, Cr, Fe, Mn, Cd, Pb) методом масс-спектрофотомерии с индуктивно связанной плазмой (ICP MS). Для контроля отбирались образцы идентичных почв, находящихся вне зоны воздействия горных работ.

Эксплуатация месторождений способствует интенсификации экзогенных процессов и загрязнению ландшафтов, что обусловлено особенностями природной среды [2]:

1. Преобладание расчлененного горного рельефа с узкими долинами и крутыми каменистыми склонами. Горные хребты и массивы с мягкими формами поверхности и неглубоко врезанными долинами рек занимают небольшие участки.

2. Отсутствие лесной растительности в верхней части или сильная ее разреженность в средней части склонов способствуют развитию склоновых процессов – осыпей, курумов, дефлюкции и медленной солифлюкции.

3. Низкие зимние температуры с продолжительной малоснежной зимой и мерзлые породы с глубиной сезонного протаивания до 0,5 м на увлажненных грунтах и до 1,5 м на южных каменистых склонах интенсифицируют процессы физического выветривания пород.

4. Хвойные северо-таежные леса в нижних в районах разработок сульфидсодержащих месторождений являются источниками агрессивных гумусовых веществ, которые активизируют процессы in situ в рыхлой толще и миграцию химических элементов.

В экстремальных климатических условиях Приохотья отмечается слабая устойчивость природных ландшафтов к техногенному воздействию горнопромышленных работ. В развитии негативных экологических последствий ландшафтов существенное значение имеет:

- сведение лесов, что активизирует экзогенные процессы, сопровождающиеся увеличением скоростей движения рыхлого материала по склону, захватывая площади, ранее не затронутые данными процессами и способствует возникновению условий для проявления селевых потоков и снежных лавин;

- изменение условий формирования поверхностного и внутрипочвенного стоков, контролирующих механизмы геохимических процессов, массопереноса растворенных веществ и взвесей по поровому пространству почв;

- нарушение температурного режима мерзлых грунтов на склонах и усиление в них мерзлотных деформаций, процессов солифлюкции и формирование наледей;

- преобразование долинных природных комплексов, вследствие рубок леса, проходки канав и движения транспорта;

- пылевое и химическое загрязнение почв, воды, воздушной среды на территориях, прилегающих к основным производственным объектам.

Технология производства, создающая источники загрязнения окружающей среды.

1. Отвалы вскрышных пород способствуют окислению сульфидов и образованию кислых растворов, повышая геохимическую активность элементов, что являются источником загрязнения тяжелыми металлами почв и водотоков. Рыхлое сложение отвалов и плоскостной смыв с них загрязняют почвы на расстоянии до 200 м.

2. Площадки по дроблению руды, дороги от карьеров до ЗИФ способствуют распространению тонкодисперсных веществ воздушным путем на расстояние до 500 м.

3. Хвостохранилища и отстойники – источники загрязнения почв. За последние 10 лет хвостохранилища Приохотья накопили более 200 млн $м^3$ отходов горного производства [3].

Таблица 1 – Загрязняющие вещества горнорудного производства

Источники загрязнения	Загрязняющие вещества и условия их распространения		
	Загрязняющие вещества	Основные факторы формирования загрязнений	Процессы распространения загрязнений
Отвалы, вскрышные породы	$CuSO_4$, $ZnSO_4$	Преобразование верхнего слоя отложений	Химическое выветривание и плоскостной смыв
Отстойники	Cd, Cu, Fe, Mn	Подземный сток и прорывы дамб	Загрязнение подземных вод и почв при фильтрации и прорывах дамб
Хвостохранилища	*BB, Cu, Zn, Mn, S, Pb, Cd, Fe, As, CN^-, SCN^-	Диспергированные частицы водорастворимыхкомплексов тяжелых металлов	Распространение загрязненных подземных вод и химическое загрязнение почв
Производственные площадки	$CuSO_4$, $ZnSO_4$ CN^-, SCN	Пылевые частицы, ГСМ	Эоловый перенос пылевой фракции в верхние горизонты почв

Основные источники загрязнения и условия распространения загрязняющих веществ приведены в табл. 2.

В Приохотье широко распространены сухоторфянистые подбуры. Почвообразованием затронута вся мощность рыхлого чехла. Мощность профиля составляет 30-50 см (табл 2).

В профиле выделяется три горизонта: органогенный (5-12 см), минеральный активного фрсиаллитного выветривания (25-40 см) и горизонт криотурбации. Активизация экзогенных процессов нарушает почвообразование и способствует их загрязнению (табл. 2).

Почвы имеют кислую и сильнокислую реакцию, значения pH изменяются от 5,0 до 3,0 (табл. 2). Процессы фрсиаллитного выветривания обогащают профиль Fe_2O_3 и фракциями <0,001 мм. В периоды переувлажнения и анаэробиоза тонкодисперсные фракции сорбируют некоторые поливалентные металлы, выполняя роль геохимических барьеров.

Таблица 2 – Некоторые физико-химические свойства почв

Горизонт	Глубина (см)	pH		$C_{орг.}$ (%)	Fe_2O_3 валовое (%)	Состав гумусовых кислот, %		$C_г/C_ф$	Содержание фракций (мм) в %	
		Вод.	Сол.			$C_{гк}$, фр.I	$C_{фк}$, фр. I+Ia		0,005-0,001	<0,001
Почва слабо дифференцированная на горизонты (западный склон хребта Кондер)										
OA	0-7	3,4	3,0	24,5	7,66	65	94	0,28	1,30-3,2	-
OA_1	10-15	5.1	3,1	2,62	6,13	34	78	0,11	2.0-4,0	0,5-1,2
A_1BH	16-22	5.0	3,1	2,59	5,61	56	98	0,22	6,1-10,0	3,9-5,2
BHF	22-39	5.0	3,0	1,95	5,61	-	88	-	1,0-3,0	0,6-1,3
Почва хорошо дифференцированная на горизонты (восточный склон хребта Кондер)										
OT	0-3	3.0	2,1	13,3	5,31	62	92	0,27	Не опр.	Не опр.
A_2	5-10	3,0	2,4	2,16	4,98	31	72	0,15	2.2-5,8	0,5-1,2
BHF	15-20	3.7	2,6	1,83	7,12	34	78	0,15	5,0-9,6	2,9-4,2
BHFC	25-30	3.8	2,9	0,99	5,84	-	-	-	1,5-3,0	0,6-1,8

Активное проявление экзогенных процессов обусловливает загрязнение почв. Особое место среди загрязнителей занимают Cu, Zn, S, Pb, Cd, Co, Ni. В профиле почв обнаружены высокие концентрации никеля и цинка, в почвах также повышено содержание свинца, что может быть связано с высоким их содержанием в породе и геохимическими процессами в поровых пространствах (табл. 3).

Таблица 3 – Содержание тяжелых металлов в почвах

Горизонт	Образец см	*Среднее содержание тяжелых металлов в мг/кг						
		Cd	Cu	As	Ni	Hg	Pb	Zn
Почва слабо дифференцирована на горизонты, западный склон Кондера								
OA	0-7	0,69±0,3	15,0±3	1,7±0,8	465±163	0,026	13,80±3,4	87,0±17
OA_1	10-15	0,65±0,3	7,1±1,4	2,9±1,4	501±175	0,021	12,00±3,0	64,4±13
A_1BH	16-22	0,64±0,3	7,9±1,6	1,8±0,9	509±179	0,017	11,30±2,8	54,5±11
BHF	22-39	0,67±0,3	13,6±2	2,6±1,3	704±247	0,019	12,00±3,0	63,2±13
Почва хорошо дифференцирована на горизонты, восточный склон Кондера)								
OT	0-3	0,14±0,1	6,9±1,4	3,1±1,6	5,70±2,00	0,024	7,90±1,9	21,9±4
A_2	5-10	0,13±0,1	3,9±0,8	1,1±0,6	2,00±0,70	0,012	5,00±1,2	11,2±2
BHF	15-20	0,45±0,2	17,0±3	6,8±3,4	19,2±6,72	0,021	19,30±4,8	19,3±4
BHFC	25-30	0,29±0,1	7,0±1,4	4,2±2,1	9,60±3,36	0,016	11,00±2,7	25,8±5

*анализы выполнены в аккредитованной лаборатории ФГБУ ЦФС «Хабаровский»

Переувлажнение почв способствует формированию почвенно-геохимических потоков и зон концентрации элементов. Геохимическая активность металлов (Cu, Al, Zn, Pb и др.) зависит от химической природы их соединений и состава гумусовых веществ. Скорость растворения веществ и прохождения почвенно-геохимических потоков в годовом цикле различных почв неодинакова и зависит от температурного режима и строения порового пространства почв. Быстрое передвижение влаги и максимальный перенос растворенных веществ происходят в периоды весеннего снеготаяния и летних ливневых осадков.

При небольшом увлажнении и низкой разбавленности почвенных растворов органическое вещество почвы (растворимые кислоты и тонкодисперсные фракции) являются геохимическим барьером на пути движения загрязненных потоков. Разгрузка нисходящих потоков происходит и за счет процессов сорбции на поверхности твердых частиц органо-минеральныхсоединений и образования натечной кутаны на поверхности щебня и структурных отдельностей. В самых нижних минеральных горизонтах почв содержание тяжелых металлов соответствует фону территории.

Вокруг каждого предприятия образуется хорошо выраженная территория с повышенным содержанием тяжелых металлов, часть которых является элементами-индикаторами геохимических потоков. Обогащенные миграционные потоки разгружаются в почвенном профиле в радиусе до 150 м. Эта территория является зоной активного техногенного влияния на почвы.

Наиболее опасными для почвенного покрова в условиях Приохотья являются воды сульфидсодержащих отвалов [4]. Попеременное увлажнение-высыхание измельченной породы и резкие колебания температуры (в течение суток и года) усиливают процессы окисления сульфидов, влияя на обогащение растворов и миграционные потоки [5]. Дождевые воды выносят растворимые и тонкодисперсные минеральные вещества вниз по склону, загрязняя почвенный покров.

Хвостохранилища обычно сооружаются в прибортовых частях днищ речных долин или в верхних участках долин малых водотоков. Их ложе и дамбы сложены, как правило, рыхлыми галечно-валунными отложениями, характеризующимися высокими фильтрационными свойствами и, с точки зрения минимизации воздействия на окружающую среду, являются недостаточно эффективными сооружениями. При таянии снега и выпадении атмосферных осадков, загрязненные воды хвостохранилищ, дренируемые через борта и ложе, способствуют загрязнению аллювиальных почв в долинах рек. Дренажные воды, выходящие на поверхность у подошвы плотины, характеризуются высокой минерализацией (до 590 мг/дм^3) и превышением ПДК по нитритным ионам (до 180 ПДК) и ионов алюминия (2-9 ПДК) и высоким содержанием тяжелых металлов – Cu, As, Pb, Sb, Cd [6].

При заполнении отстойников возрастает опасность нарушения целостности их дамб. Крутизна откосов более 20^o и высокая доля суглинистых отложений в грунтах тела дамб способствуют образованию оползневых тел размером 15-20 м с максимальной толщиной сползающего слоя до 3 м. На откосах плотины образуются борозды размыва - проявление процессов линейной эрозии. Эрозионные процессы, а также плоскостной смыв обусловливают перенос и переотложение терригенного материала на близлежащие территории и формируют зону распространения загрязненных ландшафтов.

Наибольшую опасность для природной среды при разработке полезных ископаемых представляют отвалы, хвостохранилища и отстойники действующих предприятий. Но даже при завершении деятельности ГОКов в связи с истощением запасов рудного сырья, эти объекты еще долгое время остаются источником локального загрязнения природных экосистем, прежде всего почвенного покрова.

Технологические приемы, используемые при разработке месторождений, связаны с поступлением в окружающую среду, особенно в поверхностные слои почв и водные объекты, различных веществ антропогенного происхождения. Они имеют тенденцию к постоянной аккумуляции в почвах и донных отложениях водотоков, что необходимо

учитывать при оценке влияния производства на различные компоненты природной среды в непосредственной близости от места деятельности горнодобывающих предприятий.

Литература

1. Трубецкой К.Н. Современное состояние минерально-сырьевой базы и горнодобывающей промышленности России // Горный журнал. 1995. № 1. С. 3-8.
2. Махинов А.Н., Махинова А.Ф. Преобразование антропогенного рельефа в районах разработок россыпных месторождений (север Хабаровского края) // Геоморфология. 2006. № 2. С. 43-49.
3. Махинов А.Н., Махинова А.Ф., Шевцов М.Н. Влияние горнообогатительных предприятий Хабаровского края на окружающую среду // Горный журнал. 2006. № 4. С. 83-86.
4. Шевцов М.Н., Махинов А.Н., Караванов К.П., Лопатюк В.А., Дудник В.А. Состояние водных ресурсов и их преобразование при разработке месторождений золота в южных районах Дальнего Востока // Материалы науч.-практ. семинара «Добыча золота. Проблемы и перспективы». Т. 2. Хабаровск. 1997. С. 251-257.
5. Morgan R.P.C., Hann M.J. Shah Deniz Gas Export: Erosion risk assessment // Interim Repot to PB Kvaerner. Granfield University, UK, Silsoe, 2001, 25 p.
6. Шустов С.Б., Шустова Л.В. Химические основы экологии. М: Просвещение. 1995. 240 с.

МЕТОДЫ ОБЕСПЕЧЕНИЯ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ ЗДАНИЙ В СЕЙСМООПАСНЫХ РЕГИОНАХ ПУТЕМ УСИЛЕНИЯ ГРУНТОВЫХ ОСНОВАНИЙ

Суровцева Н.В., Абаканов Т.Д.
t.abakanov@mail.ru, natali.s71@mail.ru
Казахская головная архитектурно-строительная академия, г. Алматы, Казахстан

Введение. Сильные землетрясения несут реальную угрозу для населения сейсмоопасных регионов и стоят на одном из первых мест среди стихийных бедствий по своим пагубным последствиям [1]. Обеспечение сейсмобезопасности населения является особо важной задачей современного строительства. В настоящее время в Средней Азии и Казахстане, как и во всем мире, наблюдается всплеск строительства высотных зданий, проектирование которых существенно отличается для сейсмически активных районов. Традиционные методы сейсмозащиты получили широкое распространение в различных странах, подверженных сейсмической опасности, и являются общепризнанными [2].Однако, при разрушительных землетрясениях (с интенсивностью сейсмического воздействия свыше девяти баллов), традиционные методы сейсмозащиты оказываются недостаточными и слишком затратными [3].Таким образом, для строительства в сейсмоопасных регионах Средней Азии и Казахстана является актуальным изучение применения новейших способов повышения сейсмостойкости зданий и сооружений с целью обеспечения безопасности населения и снижения возможных последствий сильных землетрясений. Особое место занимают вопросы обеспечения сейсмобезопасности зданий на слабых грунтах, так как ослабление основания значительно снижает сейсмостойкость зданий и сооружений [1].

О методах закрепления грунтов основания зданий. В настоящее время существует множество методов закрепления грунта, каждый из которых имеет свои преимущества и недостатки. Чаще всего область применения определенного метода так или иначе ограничена типом грунта. Особую опасность при землетрясениях представляют площадки с преобладающими грунтами III категории по сейсмическим свойствам. К таким грунтам относятся самые неблагоприятные посейсмическим свойствам грунты: рыхлые и водонасыщенные. Эффективным средством перевода таких грунтов во II категорию является инженерная подготовка территории, направленная на преобразование строительных свойств грунтов с целью снижения интенсивности сейсмического воздействия. При устройстве укрепления геомассивов неблагоприятным фактором является наличие грунтовых вод, создающих опасность образования при землетрясениях избыточного порового давления и разжижения грунтов. Во избежание этой опасности предусматривается устройство дренажных систем.

Существуют различные способы усиления грунтов:

– силикатизация;
– электро- и газосиликатизация;
– термическое закрепление;
– смолизация грунта;
– цементизация грунта;
– различные виды армирования грунта;
– механические методы уплотнения грунтов;
– физико-химические методы закрепление грунтов.

Современные методы усиления грунтов позволяет использовать для строительства земельные участки, имеющие заведомо низкие инженерно-геологические показатели, а также территории, не подходящие для ведения сельского хозяйства и других видов деятельности [4].

Искусственное закрепление грунта является воздействием на грунт с помощью различных конструктивных и технологических мероприятий, которое повышает его несущую способность и снижает деформации. На современном этапе строительства улучшение физико-механических свойств грунтов основания может осуществляться методом инъекции в грунт различного рода составов под давлением в предварительно пробуренные скважины. Данным способом можно придать грунтам механическую прочность, водонепроницаемость или водоустойчивость.

Конечно, наименее затратными способами являются механические методы уплотнения грунтов, наибольший эффект которых достигается при условии наличия в основании оптимальной влажности. Уплотнение выполняется до снижения оседания грунта. Глубинное уплотнение грунта способно обеспечить высокую плотность и малую деформативность мощных толщ относительно слабых грунтов. Для этих работ применяют всевозможные катки, начиная от ручных до тяжелой механизированной техники, а также различные виды вибротрамбовок и ударных механизмов [5]. Однако технология проведения работ в данных методах не всегда позволяет проводить работы в условиях городской застройки.

В условиях строительства в предгорных районах нужно учитывать «ползучесть» грунтов дабы предотвратить сползание сооружения со склонов вместе с грунтом основания при сейсмическом воздействии. Необходимо обеспечить такое равновесное состояние, при котором силы, вызывающие сползание сооружения, будут уравновешиваться силами, возникающими от сцепления грунта по плоскости возможного скольжения. Одним из способов обеспечения сейсмоустойчивости сооружения на склоне при сильном землетрясении является техническое решение, предложенное Т. Абакановым (А.С.№1740557) в 1992 году. Предлагаемое решение обладает особо повышенной надёжностью и может быть реализовано как во вновь возводимых сооружениях, так и для обеспечения надёжности существующих сооружений, возведённых ранее на опасных склонах в сейсмоактивных районах [6].

В международном строительстве уже более тридцати лет известно о применении геосинтетических материалов. В наши дни на международный рынок поставляется около 400 их видов: геосетки, геотекстиль, геоплиты, геосоты, георешетки и т.д. [7]. Каждый из выше представленных материалов отличается друг от друга механизмом производства, составными элементами, назначением, характеристиками, свойствами и так далее. В то время как на европейском рынке применение геосинтетиков в строительстве дорог имеет широкое распространение, в Казахстане только началось становление этой части рынка. Вопрос применения геосинтетических материалов в общем строительстве в качестве способа укрепления грунтовых оснований пока не полностью исследован. Использование геосинтетиков для укрепления грунтовых оснований в настоящее время стало популярным, особенно в дорожном строительстве [8]. Этому способствует их большое разнообразие, простота и эффективность технологии. Существуют объективные причины использования геосинтетических материалов:

- экономическая сторона связана с менее затратным строительством, ремонтом и содержанием различных автомобильных магистралей и дорог, железнодорожных путей;
- применение геосинтетиков в качестве дополняющих материалов в строительстве увеличивает срок службы возводимых сооружений, повышает уровень производимых работ;
- взаимозаменяемость и взаимодополняемость применяемых материалов;
- возможность снижения количества используемых природных ресурсов и тем самым благоприятно повлиять на состояние окружающей среды.

Существует несколько разновидностей геосинтетических материалов, применяемых в строительстве с целью армирования грунтовых оснований: геотекстиль, геосетка, георешетка, геоматрица. В зависимости от способа изготовления и технических

характеристик различают геотекстиль тканый и нетканый [9]. Нетканый геотекстиль представляет собой плоскую структуру, которая состоит из синтетических волокон, скрепленных между собой механическим методом. Такой материал неподвержен гниению, препятствует прорастанию корней растений, а структура обеспечивает хорошие прочностные и фильтрующие свойства. Нетканые материалы исторически были первым типом геосинтетиков, которые до сих пор используются во всем мире при различных геотехнических работах. Основные функции геотекстиля - разделение, армирование, фильтрация, дренаж, а также их сочетание. Тканый геотекстиль – плоская и системная структура, сотканная из нескольких рядов синтетических лент, которые позволяют получить системные малоразмерные переплетения. Такой материал прочен во всех направлениях, морозостоек. При укладке в земляное сооружение он образует сложную конструкцию, в которой действует как арматура.

Использование геосинтетического армирования может увеличить несущую способность и уменьшить осадку грунтового основания. Как описывает в своей книге Санджай Кумар Шугла [10], в этой области было проведено множество испытаний в лабораторных и полевых условиях при воздействии статических нагрузок. Было проведено несколько испытаний под нагрузкой на большие плиты и полевые испытания для грунтовых оснований с геосинтетическими упрочняющими элементами.

При сравнительных испытаниях армированных и неармированных грунтовых оснований были получены следующие результаты [10]. На рис.1 показано, что армирование увеличивает несущую способность и модуль упругости, а также снижает осадку фундамента.

Увеличение несущей способности часто выражается как коэффициент несущей способности (BCR) следующим образом:

$$BCR = \frac{q_{ult,r}}{q_{ult,u}} \quad (1)$$

где, $q_{ult,r}$ = предельная несущая способность неармированного фундамента

$q_{ult,u}$= предельная несущая способность армированного фундамента

Увеличение модуля выражается как модуль улучшения коэффициента (MIF):

$$\text{MIF} = \frac{k_r}{k_u} = \frac{E_r}{E_u} \quad (2)$$

где, k_r = модуль реакции земляного полотна армированного фундамента

k_u = модуль реакции земляного полотна неармированного фундамента

E_r = модуль упругости армированного основания

E_u = модуль упругости неармированного основания

Предыдущие исследования показывают, что значения BCR в основном варьируются от 1,0 до 3,0, а значения MIF - от 1,0 до 2,0. Причина того, что MIF имеет меньшее значение, чем значение BCR, заключается в том, что MIF определяется при меньшей деформации, при которой арматура менее подвижна.

Заключение. В мировой и отечественной практике в последние годы широко применяются новые технологии, основанные, в том числе, и на традиционных способах усиления слабых грунтовых оснований. Использование геосинтетиков различных типов и модификаций в дорожном и гидротехническом строительстве, а также для усиления откосов плотин показали положительные результаты и относительную экономичность данных методов [10]. На данный момент возможность использования геосинтетических материалов для усиления оснований зданий и сооружений из недренирующих упрочненных грунтов в сейсмоопасных регионах еще не изучена полностью. Целесообразны работы по исследованию возможности использования геосинтетических материалов для усиления оснований зданий и сооружений из недренирующих упрочненных грунтов в сейсмоопасных регионах применения данного технического решения в условиях строительства в сейсмоактивных районах.



Рисунок 1 – Изменение восприятия нагрузки (а) и осадки грунта (б) при армировании геосинтетическими материалами

Литература

1. Кусаинов А.А., Абаканов Т. Инженерная сейсмология и сейсмостойкость сооружений. Учебник. Алматы. 2018. 332 с.
2. Байтанов Ж., Садыров Р, Акимжанова А. Мероприятия по обеспечению защиты объектов, эксплуатируемых в сейсмоопасных районах // Доклады первого Казахстанско-японского семинара, 25-28 июня 2001 г., г. Алматы. Алматы. 2002. С. 180-185.
3. Поляков С.В. Сейсмостойкие конструкции зданий (основы теории сейсмостойкости). М.: Высшая школа. 1983. 304 с.
4. Братан Ф.И., Данилова Е.А., Хотулева Е.И., Окольникова Г.Э. Современные методы усиления оснований // Системные технологии. 2020. № 4 (37). С. 20-24.
5. Справочник по общестроительным работам. Основания и фундаменты / Под общ. ред. М.И. Смородинова. М.: Стройиздат. 1974. С. 27-31.
6. Абаканов Т.А. С. №1740557. Сейсмоустойчивое сооружение. 1992. 6 с.
7. https://polyline.ru/articles/geosinteticheskie-materialy-v-stroitelstve
8. Дмитриев И.И. Геосинтетические материалы в дорожном строительстве // Строительство уникальных зданий и сооружений. 2016. № 10 (49). С. 35-58.
9. https://geoproduct.ru/info/articles/sfery-primeneniya-materialov
10. Sanjay Kumar Shukla. An Introduction to Geosintetic Engineering. School of Engineering, Edith CovanUniversyti, Australia, 2016. 472 p.

ПОЛЗУЧЕСТЬ ОПОЛЗНЕОПАСНОГО СКЛОНА В РАЙОНЕ УРАНОВЫХ ХВОСТОХРАНИЛИЩ В МАЙЛУУ-СУУ

Торгоев И.А.
geopribor@mail.ru
Научно-инженерный центр «Геоприбор» Института геомеханики и освоения недр НАН КР,
г. Бишкек, Кыргызстан

Горнопромышленный район Майлуу-Суу является особым районом Кыргызстана с точки зрения масштабов и интенсивности развития оползневых процессов. Здесь, на небольшой территории площадью около 100 км^2 насчитывается свыше 200 оползней различных типов, размеров, генезиса и возраста [1]. Из-за массовой активизации оползней в рассматриваемом районе обострился риск разрушения радиоактивных хвостохранилищ бывшего уранового рудника, размещённых в долине трансграничной реки Майлы-Суу.

В целях предотвращения риска разрушения объектов уранового наследия при прямом или косвенном воздействии на них оползней был организован мониторинг наиболее оползнеопасных склонов. К числу подобных потенциально опасных участков относится правый (северный) борт долины ручья Кёлмё-Сай с древними оползнями **А-В** (рис.1). Этот древнеоползневой склон представляет собой южное пологое крыло Центральной Майлуу-Суйской антиклинали (ЦА). На самом склоне и у его подножья были размещены урановые хвостохранилища №№ 8, 9, 11, 19, разрушение которых чревато экологической катастрофой регионального масштаба.

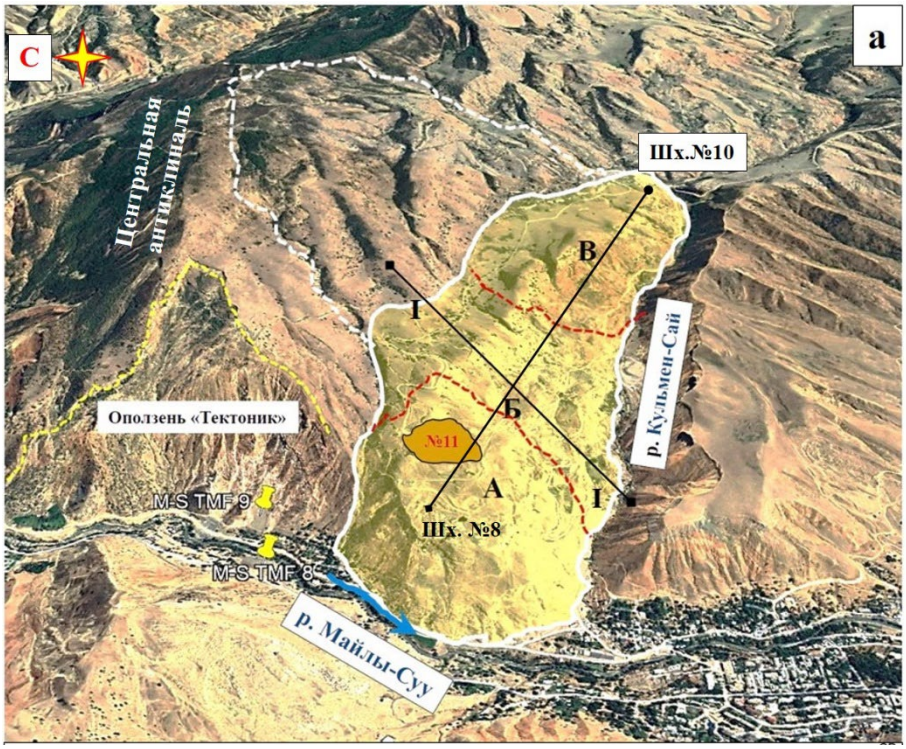


Рисунок 1 – Оползнеопасный склон в урочище Кёлмё-Сай: **А-В** древние оползни; объекты №11, TMF 8 и TMF 9 урановые хвостохранилища

В геологическом строении южного крыла Центральной антиклинали принимают участие породы мела, палеогена, и начиная с поймы ручья Кёлмё-Сай, – неогена. В ядре антиклинали залегают более прочные континентальные отложения верхнего мела. Сводовая часть антиклинали сильно разрушена, здесь почти весь палеоген снесен вниз. Все породы, слагающие Центральную антиклиналь, характеризуются изменчивой крутизной падения. На

участке южнее оси антиклинали горные породы падают на юг под углом 25-30°, а затем - на расстоянии ~750 м от оси в плане - резко надламываются в широтном направлении по небольшому разлому, падая в том же (южном) направлении под углом 50-65°. Затем в самой пониженной части долины ручья Кёлмё-Сай они вновь выполаживаются, имея угол падения 15-20°.

Современные и древние оползни разных порядков придают рассматриваемому склону типичный оползневой рельеф, характеризующийся чередованием оползневых депрессий, межоползневых гребней и выположенных площадок с разделяющими их склонами различной крутизны (рис 1). Характерным в строении древних оползней **А-В** является сохранение стратиграфической последовательности напластования пластов, участвовавших в смещении, осложненных разрывными нарушениями, сильной трещиноватостью пород, изменением мощностей, выклиниванием отдельных пластов и перемятостью глин.

Отмеченные особенности геологического строения древнеоползневого склона, повышенная геодинамическая и сейсмическая активность рассматриваемого района и характеристики очагов этих древних оползней позволяют предположить, что их обрушение скорее всего, было спровоцировано сильными землетрясениями. Смещение пород происходило, в основном, по пропласткам глин в сторону р. Кёлмё-Сай, т.е. по напластованию пород южного крыла Центральной антиклинали. При движении древнего оползня в головной части были захвачены меловые и палеогеновые породы, которые, встретив барьер крутопадающих пластов на участке приблизительно в 400…500 метрах севернее современного русла р. Кёлмё-Сай, начали выпучиваться. На этом участке мощность древних оползней наибольшая и достигает 110…112 м, а общий объём оползней **А-В** превышает 30 млн. м^3.

Для организации мониторинга на этом древнеоползневом склоне был выполнен комплекс работ, включавший геофизические исследования, геотехнические изыскания и расчёты устойчивости. В частности, на рис.2 демонстрируется геоэлектрический разрез Vz вдоль одного из профилей на теле древнего оползня Кёлмё-Сай, полученный на основе результатов электрорезистивной томографии (ЭРТ). Геофизические исследования позволили установить, что приводораздельную часть склона подпирает мощный зуб пластов известняка с удельным электрическим сопротивлением (УЭС) свыше 1000 Ом·м; из-под пластов известняка выклиниваются подземные воды, переводящие глинистые и рыхлые отложения в текуче-пластическое состояние. Здесь на отметках дневной поверхности 1460 м в зоне влияния тектонического разлома формируется мощная зона просадки, постепенно смещающаяся вниз, в направлении на юго-запад. Плоскостью скольжения оползня на этом участке являются третичные глины, обладающие УЭС 2~5 Ом·м [1].

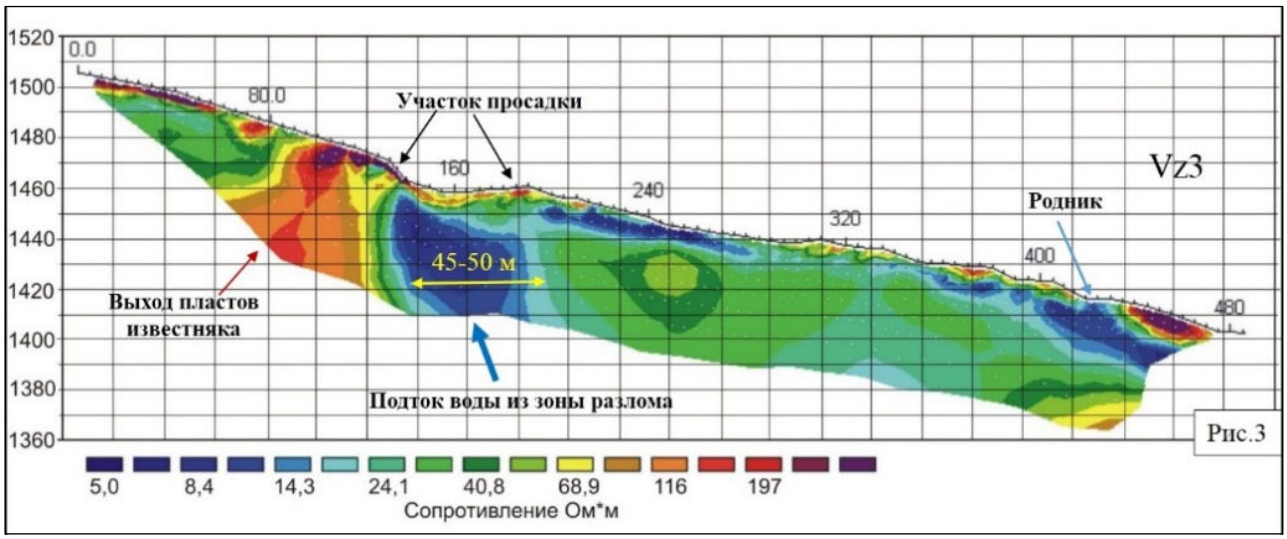


Рисунок 2 – Геоэлектрический разрез Vz верхней части склона Кёлмё-Сай по результатам электрорезистивной томографии

В период отработки Майли-Суйского уранового месторождения, после того как в 1953-1954 гг. были зафиксированы первые современные оползни на древнеоползневом склоне Кёлмё-Сай, маркшейдерской службой рудника были начаты геодезические инструментальные наблюдения за смещениями поверхности рассматриваемого склона по сети геодезических триангуляционных пунктов и реперов. По результатам регулярных геодезических наблюдений было зафиксировано общее непрерывное смещение в юг-юго-западном направлении (в сторону ручья Кёлмё-Сай и русла р. Майлы-Суу) практически всех контролируемых геодезических знаков, заложенных на поверхности макросклона в различных его частях. Наибольшая величина смещения за первые десять лет составила от 250 до 500 мм (2.5 ~ 5.0 см/год) в различных частях склона, т.е. средняя скорость ползучести составляла до $4{,}5 \cdot 10^{-5}$ мм/мин, а относительная деформация ~ (1…2)·10-10 мин$^{-1}$. Такие медленные смещения по напластованию пород южного крыла Центральной Майлуу-Суйской антиклинали обусловлены ползучестью (крипом) неустойчивых горных пород, смещающихся по плоскостям скольжения древних оползней .

Следует отметить, что скорости смещения поверхности склона в урочище Кульмен-Сай, полученные маркшейдерской службой рудника в 1954-1964 гг., совпали по величине и направлению со значениями смещения, полученными помощью спутникового мониторинга, который был начат в районе Майлуу-Суу и его окрестностях в 2015 г. Речь идёт о радар-мониторинге, с применением программного продукта SqueeSAR. Эта программа SqueeSAR представляет собой запатентованную технологию получения мультиинтерферограммы, обеспечивающую высокоточные измерения смещения грунта путем обработки разновременных снимков спутника Sentinel-1 для конкретной области. С использованием снимков естественных радиолокационных целей на земле, для каждой из них были построены временные ряды смещения и определена средняя скорость смещения за контролируемый период с точностью до миллиметра [2].

По данным радар-интерферометрического мониторинга рассматриваемого участка урочища Кёлмё-Сай было установлено, что за период 2015-2019 гг. смещение поверхности правобережного склона составило в среднем 2.5 см/год, что совпадает со среднегодовым смещением, регистрировавшимся маркшейдерами в 1954-1964 гг. Как показано на рис.3, область, охваченная горизонтальным смещением на запад, охватывает практически весь северный борт долины р. Кёлмё-Сай, протяжённостью в субширотном направлении 3700 м. В пространственном отношении эта область совпадает с контурами древних оползней **A-E**, из которых на рис.1. показаны оползневые тела **A-B**. Выявленное в процессе радар-мониторинга направление движения контролируемого склона согласуется с ориентацией склона.

Совпадение значений скорости смещения поверхности макросклона Кёлмё-Сай, полученных в 1954-1964 гг., с результатами радар-мониторинга в 2015-2019 гг. свидетельствует о том, что медленное смещение (крип) древних оползней по пологопадающим пластам горных пород южного крыла Центральной антиклинали регистрируется уже почти 70 лет. Это свидетельствуют о неустойчивости рассматриваемого древнеоползневого склона, которая рано или поздно может обернуться смещением оползней Кёлмё-Сая в сторону хвостохранилища №11 с блокированием долины реки Майлы-Суу (рис.1).

Постепенное смещение древнеоползневого склона в Кёлмё-Сае связано с реологическими процессами (ползучестью), определяющими длительную и медленную (со скоростью смещения, измеряемой сантиметрами или миллиметрами в год) деформацию в наиболее слабых глинистых слоях горного массива. Основными факторами, определяющими развитие этих процессов, являются:

- благоприятные «внутренние» по отношению к склоновому массиву факторы – рельеф, литологический состав и свойства пород, гидрогеологические условия, структура массива пород;
- «внешние» факторы – климатические и в большей мере – сейсмические, эрозионная деятельность ручья Кёлмё-Сай и реки Майлы-Суу;

– техногенные – подрезка и увлажнение склона за счет утечек из водопровода для закачки нефтяных пластов, подземные подработки и прокладка дорог в нижней части.

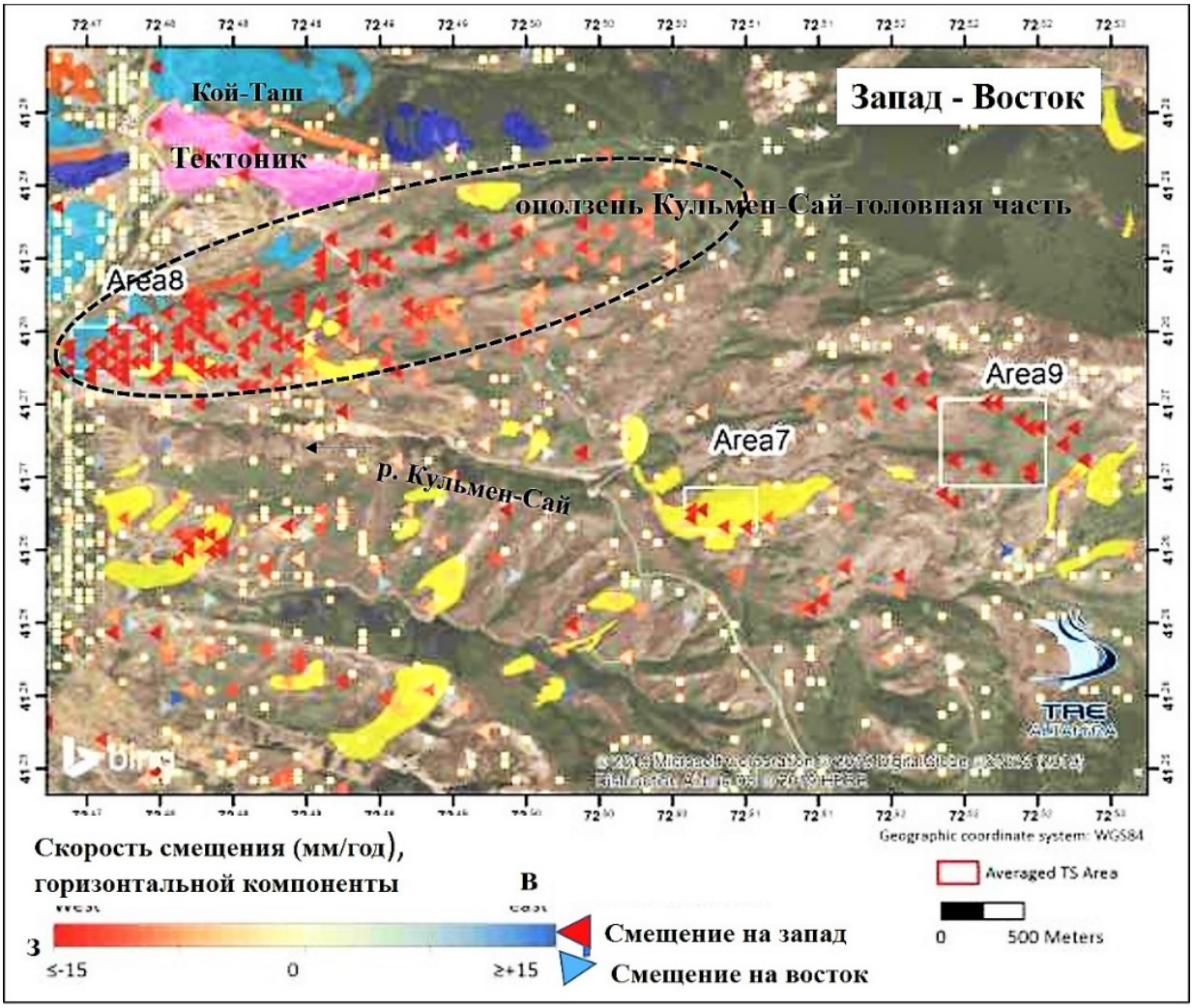


Рисунок 3 – Результаты радар-мониторинга смещений в Майлуу-Суу за период 2015-2019 гг. по данным радар-интерферометрии: пунктирным эллипсом показан правобережный склон Кёлмё-Сая; красные треугольники- горизонтальное смещение в западном направлении

Прогноз условий и времени перехода от медленной ползучести (крипа) к быстрому оползанию пород активной зоны может быть дан на основе регулярного мониторинга за смещением всего оползневого склона Кёлмё-Сай. Основным признаком такого перехода служит ускорение и синхронность движения всех участков активной зоны (рис.3).

В связи с проведением в Майлуу-Суу строительных работ по реабилитации и рекультивации объектов уранового наследия было рекомендовано удалить из оползнеопасной зоны урановые хвостохранилища №№5,7,8,11,17,19, которые могут попасть в зону оползневого поражения и/или зону затопления при блокировании русла реки Майлы-Суу оползневыми массами со склона Кёлмё-Сай.

Литература

1. Торгоев И.А. Оползневые процессы и риски на территории Кыргызстана. Бишкек: ОсОО OretaGroup. 2023. 548 с.
2. Bellotti F., Glanico C., Ferrari P. Executive Report Squee SAR Analysis over Mailuu Suu and Min Kush (Kyrgyzstan) TRE ALTAMIRA, 2019. 52 p.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ОРОГЕНОВ ТЯНЬ-ШАНЯ

Трофимов В.Т., Королев В.А.
va-korolev@bk.ru
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов Тянь-Шаня тесно связаны с анализом геологических процессов, обусловленных неотектоникой и современной динамикой этой территории [1-4]. Однако до настоящего времени вопросам систематики геологических процессов этого региона, а также разработке инженерно-геологической классификации геологических процессов не уделялось должного внимания. Поэтому цель настоящего сообщения – восполнить этот пробел.

В основу систематики геологических процессов орогенов Тянь-Шаня авторы положили разработанную ими общую классификацию геологических процессов для целей инженерной геологии [5]. Представленная классификация (табл.) охватывает эндогенные и экзогенные процессы рассматриваемого региона.

Эндогенные процессы на анализируемой территории связаны с областями новейших поднятий (хребты Западного, Северного, Восточного и Внутреннего Тянь-Шаня) и опусканий (депрессии Иссык-Кульская, Токмакская, Чиликская, Джаркентская и др.), для которых характерны землетрясения [6, 7].

Высокая сейсмичность в сочетании с континентальным климатом и сложным орографическим строением определяет высокую активность различных экзогенных геологических процессов, среди которых наиболее часто проявляются оползневые, селевые, ледниковые, паводковые и т.п. [6].

Процессы, вызванные промерзанием и протаиванием горных пород, обусловлены высотной геокриологической поясностью орогенов Тянь-Шаня, для которых выделяются подпояса распространения сплошной, прерывистой и островной многолетней мерзлоты, формирующейся в локальных условиях [8]. Наряду с ними на Тянь-Шане выделяются и подпояса сезонной устойчивой и неустойчивой мерзлоты, обусловливающие сезонные криогенные процессы.

В представляемой классификации учитывается генетический принцип её построения - выделяются ряд ведущих природных факторов формирования геологических процессов (первый столбец таблицы), определяющих причины их возникновения и развития. Затем в классификации выделяются классы, типы и виды природных геологических процессов, сначала эндогенных, а затем экзогенных (2-й – 4-й столбцы таблицы). Для каждого вида из этих природных процессов далее указывается его техногенный аналог – соответствующий инженерно-геологический процесс (5-й столбец таблицы).

Далее в 6-м столбце указывается преобладающий тип массива горных пород, в пределах которого преимущественно формируется данный процесс, т.е. отмечается его приуроченность к определенным горным породам.

И, наконец, в последнем 7-м столбце классификации указываются наиболее часто применяемые количественные показатели для параметризации и оценки особенностей тех или иных процессов в инженерно-геологических целях. Это позволяет использовать их для построения соответствующих карт количественной оценки геодинамических процессов, опасности их проявления, рисков и т.п.

Таблица – Общая инженерно-геологическая классификация современных геологических процессов орогенов Тянь-Шаня

Причины развития процесса	**Природные процессы**			**Техногенные аналоги процессов**	**Массив горных пород, подверженный процессу**	**Количественные показатели процесса***
	Класс	Тип	Вид			
А. Эндогенные геологические процессы:						
I. Тектонические напряжения континентальной коры	Сейсмогенные	Землетрясения	Близкофокусные Глубокофокусные	Наведенная и возбужденная сейсмичность	Любой	Магнитуда, класс земле-трясения (балл) и др.
	Современные тектонические движения	Тектонические движения: горноскладчатых структур	Тектонические: поднятия опускания коллизии	Техногенные провалы, деформации поверхнос-ти при добыче полезных ископаемых, горноди-намические процессы	Любой	Перемещения (мм/год) Коэф. пораженности (%)
Б. Экзогенные геологические процессы:						
II. Климатические, метеорологические и биологические	Выветривание	Площадное Линейное	Физическое Химическое Биологическое	Техногенно-активизированное выветривание	Любой	Скорость выветривания (м/год), коэффициент выветрилости и др.
III. Энергия рельефа и сила тяжести	Сдвижение масс без потери контакта с массивом или с незначительной потерей его	Оползневой	Сплывы Оплывины Оползни-блоки: Оползни-потоки (течения) Оползни-обвалы	Техногенно-активизированные оползни, оползни карьеров и отвалов	Преимущественно дисперсный и полускальный	Коэффициенты: устойчивости (д. ед.) пораженности (%) Объем (тыс. $м^3$) Глубина захвата пород (м)
		Лавинный	Каменные Снежные: лотковые, прыгающие, осовы	Техногенно-активизированные лавины	Скальный Снежный	Коэф. пораженности (%)
		Ледниковый	Горные (долинные)	Техногенно-активизированные	Ледяной	Коэф. пораженности (%)

	Сдвижение масс с потерей контакта со склоном	Обвальный	Обвалы (собственно) Вывалы Камнепады	Техногенно-активизированные обвалы	Скальный и полускальный	Коэф. пораженности (%)
		Осыпной	Лотковые Площадные	Техногенно-активизированные	Скальный и полускальный	Коэф. устойчивости (д. ед.), пораженности %)
IV. Поверхностные воды	Разрушительное воздействие водных масс озер	Абразионный Вдольбереговое перемещение и аккумуляция наносов	Озер	Переработка берегов водохранилищ	Любой	Скорость отступания берега (м/год) Удельный абразионный смыв ($м^3$/год)
		Заиление	Внутренних озер	Заиление водохранилищ	Любой	Коэф. пораженности (%)
	Разрушение массивов под влиянием масс воды временных водотоков	Эрозионный	Склоновая	Техногенно-активизированная склоновая и овражная эрозия	Дисперсный	Коэф. пораженности (%) Скорость развития (м3 /га в год)
			Овражная			Коэф. пораженности (%) Плотность (шт/$км^2$) Скорость линейного роста (м/год)
		Селевой	Гляциальные Дождевые Таяния снега	Техногенно-активизированные сели Прорыва плотин	Дисперсный	Коэф. пораженности (%) Повторяемость (ед./год) Объем (млн. $м^3$) Скорость (м/с)
	Разрушение массивов под влиянием масс воды постоянных водотоков	Эрозионный речной	Речная: береговая донная	Техногенно-активизированная речная эрозия	Любой	Коэф. пораженности (%) Скорость размыва берега (м/год)
		Затопление	Долговременное Кратковременное	Техногенно-активизированное	Любой	Коэф. пораженности (%) Повторяемость (ед./год)

V. Подземные воды и поверхностные воды	Растворение и выщелачивание	Карстовый	Карбонатный Сульфатный Соляной	Техногенно-активизированный карст	Карбонатные Сульфатные Соляные	Коэф. пораженности (%) Число (шт/км^2 в год) и диаметр провалов (м)
	Механический вынос	Суффозионный	Суффозия Подземная эрозия	Техногенно-активизированная	Дисперсные	Коэф. пораженности (%)
	Понижение уров-ня подземных вод	Оседание поверхности		Техногенно-активизированное	Полускальные Дисперсные	Коэф. пораженности (%) Относительная осадка (%)
	Подъем уровня грунтовых вод	Подтопление	Временное Постоянное	Техногенно-активизированное	Любые	Коэф. пораженности (%)
		Засоление	Сульфатное, хлорид-ное, карбонатное	Техногенное засоление	Дисперсные	Засоленность (%)
	Ослабление и разрушение структурных связей грунтов	Проседание лёссов и лёссовидных пород	Мало опасное Умеренно опас-ное Опасное	Техногенно-активизированная просадка	Пылеватые (лёссовые)	Коэф. относительной просадочности (д.ед.) Начальное просадочное давление (МПа) и др.
	Изменение объема глинистых пород	Набухание Усадка	Сильное Среднее Слабое Сильная Средняя Слабая	Техногенное набухание или усадка	Глинистые	Давление набухания (МПа) Относительная деформация набухания или усадки (д.ед.)
VI. Ветер и движение воздушных масс	Эоловая денудация	Дефляция	Выдувание	Техногенно-активизированная	Дисперсные Любые	Коэф. пораженности (%)
		Корразия	Обтачивание	Техногенно-активизированная	Любые	Коэф. пораженности (%)
	Эоловый перенос	Развевание	Песчаные, пыльные, снеговые бури, метели	Техногенная активизация эолового переноса	Дисперсные Снежные	Скорость переноса частиц (м/с или км/час) или снега

	Эоловая аккумуляция	Аккумуляция	Дюнообразование Бархануобразование Сугробообразование	Техногенно-активизированная аккумуляция	Дисперсные Снежные	Коэф. пораженности (%) Скорость перемещения (м/год)
VII. Промерзание и оттаивание горных пород	Промерзание (криогенные)	Пучение	Сезонное Многолетнее	Техногенно-активизированное пучение	Дисперсные	Коэф. пораженности (%) Интенсивность пучения (%)
		Морозобойное растрескивание	Полигональное рельефообразование	Техногенно-активизированное	Дисперсные	Коэф. пораженности (%)
	Колебания температуры с переходом через 0°С	Курумообразование	Каменные реки	Отсутствуют	Скальные, крупнообломочные	Коэф. пораженности (%)
		Криогенное выветривание		Техногенно-активизированное криогенное выветривание	Любые	Скорость выветривания (м/год), коэффициент выветривания и др.
	Оттаивание (посткриоген-ные)	Промерзание и протаивание	Сезонное	Техногенное промерзание и протаивание	Дисперсные	Глубина сезонного промерзания и оттаивания (м)
		Термокарстовый	Начальной, зрелой и конечной стадий	Техногенно-активизированный термокарст	Дисперсные	Коэф. пораженности (%) Продолжительность проявления (лет)
		Солифлюкционный	Солифлюкция: быстрая медленная	Техногенная солифлюкция	Дисперсные	Коэф. пораженности (%)Скорость развития (см/год)
		Осадка при оттаивании	Быстрая Медленная	Техногенная осадка при оттаивании	Дисперсные	Величина осадки (%)

Примечание: * указаны лишь наиболее часто употребляемые в инженерно-геологических целях количественные показатели

Таким образом, представленная классификация наиболее полно отражает геологические и инженерно-геологические процессы орогенов Тянь-Шаня и целиком ориентирована на задачи инженерной геодинамики и экологической геологии. Она может использоваться при проведении инженерно-геологических исследований, а также инженерно-геологических и инженерно-экологических изысканий в рассматриваемом регионе.

Литература

1. Рыбин А.К., Леонов М.Г., Морозов Ю.А. и др. Альпийская геодинамика Тянь-Шаня: проблемы и решения // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тез. докл. VI Междунар. симп., г. Бишкек, 23-29 июня 2014 г. Бишкек: НС РАН. 2014. С. 40-44.
2. Буртман В.С. Геодинамика позднекайнозойского орогенеза в Тянь-Шане // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тез. докл. VI Междунар. симп., г. Бишкек, 23-29 июня 2014 г. Бишкек: НС РАН. 2014. С. 16-19.
3. Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 318. М.: Наука. 1978. 196 с.
4. Рыбин А.К. Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Научный мир. 2011. 232 с.
5. Трофимов В.Т., Королёв В.А. Общая классификация геологических процессов для целей инженерной геологии // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2023. № 4. С. 99–109.
6. Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики. Бишкек: МЧС КР. 2014. 718 с.
7. Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Абдыбачаев У.А., Шакиров А.Э. Основы предупредительной оценки сейсмического риска в Центральной Азии (на примере Кыргызстана и Таджикистана) // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Материалы V Междунар. симп., г. Бишкек, 19-24 июня 2011 г. В 2 т. Т.1. Бишкек: НС РАН. 2012. С. 205-210.
8. Горбунов А.П., Северский Э.В. Высотная геокриологическая поясность горных регионов от Алтая до Тянь-Шаня // Геокриология. 2018. № 4. С. 40-51.

КАТАСТРОФОВЕДЧЕСКАЯ ГЕЛИО-ГЕОХРОНОМИЧЕСКАЯ ШКАЛА ФОРМИРОВАНИЯ СОЛНЦА И ПЛАНЕТ

Усупаев Ш.Э.
sh.usupaev@caiag.kg
Центрально Азиатский институт прикладных исследований Земли, г. Бишкек, Кыргызстан

Введение. Геохронологическая шкала**,** является шкалой временной оцнки истории планеты Земля и основана на методике геологического датирования. Стратиграфия, наука изучающая последовательность и характер формирования геологических тел и их первоначальные пространственные взаимоотношения. Геохронология – наука, исследующая с позиций оценки времени хронологическую последовательность формирования и возраста горных пород, составляющих земную кору [1-7].

Методика. В работе использованы полученные результаты с использованием классических методов исследования времени в науках о Земле, которые базируются на биостратиграфическом и абсолютном физическом определении возраста пород и отложений по уран-изотопному делению и другим химическим элементам с различными периодами полураспада. Нами предлагается реанимировать и дополнить метод датирования возраста стратиграфических подразделений методологией определения палео-следов ударного столкновения Земли с иными небесными телами (планетами, астероидами), которые обеспечили переход возрастов отложений, в качестве границ раздела рубежей времени в геохронологической шкале, где как и тектонические формируются не только несогласные залегания, при ударном столкновении, а также обосновываются научно перевернутые пласты и тектонические блоки, сжатые в горизонтальном направлении вергентные толщи пород[1-7].

Результаты исследований: На рисунке 1 представлена разработанная графоаналитическая зависимость между частотами реакций нуклеоосинтеза и рубежами времени от Большого взрыва до ударных столкновений метагаллактик, звезд, планет Солнечной системы и Земли по Единой теории поля палеопрочности материи [5-7].

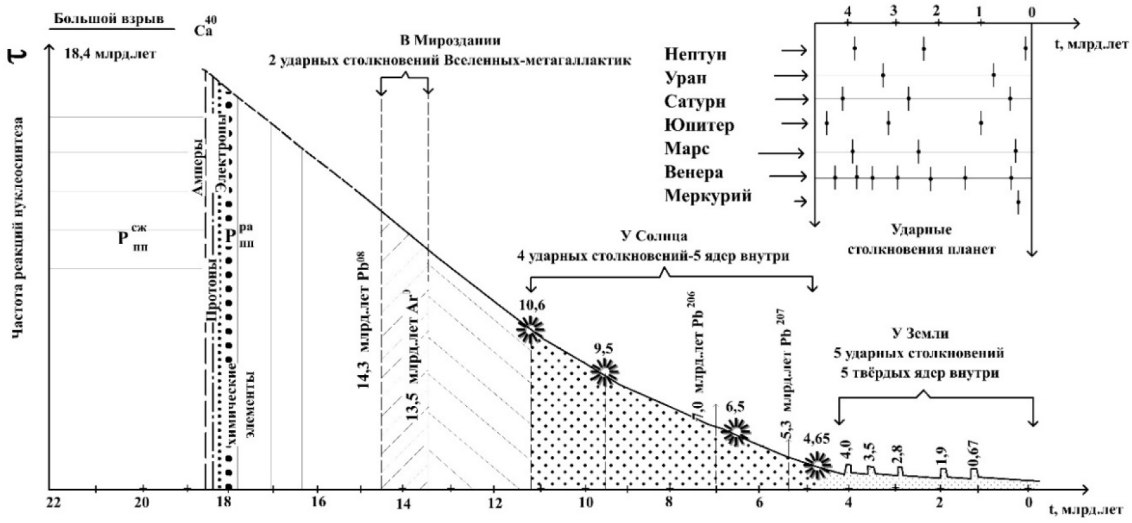


Рисунок 1 – Зависимость частоты реакций нуклеосинтеза с рубежами времени от Большого взрыва приводившими ударные столкновения метагаллактик, звезд, планет Солнечной системы, небесных тел и Земли в Мироздании

Во время последнего столкновения Солнца со подобной звездой звезд 4,65 млн. лет тому назад сформировались планеты [5-7].

Условными знаками в виде Солнца на графике показаны возраста (10,6 – 9.5 – 6.5 - 4.65) млрд. лет тому назад, произошедших реакций нуклеосинтеза с проявлениями четырехкратного ударного столкновения подобных звезд средней величины, сформировавшего современное Солнце и планеты. Внутри Солнца в настоящее время возле геометрического центра

вращается твердое ядро, вокруг которого орбитально движутся четыре меньшие по размерам твердые ядра столкнувшихся подобных звездных небесных тел, проявляясь в виде солнечных пятен и создавая 11 и 22 летние циклы активного и пассивного горения и вспышек взрывного высокотемпературного плазменного геомагнитного характера, опасные для биоты Земли[5-7].

На рисунке 2 приведена составленная «Ноосферная карта инженерной геономии и катастрофоведения», где использованы серии аналитических и тематических тематических карт: а. карта Геоида с координатами расположения 5 палеоследов и их антиподальных центров ударного столкновения в образовании гибридной Земли; б. карта планетарных экваторо- и полюсобежных сколов и трещиноватости, карта разломов и сдвигов планетарного масштаба; карта стран Мира [5-7].

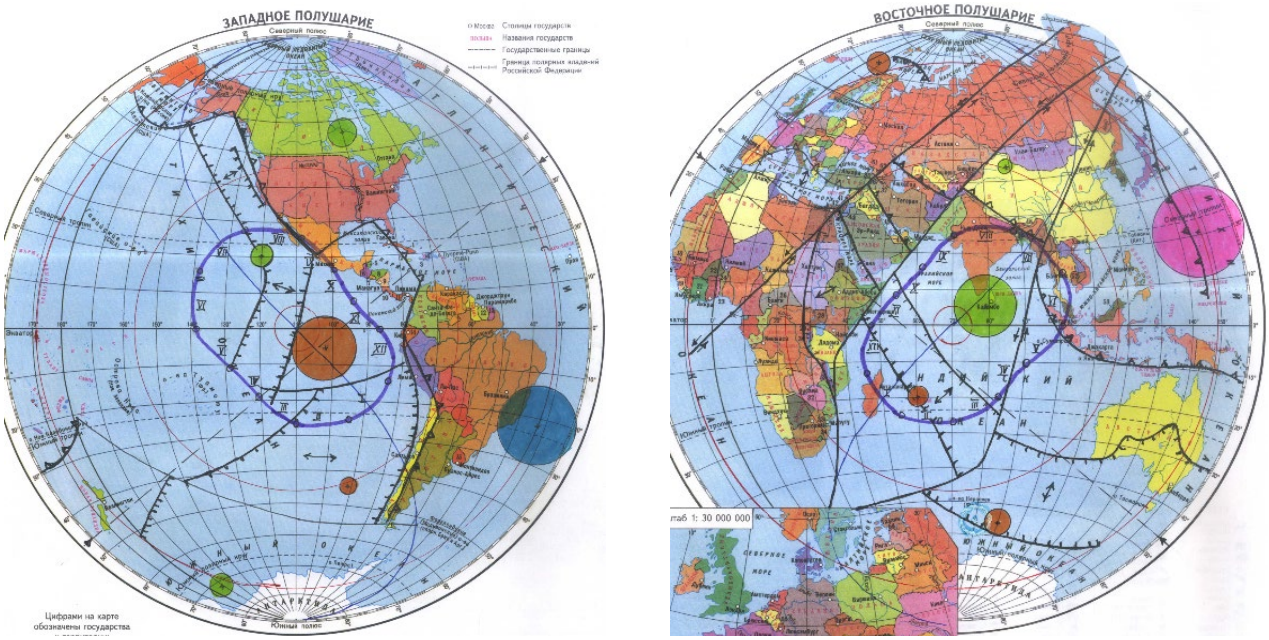


Рисунок 2 – Ноосферная катастрофоведческая страновая карта типизации напряженно-деформационных свойств палеопрочности планетосфер Земли трансформирующихся георисками и орбитальным гравиинертным движением и воздействием твердого ядра Земли в Едином поле палеопрочности материи

В условных обозначениях на карте(рис.2) а. эпицентр твердого ядра Земли в виде круга закрашен розовым, его гравиинертный антиподальный центр круг выделен кругом синего цвета; б. эпицентры пяти твердых ядер Земли от ударных столкновений Геоида с подобными планетами выделены разного размера оранжевыми кругами, а их гравиинертные антиподальные центры зелеными кругами; в. сдвиги стрелками вдоль планетарных разломов; г. области растяжений – линиями с перпендикулярным штрихами; д. передние фронты зон сжатия – линиями с черными треугольными зубцами; е. в центре полушарий выделены синим овалов трасса ежегодного орбитального вращения твердого ядра вокруг геометрического центра выделенного красным по цвету кругом [5-7].

На (рис. 3-6) представлена геохронологическая шкалы, с нанесенными в виде кружочков красного, зеленного и синего цвета временами ударного столкновения Земли с подобными соразмерными планетами и астероидами, создавшими угловые несогласия, вергентные образования и рубежи границ на шкале времени [5-7].

Международная геохронологическая шкал времени", дополнена рубежами ударных столкновения палео-планет и астероидов и обоснованы впервые 3 эона, 5 эр, связанных до первого столкновения катархейская, 1-го столкновения Бразильская от 4 до 3,5 млрд. лет – архей I, архей II Канадская от 3,5 до 2,8 млрд. лет, от 2,8 до 1,9 млрд. лет Арктическая (афебий), от 1,9 до 0, 67 млрд. лет Тетис (рифей), от 0,67 до 0 лет Тихоокеанская (венд-фанерозой) [5-7].

Планетоблемы введены впервые в качестве новых крупных рубежей времени на Международной геохронологической шкале и выделены красными жирными линиями, а астероидоблемные границы рубежей времени столкновения с Землей небесных тел тонкими красными линиями. Красные кружочки с возрастами в млрд. лет в левой части шкалы времени и астероидоблемными образованиями показаны красными стрелками и возрастами в млн. лет представлены справа шкалы времени. Ударные столкновения небесных тел с Землей, планетоблем составляет 5, а астероидоблем 67. Международная геохронологическая шкала получила усовершенствование, что позволяет достоверно обосновать природу геомагнетизма, пути образования планетарных оледенений (зеленые точки и линии на шкале), изменения полюсов и экватора Земли, причин металлогенических импульсов (фиолетовые точки и линии на шкале), образования океанов и континентов, условий зарождения гранитов и базальтов [7].

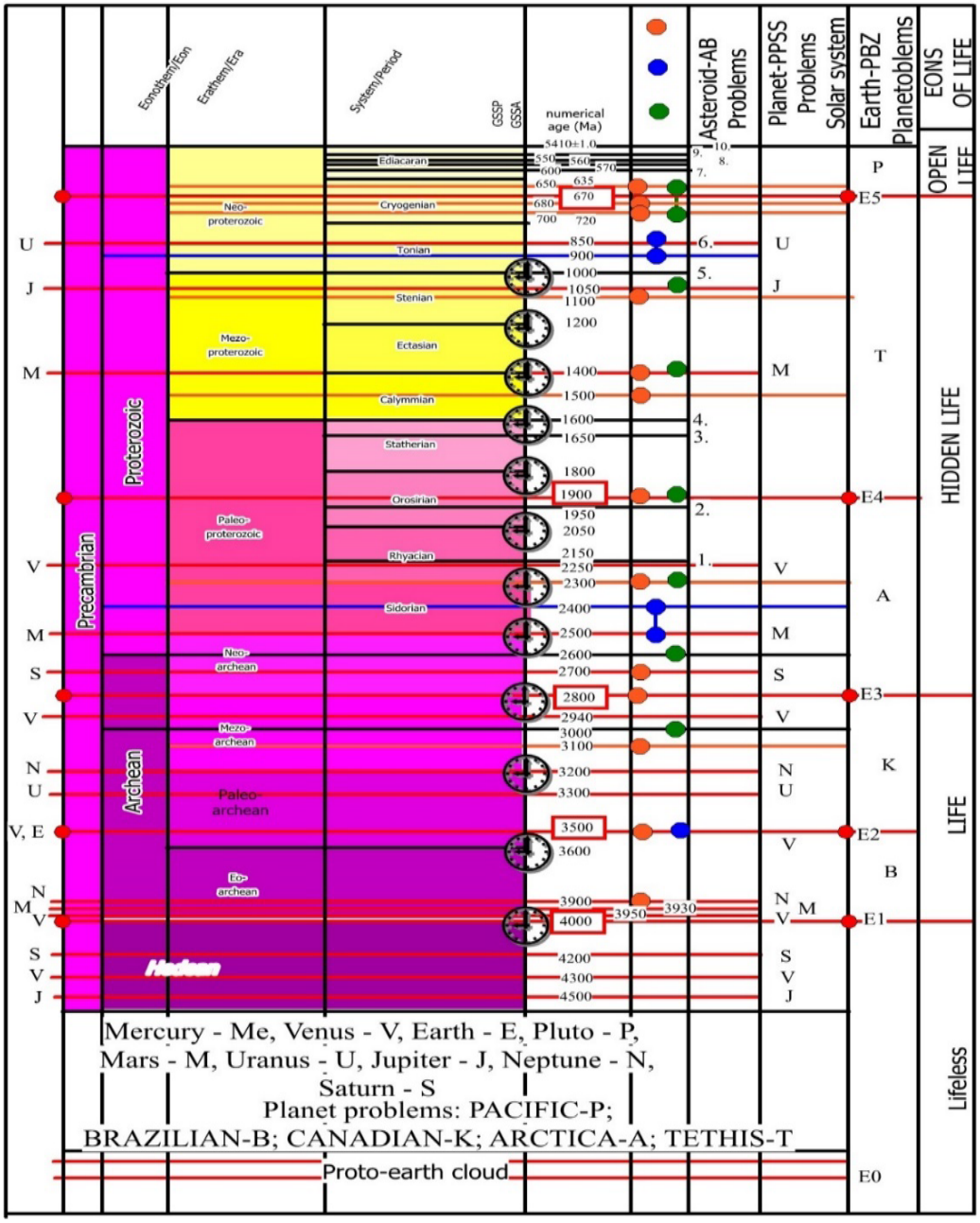


Рисунок 3 – Катастрофоведческая и ноосферная инженерно-геономическая шкала формирования от ударного столкновения небесных тел палео-планет (планетоблем) и астероидных тел (астероидоблем) рубежей времени кризисов и георисков трансформирующих поле палеопрочности планетосфер в геохронологической истории развития Геоида [7]

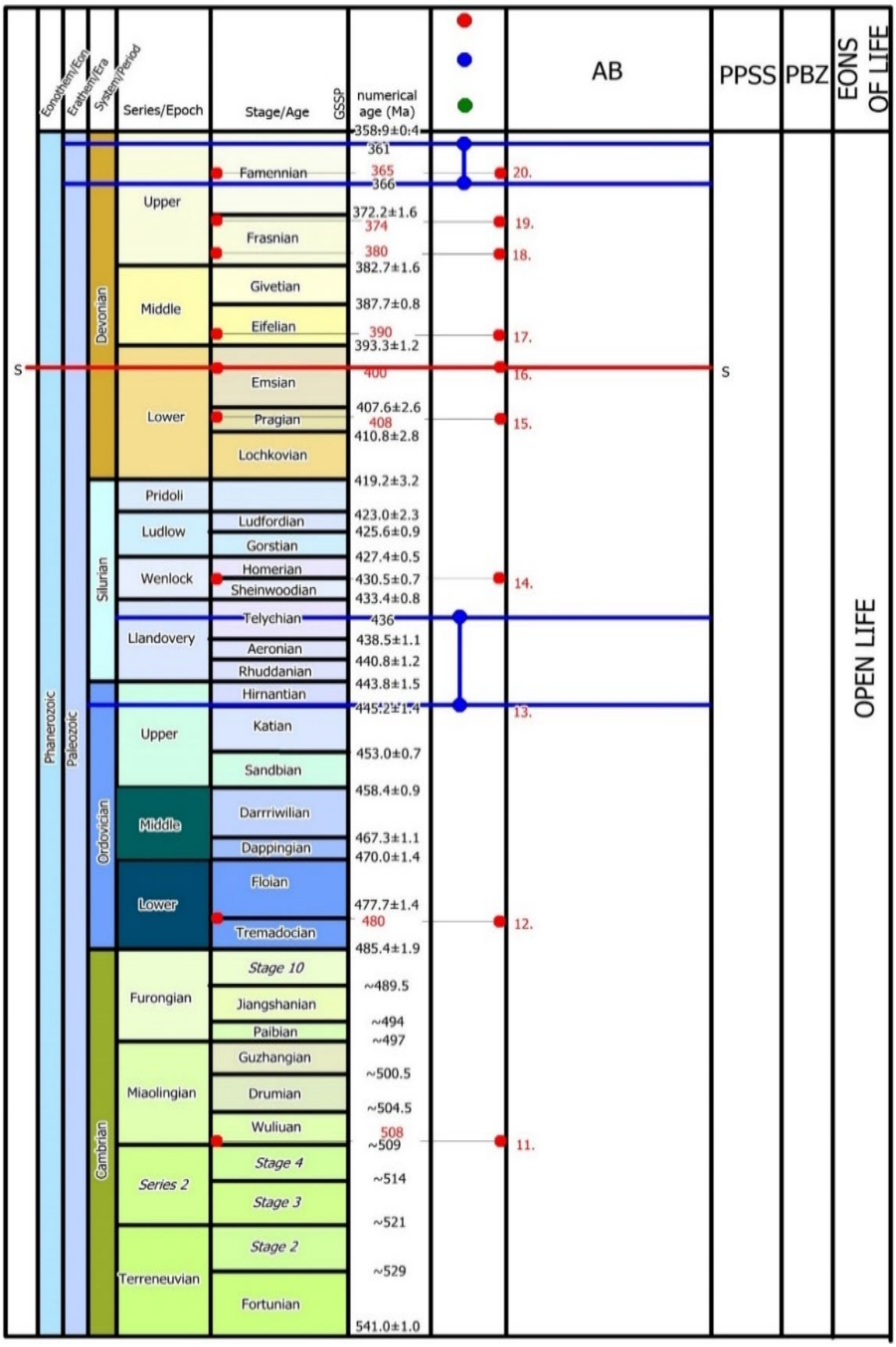


Рисунок 4 – Катастрофоведческая и ноосферная инженерно-геономическая шкала формирования от ударного столкновения небесных тел палео-планет (планетоблем) и астероидных тел (астероидоблем) рубежей времени кризисов и георисков трансформирующих поле палеопрочности планетосфер в геохронологической истории развития Геоида [7]

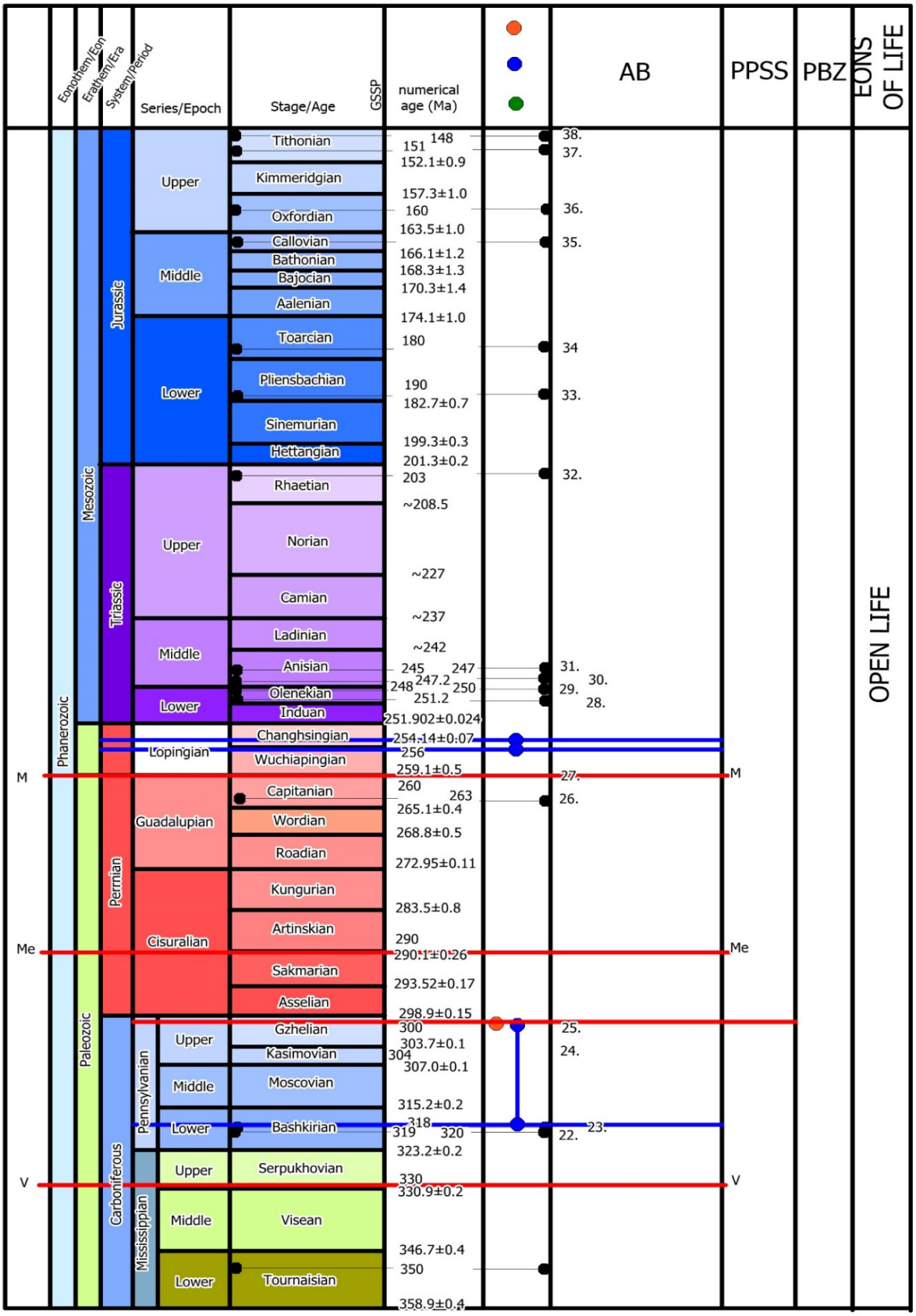


Рисунок 5 – Катастрофоведческая и ноосферная инженерно-геономическая шкала формирования от ударного столкновения небесных тел палео-планет (планетоблем) и астероидных тел (астероидоблем) рубежей времени кризисов и георисков, трансформирующих поле палеопрочности планетосфер в геохронологической истории развития Геоида [7]

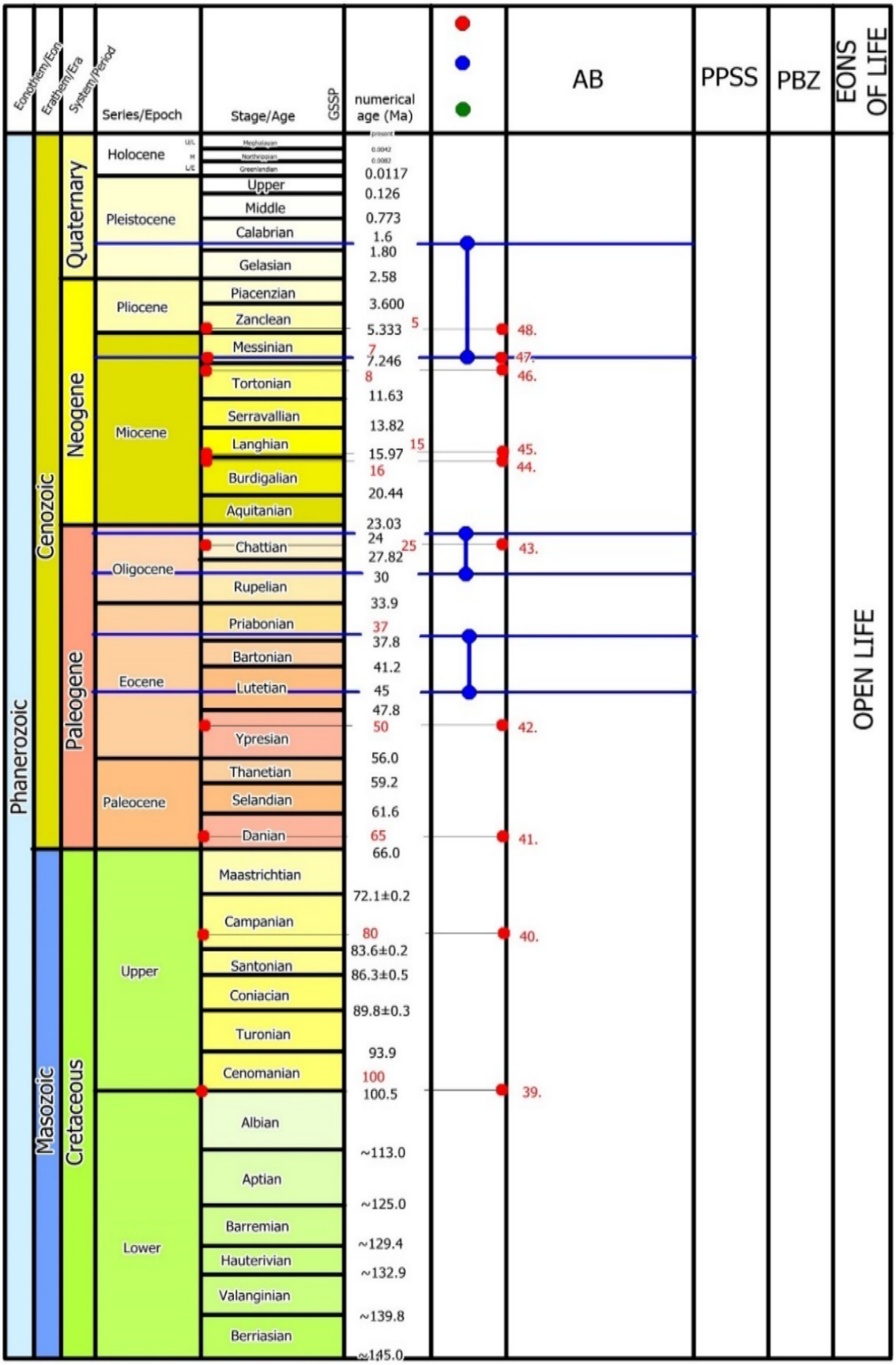


Рисунок 6 – Катастрофоведческая и ноосферная инженерно-геономическая шкала формирования от ударного столкновения небесных тел палео-планет (планетоблем) и астероидных тел (астероидоблем) рубежей времени кризисов и георисков трансформирующих поле палеопрочности планетосфер в геохронологической истории развития Геоида [7].

Выводы.

1. Предложены научные обоснования по дополнению комплексного исследования геологического времени базирующейся на эволюционной шкале, новыми планетоблемными и астероидоблемными образованиями, сформировавшимися в результате ударного столкновения небесных тел с Геоидом, активизирующими тектонику, вулканизм, всемирные потопы, сильнейшие землетрясения и цунами катастрофические изменения, приведшие к планетарным и региональным рубежам гелио- и геологического времени.
2. Катастрофоведческая и ноосферная инженерно-геономическая шкала формирования от ударного столкновения небесных тел палео-планет и астероидных тел рубежей времени кризисов и георисков, трансформирующих поле палеопрочности планетосфер в истории развития Геоида, требует проведения новых дистанционных, сейсмотомографических и комплексных полевых геофизических и инженерно-геологических исследований.

Литература

1. Вернадский В.И. Философские мысли натуралиста. Проблема времени, пространства и симметрии. М.: Наука. 1988. С. 210-296, с. 438-448.
2. Яншина Ф.Т. О появлении и первоначальном толковании термина «ноосфера» // Вестник РАН. 1994. № 11. С. 1016-1022.
3. Вопросы геономии: (Кора и верхняя мантия Земли). Сб. ст. / Под ред. В.В. Белоусова, А.В. Вихерта. М.: Изд-во МГУ. 1972. 240 с.
4. Круть И.В. Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль. 1978. 368 с.
5. 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.
6. Усупаев Ш.Э., Ачкасов П.В. Инженерно-геономическая палеокатастрофия образования объемных фигур планет (на примере геоида Земли) // Материалы междунар. конф. по геодезии и геоинформатике по программе Европейской Комиссии ТЕМПУС. КГУСТА. Бишкек. 2007. С. 160–163.
7. Усупаев Ш.Э. Инженерная геономия основ Общей Теории Земли // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска в Центральной Азии. Сб. материалов 9-го Казахстанско-Китайского Междунар. Симп., г. Алматы, 25-27 октября 2017 г. Алматы. 2017. С. 91-93.

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОНОМИЯ ТИПИЗАЦИИ ГЕОРИСКОВ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НООЛИТОСФЕРЫ ЕВРАЗИИ И КЫРГЫЗСТАНА

Усупаев Ш.Э.[1], Туркбаев П.Б.[2]
sh.usupaev@caiag.kg; turkbaev63@mail.ru
[1] Центрально Азиатский институт прикладных исследований Земли, г. Бишкек, Кыргызстан
[2] Кыргызско-Российский Славянский университет им. Б.Н. Ельцина, г. Бишкек, Кыргызстан

Введение. Освоение минеральных ресурсов в Мире с позиций инженерной геологии месторождений полезных ископаемых, сопряжено с необходимостью типизации георисков, трансформирующих ноолитосферу планеты и ее субчасти Евразии, где расположен Кыргызский Тянь-Шань и Памиро-Алай с целью решения данной проблемы, что актуально.

Методы исследования. Использованы методики инженерной геологии, экологической геологии, геоэкологии и базовых наук о Земле, а также разработанные основы методологий катастрофоведения, геноогенеза, ноосферной инженерной геономии [1-6].

Изученность. Ноосферные компоненты геноогенеза позволяют выделять ноолитосферу. Исследователи ноосферы с позиций наук о Земле предлагали следующие актуальные термины – синониумы, которые и в настоящее время актуальны: «интеллектосфера» А. Гумбольдта, «техносфера» А.И. Ферсмана, «пневматосфера» П.В. Флоренского, «семиосфера» Ю.М. Лотмана (1928-1958). Термин «биосфера» появился в XIX в. в работах немецкого геолога Э. Зюсса. Термин **ноосфера** впервые появился в 1926−1927 гг. у французского математика и философа Э. Леруа. Он ввел это понятие для характеристики современной геологической стадии развития биосферы. В. И. Вернадский писал (1927) «Я принимаю идею Леруа о ноосфере. Э. Леруа развил глубже мою биосферу». В.И. Вернадский (1935, 1944) рассматривал закономерное появление ноосферы как общепланетной оболочки, исходя из выдвинутого им геохимического принципа «роста геохимической энергии». Академик Бакиров А.Б. решения проблем ноосферизации геонаук рассматривает в монографии «Философские проблемы наук о Земле» [1-8].

Результаты исследования. Академик Сергеев Е.М. и инженер Друянов В.А. (1986) в книге «Человек и геологическая среда» научно обосновали «слабости» земной коры податливой под техногенным разрушением, как незбежности, и востребованности поиска методов и способов сбалансированного и гармоничного разумного сосуществования цивилизации и общества с окружающей геологической средой [7].

На блок-схеме геноогенеза Трофимов В.Т. и Королев В.А предложили обоснования компонент ноосферы с позиций инженерной и экологической геологии и геоэкологии (рис.1).

Категория «геологическая среда» по Трофимову В.Т., Королеву В.А. (2014) имеет ноосферный смысл, это область верхних горизонтов литосферы, находящаяся в прошлом, настоящем или будущем во взаимодействии с инженерно-хозяйственной деятельностью человека, качественно и количественно эволюционирующая во времени, являющаяся компонентом природных и природно-технических экосистем и пердставляется возможным элементом геноогенеза (рис.1) [6].

Нами предлагается дополнить блок-схему геноогенеза для исследования ноолитосферы по Трофимову В.Т., Королеву В.А. (2014) двумя блоками: а. изменение человеческого ресурсного птенциала; б. изменение ресурсов фауны и флоры [6, 8].

Ноосферные обоснования наук о Земле предлагаемые нами заключаются в том, что:

мироздание с объектами и субьектами и как субчасть Солнечной системы, планеты, Землю, биосфера и каждый индивид, в целом **уязвимы** от протекающих процессов эволюции, опасных изменений окружающей среды, стихийных бедствий, кризисов, катастроф поэтому при оценке и типизации георисков, трансформирующих планетосферы следует их относить к категории **уязвимости** в возрастающем порядке: дискамфорта- бедствия- кризиса [8].

- вселеная сопряжена с ноосферой в биосфере, где человек сосуществуют в поле палеопрочности материи и категорий уязвимости, каждая из которых подразделяются при типизации георисков на **степени рисков**, где необходимо управление георисками.

- выделенные степени рисков подразделены на **уровни опасности** представляющие угрозы для биоты и жизни, что управляется мониторингом природной и техногенной сред [8].

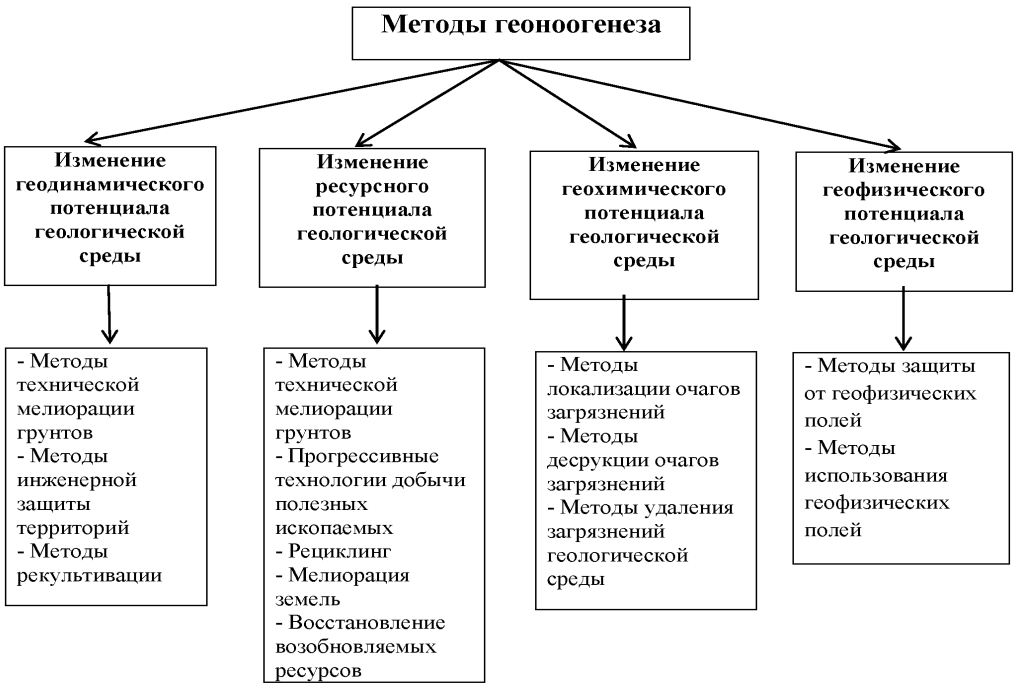
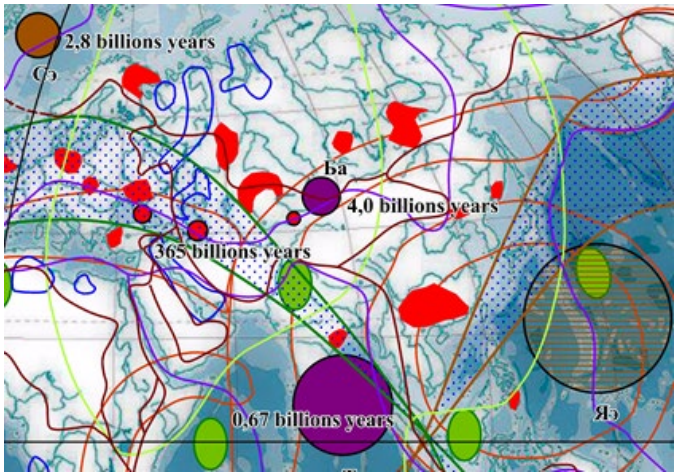


Рисунок 1 – Методология исследований геноогенеза разработанные инженерной и экологической геологией Трофимова В.Т. и Королева В.А (2014) с основами охраны окружающей геологической среды по Сергееву Е.М. (1986), геоэкологией Осипова В.И. (1996) для научного обоснования нового научного направаления ноосферной инженерной геномии на примере месторождений полезных ископаемых Кырыгзского Тянь-Шаня и Памиро-Алая

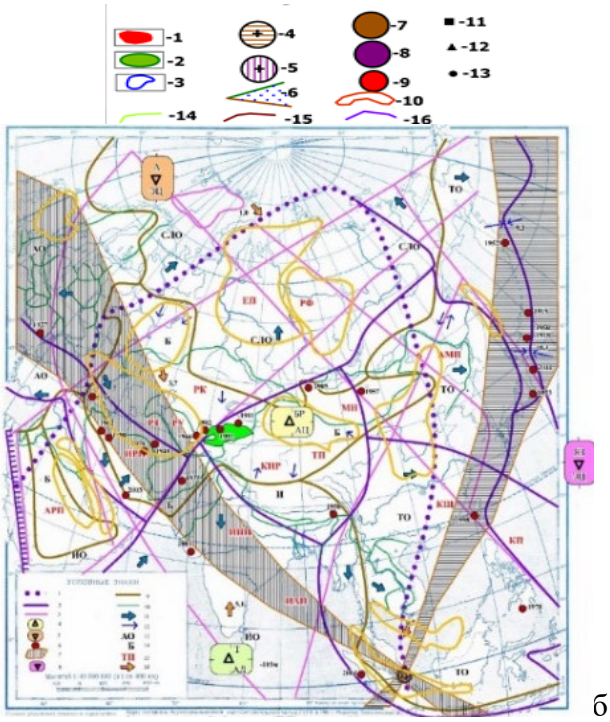
Инженерная геономия типизации георисков. Наряду с концепциями мобилизма и тектоники литосферных плит в науках о Земле, не достаточно полное развитие получила гипотеза катастрофизма. В настоящее время, на поверхности Геоида выявлены кольцевые структуры размерами от десятков и сотен метров до 2-3 тыс. км в диаметре. На картах дешифрирования кольцевых структур 4 тыс. из них имеют диаметры от 20 до 3000 км, 50-60% магматогенные, 20-30% тектогенные, 10% космогенные. В кадастре космических объектов представляющих георискы от падения небесных тел из 20000 объектов 2000 имеют диаметр 10 км и более, а 500 сближаются на опасные расстоянии от Земли. Ударное столкновение астероида со скоростью 20 км/сек. Ударное столкновенине небесных тел вызывают планетарные и надрегиональные катастрофы идаже при диаметре 1,5 км. Опасные астероиды диаметром 10 км мгновенно пробивают земную кору до астеносферы и мантии Геоида [8].

На рисунке 2 показаны планетарные инженерно-геономические и катастрофоведческие условия развития окружающей геологической среды и геодинамические обстановки трансформации ноолитосферы георисками на территории Кыргызстана: (а) в зонах планетарных сдвигов Ю-З и С-В простирания контролируемых 3-мя закрашенными в виде кругов Северно-Ледовитой эпицентром (оранжевый), и Тихоокеанской большой и, Бразильской малый круги антиподальными центрами (фиолетовые) планетоблем, воздействия различных рангов (б) границ литосферных плит и контроль (в) кольцевыми сейсмогенерирущими структурами на континенте Азии.

На рисунке 2-а красным цветом закрашены ареалы максимального сосредоточения различных наиболее распространенных месторождений полезных ископаемых. Месторождения полезных ископаемых на рисунке 2-б находятся во взаимосвязи с молодыми и древними орогенными зонами, делятся на части границами межлитосферных плит различного ранга и рудоконтролирующими региональными разломами**.** Фиолетовые линии (рис.2-б) границы литосферных плит альпийского тектогенеза, коричневые - внутриплитного орогенеза, красные - региональные до мантийные глубинные разломы, желтые - границы нефтегазовых бассейнов на континенте Евразии [8].



а



б

Рисунок 2 – Ноосферные планетарные инженерно-геономические карты и модели закономерности градиентно-гравитационной тектоно-изостазийной природы взаимодействия глобальных унифицированных структур Геоида и ее сомасшабных геономов территориальности, акваториальности, океанической и континентальной орогенности для типизации георисков и их прогноза как результата глубинного круговорота флюидов и воды в компонентах полигрунтов и дегазации в геосферах Земли: а. НИГ карта максимальной концентрации полезных ископаемых на Азиастком сегмене планеты и местоположение Кыргызского Тянь-Шаня и Памиро-Алая; б. НИГ карта планетарной раздробленности и разрушенности кровли литосферы континента Азии с бассейнами нефти и газа контролируемые эпи-и антиподальными центрами планетоблем и георисками трансформирующими литосферу Кыргызстана [8]

Литосфера Кыргызстана и стран Центральной Азии (рис.3) контролируются эпицентрами- и антиподальными центрами формирования нефтегазоруд, разноранговыми кольцевыми сейсмогенными структурами. В планетарном масштабе литосфера Кыргызстана расположена на узлах пресечения границ геодинамически активных структур с высокой степенью георисков и трансформации ими геосфер в связи с столкновением Евраазиатской литосферной плиты с севера, и Индо-Австралийской плитой с юга [8].

Палеогеодинамические обстановки развития Тянь-Шаня, описанные Бакировым А.Б., Королевым В.Г., Киселевым В.В. (1970), Ласовским А.Г. (1974), рассмотрены были нами с дополнением, с позиций катастрофогенеза, т.е ударного столкновения небесных тел с регионом палео-Тянь-Шаня. Палеоследы Иссык-Кульского и Ферганского астероидоблем сформировали рудные месторождения полезных ископаемых и создали благоприятные условия для проявления палеогеорискв трансформирующих литосферу Кыргызстана [1-4, 8]. Налегание толщ раздробленных пород на смятые толщи объясняется (2000) нами механизмом воздушного падения камней сверху при столкновении астероида с поверхностью Земли [1-4].

Иссык-Кульская астероидоблема. В северной окраинной части Иссык-Кульского массива по Бакирову А., Королеву В.Г. (1970) широко развиты надвиговые нарушения, указывающие на движение толщ с юга на север. В средний-поздний ордовик в пределах Кеминской складчатой зоны происходит орогенез и поднятие, где повсеместно структуры растащены, сдвинуты, повернуты и перевернуты, встречаются часто опрокинутые на север складки, пласты «стоят на головах». Вдоль бортов Иссык-Кульской депрессии развиты тектонические нарушения типа ступенчатых сбросо-взбросов с суммарной амплитудой смещения от 3-4 до 6-8 км. Глубина залегания доордовикского фундамента по Юдахину Ф.Н. (1991) в Иссык-Кульской котловине – от 3 до 8,5 км. Прогибание охватывало большие территории вокруг астероидоблемы, образуя кольцевой морской бассейн по В.В. Киселеву, В.Г. Королеву (1970). Сейсмическим зондированием под Иссык-Кульской депрессией установлена разуплотненная линза мантийного вещества. Образуется мощный слой излившейся магмы основного состава во впадине, глубинные разломы вокруг котловины с многокилометровым опусканием дна депрессии и ее периферии. Протекает длительный орогенез от движения коры со всех сторон по направлению к центру депрессии. Формируются узкие прогибы-рвы вокруг котловины. Характерен мощный магматизм по периферии астероидоблемы. Происходит мгновенное образование из глубинных магм **полезных ископаемых.** Разуплотненная мантийная линза под впадиной, и дискретно-локальный характер описанных выше событий подтверждают, что Иссык-Кульская депрессия возникла от падения астероида возрастом в 480 млн. лет. Месторождения Кумтора, Сары-Джаза, Кызыл-Омпола и Ак-Тюза сформировались от падения Иссык-Кульского астероида [8].

Ферганская астероидоблема. Ферганская депрессия длинй 250 км и шириной 100 км, грабен, отделенный с севера, востока и юга крупными ступенчато-разрывными зонами, с амплитудой смещения 5-7 км по Северо-Ферганскому разлому.. Основная часть складок образовалась по периферии Ферганской котловины со смещением от котловины, что указывает на падение астероида с запада на восток, именно в Восточной Фергане наибольшие деформации. Поверхности граничных разломов наклонены от впадины, что доказывает о надвигании горного обрамления на впадину. Глубина погружения фундамента в центральном грабене достигает 10-12 км, из них 4-5 км заполнено отложениями мезозоя, а до 7,5 км кайнозойскими отложениями. Время появления обломочного материала варьирует от конца юры до начала мела, а региональный орогенез проявился перед мелом, что подтверждает Ферганский астероид ударно столкнулся с территорий палео-Тянь-Шаня перед меловым периодом 143 млн. лет назад. Месторождения нефти и газа, углей и ряда металлических полезных ископаемых образованы и контролируются Ферганской астероидоблемой [8].

На карте рисунка 3 кружочки закрашенные в черные цвета, эпицентры районов ожидаемых землетря-сений, красные линии с юга и севера границы Тянь-Шаньского орогена, оранжевые волнистые линии на карте – изолинии величин горизонтального сжатия горных массивов территории Кыргызстана, розовые линии региональные разломы, черные тонкие

линии границы вергентных движений, крапом показаны зоны сейсмической опасности, розовые круги эпицентры падения асероидоблем Иссык-Кульского и Ферганского, стрелки – направления в поливергентных геоволновых движений. Коричневыми линиями окнтурены угольные бассейны, зелеными месторождений нефти и газа [8].

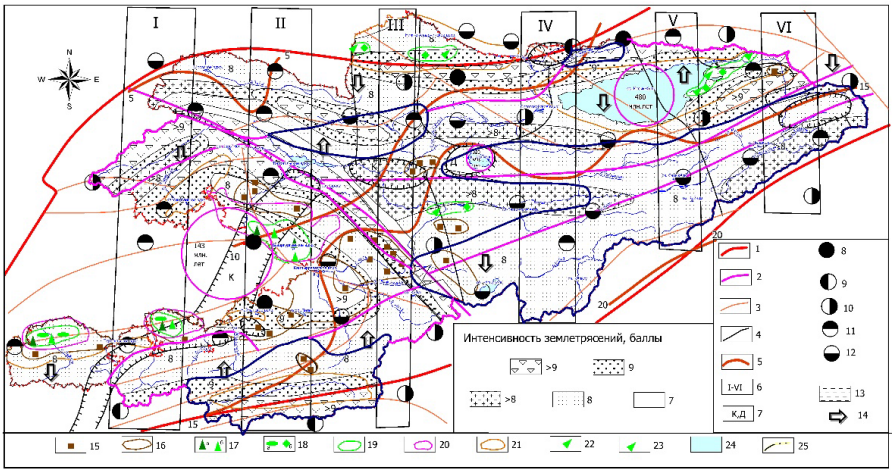


Рисунок 3 – Ноосферная инженерно-геономическая карта трансформации георисками поля палепрочности полигрунтов ноолитосферы Кыргызского Тянь-Шаня и Памиро Алая

Выводы.

1. Представлены составленные первые карты ноосферной инженерной геономии с планетоблемами, позволяющими выявить закономерности распространения и воздействия георисков, трансформирующих ноолитосферу на примере Евраазиатского сегмента планеты Земля с установлением особенностей расположения стран Высокой Азии и Кыргызстана.
2. Разработана и составлена ноосферная инженерно-геономическая карта астероидоблем, позволяющая типизировать георискы, трансформирующие поле палепрочности ноолитосферы, что востребовано при освоении месторождений полезных ископаемых в Кыргызском Тянь-Шане и Памиро-Алае с трансграничными районами со странами Центральной Азии.

Литература

1. Бакиров А.Б., Кролев В.Г. Особенности каледонской структуры Кеминской зоны Северного Тянь-Шаня // Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1970. С. 62-83.
2. Киселев В.В., Королев В.Г., Нурмамбетов К. Каледонская структура Терской Ала-Тоо и основные особенности ее развития // Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1970. С. 36-61.
3. Ласовский А.Г. Возраст долонской свиты // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе. 1962. С. 67-70.
4. Юдахин Ф.Н. Опыт геофизического изучения глубинного геологического строения межгорных впадин Северной Киргизии // Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим.1970. С. 169-173.
5. Сергеев Е.М., Друянов В.А. Человек и геологическая среда. М.: Сов. Россия. 1986. 78 с.
6. Трофимов В.Т., Королев В.А. Новые, ноосферные представления о геологической среде. Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 3. С. 61-66.
7. Бакиров А.Б. Философские проблемы наук о Земле. Бишкек: Илим. 2014. 222 с.
8. Усупаев Ш.Э. Катастрофоведение: универсальная шкала и карты сейсмогеономии в типизации «уязвимости- риска- опасности-тревоги» на Земле // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска в Центральной Азии. Материалы XI Казахстанско-Китайского Международного симпозиума, г. Алматы, 26-28 сентября 2023 г. Алматы. 2023. С. 265–273.

ВОЗВРАЩЕНИЕ ХОЛОДОВ И ВЫПАДЕНИЕ СНЕГА В МАЕ 2024 НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ (ЕТР)

Фролов Д.М.
denisfrolovm@mail.ru
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Возвращение холодов и выпадение снега в мае на Европейской территории России (ЕТР) является опасным природным явлением, поскольку у большинства декоративных и сельскохозяйственных растений и деревьев уже начинается вегетативный период. Таким образом, эти заморозки могут оказать значительное влияние на сельское хозяйство, особенно на садоводство, так как ранние заморозки могут повредить цветущие плодовые деревья и уничтожить урожай. Фермеры, как правило, ожидают такие погодные условия в мае и принимают меры предосторожности, например, задерживают высадку рассады, чтобы минимизировать потенциальные убытки [1, 2].

Возвращение холодов и выпадение снега в мае на Европейской территории России (ЕТР) стало учащаться в связи с нарушением атмосферных циркуляционных процессов и с увеличением контрастности климата на фоне и в связи с его потеплением. Так в начале мая 2024 арктические воздушные массы, приходящие с Северного Ледовитого океана, привели к значительному снижению температур по всей стране, температура была на 6-8 градусов ниже обычного, выпал снег. Это были холодные воздушные массы, которые пришли из бассейна Белого моря и привели к значительному понижению температуры для территорий европейской части России — Вологодской, Ленинградской, Костромской, Ивановской, Ярославской, Тверской областей, республики Карелия. Циклон с центром над севером европейской территории России закачивал арктический воздух. А нулевая изотерма даже в дневные часы проходила на уровне около 500 м, в результате чего осадки выпадали в твёрдой фазе. На фоне низкой положительной дневной температуры и отрицательной ночной даже в Средней полосе местами установился временный снежный покров. Всего в мае 2023 в Московском регионе было порядка 10 отрицательных градус часов, тогда как в мае 2024 - более 30 . В Москве существование снежного покрова было фрагментарно, а неподалёку на Клинско-Дмитровской гряде (превышение порядка 300м) в мае 2024 снежный покров просуществовал более суток. Поэтому такого холодного 9 мая в Москве не было четверть века. Тотальные заморозки по всему столичному региону. Впрочем, от холода пострадала не только столица: режим ЧС в сельском хозяйстве из-за заморозков ввели Воронежская, Липецкая и Тамбовская области. Последний раз заморозки в День Победы в столице фиксировались в 1999 году, когда было -3,8. С момента основания (с 1948 г.) опорной метеостанции ВДНХ столбики термометров опускались ниже нулевой отметки только 5 раз (1950 г. -3,2; 1952 г. -3,1; 1972 г. – 0,1; 1999 г. -3,8; 2023 г. -0,9). Рекорд минимальной температуры за всю историю метеонаблюдений в Москве принадлежит 1918 году, когда минимальный термометр показал -5,6 (таблица 1).

Дата	Тмин	Тмакс	Аномалия	Дней со снегом	Снежный покров
08—12.05.2017	−1…1°C	5…9°C	−10°C	4	<0,5
19—20.05.2002	1…2°C	4…8°C	−11°C	2	—
12—16.05.2000	0…1°C	5…13°C	−11°C	4	—
01—14.05.1999	−1…4°C	3…12°C	−11°C	3	—
12—17, 20—22.05.1980	0…2°C	4…11°C	−11°C	3	—
19—21.05.1974	−1…1°C	3…10°C	−13°C	3	—
09—10.05.1972	−2…0°C	3…10°C	−12°C	2	—



Рисунок 1 – Заморозки и выпадение снега на ЕТР в мае 2024.

По мнению передовых учёных [3], хотя и в течение уже 30 лет или даже больше, по крайней мере, в Евразии, глобально идет изменение климата в сторону потепления. Однако происходящее учащение майских заморозков, конечно, тоже с этим связано, потому что при таком сдвиге климата в определенную сторону начинаются постоянные явления аномального порядка. Аномальные погодные явления могут включать засухи, наводнения и снег весной.

Работа выполнена в соответствии с госбюджетной темой «Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» (121051100164-0), «Опасность и риск природных процессов и явлений» (121051300175-4).

Литература

1. https://de.m.wikipedia.org/wiki/Eisheilige
2. Kun Guo, Qiang Ji, Dayong Zhang, A dataset to measure global climate physical risk, Data in Brief, Vol. 54, 2024, 110502, https://doi.org/10.1016/j.dib.2024.110502
3. https://www.rbc.ru/society/09/05/2024/663cc4ee9a7947c142815e98

ГЛОБАЛЬНАЯ, ТЕХНОГЕННАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТИ С УЧЕТОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Харькина М.А., Барыкина О.С.
kharkina@mail.ru, barykina@geol.msu.ru
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Геодинамическую информацию для оценки глобальной, техногенной и экологической безопасности поставляют разделы наук геологического цикла: эндогеодинамика, экзогеодинамика и экологическая геодинамика. Эндогеодинамика, экзогеодинамика (инженерная геодинамика) и экологическая геодинамика – три разных раздела наук геологического цикла. Первая из них рассматривает «геологическую систему Земля» в целом, вторая – систему «геологические процессы верхних горизонтов земной коры – инженерные сооружения», а третья – систему «геологические процессы литосферы – техногенные воздействия – биота». Перечень геологических процессов, который исследуется каждой геодинамикой, и их влияние на различные виды безопасности представлены на рисунке 1.

Глобальная безопасность с учетом эндогеодинамики. Глобальная безопасность планеты тесно связана с вопросами зарождения жизни. Планетарная безопасность, создающая условия существования нашей планеты и в конечном итоге социума, обеспечивается движением тектонических плит, формированием и развитием рифтов, магматизмом, дегазацией Земли, экологическими последствиями столкновения метеоритов с нашей планетой и другими процессами. Вопросы глобальной безопасности тесно связаны с массовыми вымираниями организмов в прошедшие геологические эпохи. Известно, что на рубеже мелового и палеогенового периодов произошел крупный спад биоразнообразия и вымерло 16 % семейств морских животных и 18 % семейств сухопутных позвоночных, связаны с проявлением геологических процессов. Причиной этого события могло быть либо мощное усиление траппового вулканизма на территории Индостана, в результате чего образовались деканские траппы, либо падения астероида на полуострове Юкатан [2].

На современном этапе развития Земли глобальная безопасность во многом определяется интенсивностью процессов вулканизма. Наиболее мощным в истории человечества был взрыв вулкана Тамборо в Индонезии в апреле 1815 г. [1]. Извержение вулкана продолжалось 2,5 месяца, а объем выброшенного материала составил 150-180 км^3, за счет этого высота вулкана уменьшилась на 1,5 км и на его месте образовалась кальдера диаметром 7 км и глубиной 600 м. Извержение привело к гибели почти 100 тыс. человек. Масштаб катастрофы подтверждает факт понижения температуры на Земле на ~1-2°C.

Техногенная безопасность с учетом экзогеодинамики. Техногенная безопасность связана с обеспечением устойчивости зданий и сооружений при проявлении эндо- и экзогенных геологических процессов природного и техногенного генезиса. Эти геологические процессы рассматриваются в рамках экзогеодинамики. Геодинамическая информация о проявлении землетрясений, вулканизма, оползней, абразии, переработке берегов водохранилищ и др. может быть получена в ходе инженерных изысканий. Современный этап развития общества характеризуется нарастающими темпами строительства ответственных сооружений, как подземных, так и наземных. Однако встречаются случаи неправильных проектных решений или проведения строительства, обусловленные недостаточной изученностью инженерно-геологических условий, которые приводят к дополнительным расходам, ущербу, деформациям и разрушению сооружений.

Вероятность нарушения техногенной безопасности в связи с проявлением геологических процессов высока на территории Киргизии. Так, в 1946 г. произошло сильнейшее Чаткальское землетрясение с M=7.5 с очагом в Северо-Западном Тянь-Шане в окрестностях озера Сарычелек (Киргизия). Землетрясение сопровождалось многочисленными обвалами и оползнями, в том числе в скальных массивах [4]. Один из них перекрыл долину р. Нарын выше нынешней Токтогульской ГЭС, что привело к образованию озера, и чтобы избежать тяжелых

последствий для проектируемых гидротехнических сооружений на р.Нарын (первая схема гидротехнического использования Нарына была составлена в 1931 г.), завальная плотина была взорвана. Сейчас этот участок затоплен водами Токтогульского водохранилища.

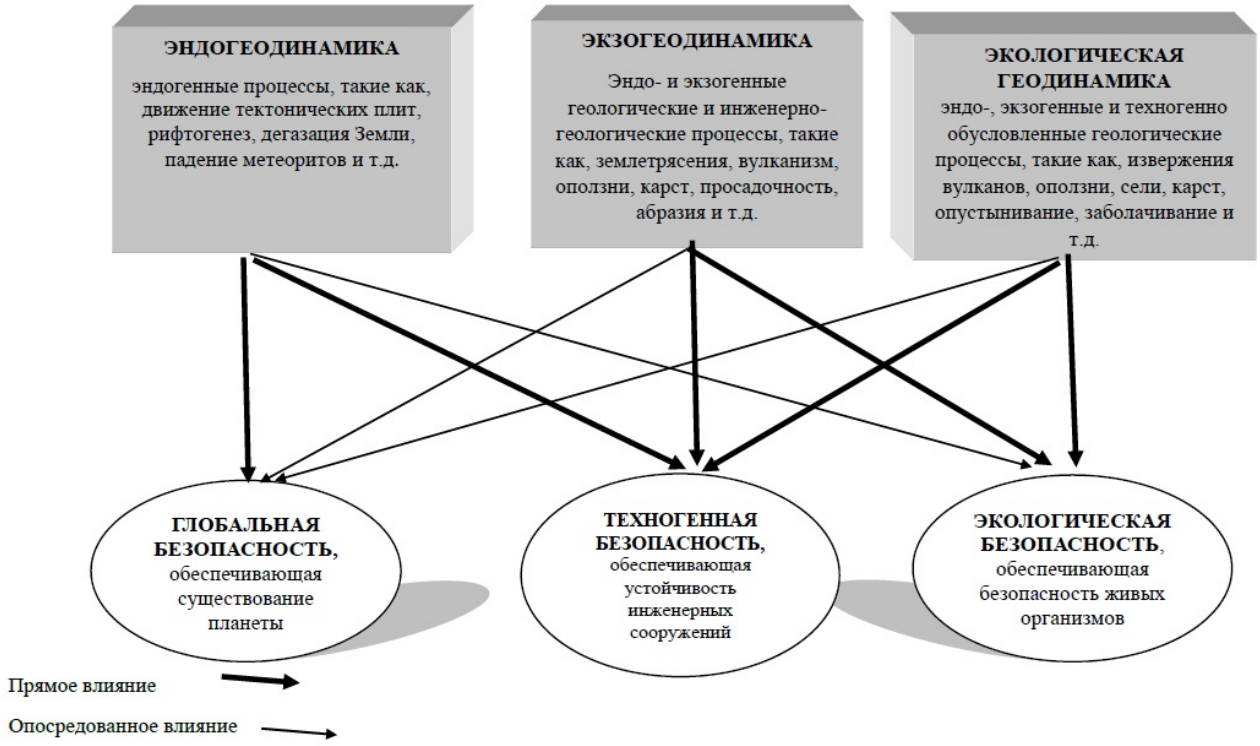


Рисунок 1 – Взаимосвязь глобальной, техногенной и экологической безопасностей в науках геологического цикла

Приведем и другие примеры нарушения техногенной безопасности в связи с проявлением геологических процессов в различных регионах мира. Широко известна катастрофа, связанная с грандиозным оползнем (объемом до 300 млн м^3) у плотины Вайонт в Италии, унесшая жизнь почти двух тысяч людей. К катастрофическим последствиям привел быстрый оползень 1971 г. объемом 7 млн м^3 в долине р. Пети-Брасс (Канада), возникший в верхнеплейстоценовых морских «подвижных» глинах, слагающих террасу с выровненной поверхностью, в пределах которой по внешним признакам не предполагалось оползневых смещений. Схожий механизм привел к оползню летом 2020 г. в коммуне Алта (Норвегия), который унес в море восемь домов. Оползни разжижения возникают в областях развития малолитифицированных глинистых отложений, преимущественно морского генезиса.

Приведенные примеры показывают, что при недостаточной изученности инженерно-геологических условий, могут возникнуть ситуации, грозящие значительными потерями и опасными последствиями. Задачи, содержание и последовательность получения геодинамической информации являются вопросами инженерно-геологических изысканий.

Безопасность с учетом экологической геодинамики. Безопасность в данном случае определяется экологическими последствиями проявления процессов в литосфере, их влиянием на живые организмы, включая социум. В экологической геодинамике геологические процессы подразделяются по экологическим последствиям на четыре группы: катастрофические и опасные, неблагоприятные и благоприятные. Для обеспечения экологической безопасности наиболее важны первые две группы процессов, которые при максимальной интенсивности проявления угрожают жизни. К*атастрофические процессы* представляют непосредственную угрозу жизни и характеризуются неопределенностью момента возникновения и высокой интенсивностью проявления. Статистика их проявлений в

мире за период 2018-2021 гг. свидетельствует о том, что по количеству жертв среди населения первое место занимают наводнения, затем следуют циклоны и оползни [6].

Горные районы Центральной Азии являются одними из наиболее оползнеопасных районов мира, одной из мировых «оползневых горячих точек». Здесь неоднократно происходили многочисленные оползни, приводившие к значительному ущербу и, нередко, к человеческим жертвам. По данным МЧС республики Кыргызстан по состоянию на апрель 2019 г. 1 тыс. 204 оползня угрожали населенным пунктам (https://www.today.kg/news/49159/?ysclid=lskccd74ry 615161829). Установлено, что на активизацию 90% оползней на территории Кыргызстана оказывают влияние атмосферные осадки, превышающие климатические нормы, а в соответствие с картой районирования наиболее значимые по своим разрушениям оползни находятся в Ошской области. Здесь неоднократно фиксировалась гибель людей, разрушение жилых домов и линий электропередач, а также перекрытие оползневыми массами жизненно важных автомобильных трасс [5].

Оползневые явления подробно изучались в течение многих десятков лет, однако основное внимание уделялось изучению оползней в лессах и других рыхлых грунтах, представляющих наибольшую опасность для густонаселенных предгорных районов в Ферганской долине в Узбекистане и Киргизии, в центральном и южном Таджикистане, поскольку именно такие оползни происходят здесь наиболее часто, практически каждый год.

Крупные оползни в скальных массивах и каменные лавины в Центрально-Азиатском регионе изучались чаще всего после сильных землетрясений, которые сопровождались склоновыми смещениями, а также в связи с образованием и прорывом завальных озер. Один из наиболее катастрофических прорывных паводков, связанных с разрушением завальной плотины, произошел 18 июня 1966 г. в бассейне р. Исфайрамсай в Киргизии. Завальная плотина высотой около 100 м перегораживала долину р. Тегермач – правый приток р. Исфайрамсай и образовывала оз. Яшинкуль. Она была прорвана вследствие переполнения озера в результате продолжительных дождей. Прорывной паводок длился 7 часов с пиковым расходом 5000 м ^{3} /с и вызвал значительные разрушения как на территории Киргизии, так и ниже по течению, в Узбекистане [3]. При прорыве значительная часть тела плотины была размыта. Схожие разрушительные явления, связанные с прорывом горных озер в Киргизии, когда прорывные паводки доходили до густонаселенной равнинной территории Узбекистана в Ферганской долине, произошли в 1977 и 1998 годах в соседнем бассейне р. Шахимардан. Хотя некоторые исследователи предполагали, что эти события, приведшие к более чем 100 жертвам, произошли при частичном прорыве озера Курбанкуль, более вероятно, что это было следствием прорыва небольших ледниковых озер, так как на космических снимках следов сколько-нибудь значительного размыва этой завальной плотины не видно.

При максимальной интенсивности проявления к катастрофическим процессам относятся и извержения вулканов, которые происходят и в наши дни на территории России. Так, весной 2023 года на Камчатке произошло извержение вулкана Шивелуч с выбросом пепла на высоту до 15 км. Небо в радиусе нескольких десятков километров от вулкана закрыла черная туча, гремел гром. Пеплопад угрожал жителям в поселке Ключи в Усть-Камчатском районе, где проживает около 4 тыс. человек. По расчетам специалистов института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, облако пепла размером 400 на 250 км некоторое время двигалось в западном направлении. Из-за этого, населенные пункты Ключи, Майское и Козыревск покрылись толстым слоем пепла. Толщина пепельного слоя в поселке Ключи составляла 8 см.

Опасные процессы оказывают непосредственное воздействие (механическое, химическое и др.) на литосферу и только опосредованно, через ее изменение или разрушение, на флору, живые организмы и человека. Так опосредованное воздействие может приводить к необходимости отнесения крупных территорий к зоне экологического бедствия или даже катастрофы, обусловить многочисленные жертвы, включая человеческие, в результате голода, инфекционных заболеваний, разрушения или захоронения стационарных поселений. Опасные процессы могут приводить к бедствиям регионального, а также локального масштабов.

Именно с этой группой процессов связаны потери качества и самого ресурса геологического пространства в региональных масштабах. Нередко такие процессы называют «ползучими катастрофами». Яркими представителями таких процессов являются опустынивание, овражная эрозия, карст, абразия, дефляция, заболачивание и др.

Таким образом, инженерная и экологическая геодинамики, исследующая закономерности проявления геологических и инженерно-геологических процессов, определяют, соответственно, глобальную, техногенную и экологическую безопасность. Без ее учета, большая часть которой может быть получена в ходе изыскательских работ, невозможна оценка глобальной, техногенной и экологической безопасности.

Литература

1. Короновский Н.В. Земля. Метеориты, вулканы, землетрясения. Фрязино: Век 2. 2014. 175 с.
2. Красилов В.А. Модель биосферных кризисов // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 4. М.: Изд-во Палеонтологического ин-та РАН. 2001. С. 9-16.
3. Круковский Г.Л. О роли склоновых процессов в образовании высокогорных озер Яшинкуль и Коккуль в южной части Ферганской долины в бассейне р. Тегермач // Гидрогеология и инженерная геология аридных зон СССР. Вып. 9. Ч. II. Ташкент. 1969. С. 25-31.
4. Леонов Н.Н. Чаткальское землетрясение 1946 г. // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 13. М.: Наука. 1970. С. 64-77.
5. Сакыев Д.Ж., Загинаев В.В., Омурзакова Ш.А., Ыманбеков К.Ы. Оползневые опасные процессы на территории Республики Кыргызстан и основные факторы, влияющие на активизацию оползней // Технологии гражданской безопасности. 2023. Спец. вып. С. 86-92.
6. Трофимов В.Т., Харькина М.А., Барыкина О.С., Королев В.С. Глобальная, техногенная и экологическая безопасность, роль эндо-, экзо- и техногеодинамики Земли // Инженерная геология. 2022. Т. 17. № 3. С. 6-16.

СОДЕРЖАНИЕ

Секция 1. *«Строение и эволюция земной коры и верхней мантии в свете современных представлений геодинамики. Инструментальные методы изучения литосферы внутриконтинентальных орогенов: неоднородности, физическая природа границ»*

О НОВОЙ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ ГЕОТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ КАЗАХСТАНА 4
Байбатша А.Б.

ОБРАЗОВАНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ 9
Бакиров А.Б.

КОЛЛИЗИОННЫЙ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ПРОГИБ НА СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЕ ТАРИМСКОГО КОНТИНЕНТА 10
Бискэ Г.С.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ БЕЛАРУССКО-БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА 13
Гирин Р.Э.

ВЕНДСКИЕ ФОРЛАНДОВЫЕ БАССЕЙНЫ ЮГА СИБИРИ КАК ИСТОЧНИК ВЕЩЕСТВА ДЛЯ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РЕГИОНА 17
Гладкочуб Д.П., Донская Т.В.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПЛАНЕТ НА ПРИМЕРЕ ЗЕМЛИ 21
Данилов В.И.

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТОЧКИ МОГЕН-БУРЕН В ТУВЕ 25
Даргын-оол Д.В., Клементьев А.М.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ИЯ-УДИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ (СИБИРСКИЙ КРАТОН, РОССИЯ) 26
Демонтерова Е.И., Иванов А.В.

ПОГРАНИЧНЫЕ БАШКИР-МОСКОВСКИЕ ФУЗУЛИНИДОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СВЯЗЬ ИХ С ФАЦИЯМИ В ТУРКЕСТАНО-АЛАЕ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) 27
Дженчураева А.В.

ДАЙКИ КОЧБУЛАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ 32
Джуманиязов Д.И., Мусаев А.М., Каримова Ф.Б.

ФРАКТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ 36
Доненко И.Л., Доненко С.Л., Шамсутдинов М.Б.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА В ОБРАМЛЕНИИ АРХЕЙСКОГО АНАБАРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА – ИНДИКАТОРЫ СТАНОВЛЕНИЯ СТРУКТУРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА 37
Донская Т.В., Гладкочуб Д.П.

ОБЩАЯ КАРТИНА РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ЗОН И ПЛАТФОРМ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ПОЗИЦИИ РАСШИРЯЮЩЕЙСЯ И ПУЛЬСИРУЮЩЕЙ ЗЕМЛИ 41
Идырышев Р.Б.

ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ АРЕАЛЬНО-ЛИНЕЙНОГО КОРОБЛЕНИЯ 43
Леонов М.Г.

U-Pb и Ar-Ar ВОЗРАСТ, ПЕТРОГЕНЕЗИС и Lu-Hf СИСТЕМАТИКА ПОРОД ГАРЕВСКОГО КОМПЛЕКСА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СВИДЕТЕЛЬСТВА ГРЕНВИЛЬСКИХ И ВАЛЬГАЛЬСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА 44
Лиханов И.И.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СРЕДНЕГО УРАЛА 48
Мартышко П.С., Федорова Н.В., Рублев А.Л.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ НА БАЗЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ 49
Медведь И.В., Кулаков И.Ю., Буслов М.М., Баталева Е.А.

ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИКОНТИТЕНТАЛЬНЫХ КОЛЛИЗИОННЫХ СТРУКТУР РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ИХ СОВРЕМЕННОГО СТРОЕНИЯ 54
Парфенюк О.И.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ ПРИ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ПРИРОДНЫХ УГОЛЬНЫХ ПОЖАРАХ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ 58
Перетяжко И.С., Савина Е.А., Глушкова В.Е.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ДИСЛОКАЦИЙ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА И ДОПЛИТНОГО КОМПЛЕКСА БУЗАЧИНСКОГО СЕКТОРА МАНГЫШЛАКСКО-КАРАШОРСКОЙ РАННЕКИММЕРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ 59
Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е.

КЛИППЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА 63
Попков И.В., Попков В.И.

СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ В ЗОНАХ РЕГИОНАЛЬНОГО СДВИГОВОГО ТЕЧЕНИЯ И ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОРОВЫХ МАСС 67
Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г.

Секция 2. *«Напряженно-деформированное состояние земной коры, вопросы ее блокового строения и самоподобия геодеформационных процессов. Сейсмотектоника зон внутриконтинентальных орогенов»*

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И КОПЕТДАГСКО-ПРЕДКАВКАЗСКОЙ ЗОНЫ КРАЕВЫХ ОПУСКАНИЙ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ 70
Антонов В.А.

ПОЗИЦИЯ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 23.02.2023 г. НА ФОНЕ БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ПАМИРА 71
Аптикаева О.И.

РОЛЬ СДВИГОВЫХ РАЗЛОМОВ НА ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОМ ЭТАПЕ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ САЯНО-ТУВИНСКОГО НАГОРЬЯ 75
Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Чеботарев А.А.,
Трифонов В.Г., Соколов С.А.

ИЗУЧЕНИЕ МЕТОДОМ ВИДЕОТЕПЛОВИЗИОННОЙ ГЕНЕРАЛИЗАЦИИ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ УРАЛЬСКОГО ОРОГЕНА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ПЛАТФОРМЫ 77
Аухатов Я.Г.

СОВРЕМЕННЫЕ НАДВИГОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА 79
Аухатов Я.Г.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМАЦИОННОЕ СОСТОЯНИЕ И СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: РОЛЬ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ 80
Буслов М.М.

ВЕРХНЕМАНТИЙНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ В ТЕРСКО-КАСПИЙСКОМ ПРОГИБЕ 84
Габсатарова И.П.

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ 85
Габсатарова И.П.

ХАРАКТЕРИСТИКИ СТРУКТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ, ПОЛУЧЕННЫХ С ПОМОЩЬЮ ФОТОГРАММЕТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ 86
Гордеев Н.А.

КОМПЛЕКСНЫЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ 87
Гордеев Н.А., Сим Л.А., Молчанов А.Б., Малышкин Т.Е.

ОТРАЖЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ТУРЕЦКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ФЕВРАЛЕ 2023 г. НА ВРЕМЕННЫЕ РЯДЫ КООРДИНАТ БЛИЖАЙШИХ К ЭПИЦЕНТРАМ ПУНКТОВ ГНСС 88
Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Розенберг Н.К.

КРИТЕРИИ ОБНАРУЖЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СЪЕМОК АКТИВНЫМИ И ПАССИВНЫМИ СРЕДСТВАМИ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ 92
Малышкин Т.Е., Гордеев Н.А.

СОГЛАСОВАНИЕ КАТАЛОГОВ СКОРОСТЕЙ ТРЕХ ГНСС СЕТЕЙ АЛТАЯ, САЯН, МОНГОЛИИ И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА ДЛЯ РАСЧЕТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕНЗОРА СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ЭТОЙ ТЕРРИТОРИИ 96
Мансуров А.Н.

СРАВНЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ АКТИВНОГО ПОЯСА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ, ПОЛУЧЕННЫХ ПО ДАННЫМ ГНСС И ДВУМЯ СПОСОБАМИ РАСЧЕТА СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ 100
Мансуров А.Н., Сычева Н.А.

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ГОРНОГО АЛТАЯ 101
Маринин А.В.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ВЫЧИСЛЕНИЙ В ЗАДАЧЕ ПОИСКА РАЗРЫВОВ 105
Молчанов А.Б., Гордеев Н.А.

МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО И АНАЛИТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ 107
Мягков Д.С.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАГРУЖЕНИЯ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ-РАННЕГО МЕЗОЗОЯ 108
Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.

ЗАДАЧА ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ТЯНЬ-ШАНЯ В СВЯЗИ С ОПАСНОСТЬЮ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 109
Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.

АНАЛИЗ МАТЕМАТИЧЕСКИХ ОСНОВ ДВУМЕРНЫХ СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ЛИТОСФЕРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ 112
Сайипбекова А.М., Степаненко Н.П., Макамбаева Ж.А., Молдоярова Ж.Б.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ: ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ДАННЫЕ И МОДЕЛИРОВАНИЕ 114
Саньков В.А., Парфеевец А.В., Мирошниченко А.И., Саньков А.В., Лухнев А.В.

ВКЛАД ТЕПЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В СЕЙСМОГЕНЕРАЦИЮ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ И КЫРГЫЗСКОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ 115
Спичак В.В., Гойдина А.Г.

НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО УРАЛА В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ 119
Суханова Т.В., Макарова Н.В.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ 123
Сычева Н.А., Богомолов Л.М.

РАЗНООРИЕНТИРОВАННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПЛАНЫ ЕВРАЗИИ 124
Тверитинова Т.Ю.

РЕКОНСТРУКЦИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ УЧАСТКА ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА 127
Тимошина В.А., Гордеев Н.А., Куропаткина Т.Н., Любимова Т.В.

О НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКЕ И РАНГОВОМ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА) 128
Умурзаков Р.А., Дононов Ж.У., Исмадуллаев Б.И.

О НАПРЯЖЕННОМ СОСТОЯНИИ ЗОНЫ СЕВЕРО-ФЕРГАНСКОГО И ЮЖНО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМОВ (ВОСТОЧНЫЙ УЗБЕКИСТАН) 133
Усманова М.Т.

О ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ЭПИГЕРЦИНСКОГО ТЕКТОГЕОМОРФОГЕНЕЗА ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) 137
Ходжаев А.К., Умурзаков Р.А

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ 142
Черемных А.В.

Секция 3. *«Комплексный мониторинг сейсмоактивных областей. Вопросы взаимодействия геосфер, включая влияние физических полей на эндогенные процессы»*

ON THE ABSORPTION OF TRANSVERSE WAVES IN THE REOLOGICAL MAXWELL MODEL AND CONDITIONS OF GEOSTRAINING PROCESSES SUSCEPTIBILITY TO EXOGENIC INFLUENCE 144
Bogomolov L.M., Naimark O.B.

ON THE TEMPORAL DISTRIBUTIONS OF STRESS DROPS IN THE SOURCES OF MODERATE AND WEAK EARTHQUAKES 145
Bogomolov L.M., Sychev V.N., Sycheva N.A.

ПРЕДВЕСТНИКОВЫЕ АНОМАЛИИ РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ГИДРОМЕТЕО-ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛЯХ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНАХ АЗИИ 146
Абдуллаев А.У.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВЫСОКОГОРНЫЕ ОЗЁРА КАК ФАКТОР НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИЧНОЙ АКТИВНОСТИ 151
Абдуллаев А.У., Борисов В.Н., Есенжигитова Е.Ж.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НАЦИОНАЛЬНОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И ИССЛЕДОВАНИЙ МИНИСТЕРСТВА ПО ЧРЕЗВЫЧАЙНЫМ СИТУАЦИЯМ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН 161
Абдуллаев А.У., Курскеев А.К., Белослюдцев О.М., Есенжигитова Е.Ж., Сарсенбаев Д.А., Силачева Н.В., Степаненко Н.П.,Узбеков Н.Б., Хачикян Г.Я.

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД К АНАЛИЗУ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ 177
Александров П.Н., Забинякова О.Б.

ВАРИАЦИИ БАРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ В ПЕРИОД ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НА ПАМИРЕ 182
Аптикаева О.И.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ И ПАВОДКОВ 186
Добрынина А.А., Саньков В.А., Рыбченко А.А., Саньков А.В.

ВЛИЯНИЕ ПОДВОДА ТЕПЛА НА ПРОЦЕСС ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ ОБРАЗЦОВ ИСКУССТВЕННОГО ПЕСЧАНИКА 188
Зейгарник В.А., Ключкин В.Н., Новиков В.А., Окунев В.И.

ОСОБЕННОСТИ АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ 189
Зотов О.Д., Клайн Б.И.

СКОРОСТЬ ПРОДОЛЬНЫХ УПРУГИХ ВОЛН В СКЕЛЕТЕ УГЛЕНОСНЫХ ПОРОД ДОНБАССА 190
Иванов Л.А., Николаев И.Ю., Донченко Э.В.

РАДОНОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОНЫ ДИНАМИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ РАЗЛОМОВ ДОНБАССА 193
Иванов Л.А., Николаев И.Ю., Шалованов О.Л.

СЕЙСМОГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АНОМАЛИЙ В ВАРИАЦИЯХ ПАРАМЕТРА pH ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА 195
Каримов Ф.Х., Олимов Ш.А., Олимов Б.К.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРИТЕЛЬНО-МЕТОДИЧЕСКОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ГИДРОГЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ТЕРРИТОРИИ КЫРГЫЗСТАНА 196
Кендирбаева Дж.Ж.

НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ S-ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУРЦИИ 201
Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.

ПРОСТРАНСТВЕННО–ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ И СЛАБОСЕЙСМИЧНЫХ РАЙОНОВ 204
Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н., Гордиенко Д.Д.

ОТРАЖЕНИЕ УШИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 22.01.2024 г. В КОСМОГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ 207
Кузиков С.И., Саламатина Ю.М., Прохоров О.А., Кенигсберг Д.В.

СРАВНЕНИЕ СЕЙСМОИОНОСФЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ В F-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ ПО МАТЕРИАЛАМ СТАНЦИЙ НАЗЕМНОГО ВЕРТИКАЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ТАШКЕНТ И ТОКИО 208
Липеровская Е.В., Родкин М.В.

К ВОПРОСУ О 3D ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОМ ПРЕДСТАВЛЕНИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В ОЧАГАХ СИЛЬНЫХ (M≥7.0) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, РАССЧИТАННЫХ ПО УНИВЕРСАЛЬНОЙ МЕТОДИКЕ 209
Литовченко И.Н., Лютикова В.С.

ИССЛЕДОВАНИЕ МЭМС АКСЕЛЕРОМЕТРОВ ДЛЯ ЗАДАЧ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА 213
Мартынов Г.П., Грицаенко А.Ю.

О ВАРИАЦИЯХ МАГНИТНОГО ПОЛЯ, СОПРОВОЖДАЮЩИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ С АФТЕРШОКОВЫМИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯМИ 217
Мухамадеева В.А.

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ВАРИАЦИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ НА ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НОКФАСС–МЕТОДА 222
Нигматуллин Р.Р., Белов А.П., Ерохин А.М.

ПРИМЕНЕНИЕ R/S АНАЛИЗА (МЕТОД ХЁРСТА) ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВАРИАЦИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ 225
Нигматуллин Р.Р., Белов А.П., Ерохин А.М.

ФИЗИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИНИЦИИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ: ОБЗОР И КРИТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ 228
Новиков В.А., Гридин Г.А., Кульков Д.С., Паров С.В., Лазарева Е.А.

ГЛОБАЛЬНЫЙ И РЕГИОНАЛЬНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ОТКЛИК НА СИЛЬНЫЕ СОЛНЕЧНЫЕ ВСПЫШКИ КЛАССА X 229
Новиков В.А., Сорокин В.М.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОН В СРЕДНЕЙ КОТЛОВИНЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ 230
Орехова Д.А., Попова И.В., Коротаев С.М.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ КУЗБАССА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ 234
Панжин А.А.

ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ВЫЗВАННЫЕ ЭЛЬБИСТАНСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ (MW = 7.7), ПО ДАННЫМ ОБСЕРВАТОРИЙ «ИЗНИК» И «СУРЛАРИ» 237
Рябова С.А.

ИЗМЕНЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ЭЛЕКТРОНОВ В ИОНОСФЕРЕ В ПРЕДДВЕРИИ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ 2011 ГОДА 238
Савельева Н.В., Пилипенко В.А.

КОМПЛЕКСНЫЙ МОНИТОРИНГ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ 242
Саньков А.В., Гладкочуб Д.П., Саньков В.А., Добрынина А.А.

АНОМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ АТМОСФЕРЫ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЮ M=7.0 В КИТАЕ В 2024 ГОДУ 245
Свердлик Л.Г.

БИОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В СИСТЕМЕ МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА АЛМАТИНСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ 249
Суровцева Н.В., Арифулова И.И.

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ОБЛУЧЕНИЯ КОРЫ И СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ 253
Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АНОМАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ГИДРОГЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ 259
Юсупов Ш.С., Шин Л.Ю.

Секция 4. *«Электромагнитные методы при изучении сейсмоактивных регионов и в мониторинге геодинамических процессов. Развитие методов инверсии электромагнитных данных»*

АНАЛИЗ И ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МНОГОЛЕТНИХ ГЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ 264
Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Юсупов В.Р.

ОТКЛИК ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КОМПОНЕНТАХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) 266
Баталева Е.А., Матюков В.Е., Непеина К.С.

СВЯЗЬ ПРОВОДЯЩИХ ЗОН ЛИТОСФЕРЫ ЕВРАЗИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА С СОВРЕМЕННЫМИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ 270
Белявский В.В., Варенцов Ив.М., Лозовский И.Н.

ОЦЕНКА ЭЛЕКТРОИМПУЛЬСНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ УСТАНОВКОЙ В РАЙОНЕ ЦЕНТРАЛЬНО-САХАЛИНСКОГО РАЗЛОМА 279
Гуляков С.А., Богомолов Л.М., Костылев Д.В., Костылева Н.В.,
Дудченко И.П., Стовбун Н.С.

МЕТОД ВЫЯВЛЕНИЯ ПРЕДПОЛАГАЕМОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ НА ТЕРРИТОРИИ БИШКЕКСКОГО ПРОГНОСТИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО МОНИТОРИНГА 280
Евменова Д.М., Дашевский Ю.А., Ельцов И.Н., Рыбин А.К., Имашев С.А.

МОДЕЛЬНЫЕ КВАЗИ-3D ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ КРАЕВЫХ ОСАДОЧНЫХ СТРУКТУР В ПРЕДЕЛАХ МАССИВА MT/MB ЗОНДИРОВАНИЙ SMOLENSK 282
Иванов П.В., Варенцов Ив.М., Лозовский И.Н.,
рабочие группы SMOLENSK и KIROVOGRAD

ПОДАВЛЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕГУЛЯРНЫХ ШУМОВ ГРОЗОВОГО И КОСМИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ ГЕОМАГНИТНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ В ЗАДАЧАХ МОНИТОРИНГА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 286
Копытенко Е.А., Поляков С.В., Щенников А.В.

ОБОРУДОВАНИЕ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЯВЛЕНИЙ, СОПУТСТВУЮЩИХ СИЛЬНЫМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ 288
Копытенко Е.А., Сергушин П.А., Щенников А.В., Скрябин А.С.,
Богомолов Н.Ю., Самсонов М.Б.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЫХОДА КОРЕННЫХ ПОРОД В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УЙМОНСКОЙ ВПАДИНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) НА ОСНОВЕ ДВУХ-, ТРЕХМЕРНОЙ ИНВЕРСИИ И МОДЕЛИРОВАНИЯ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ 290
Кузина З.Я., Санчаа А.М.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ПРЕДГОРЬЯ АНД ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПОИСКАМ И РАЗВЕДКЕ ГИДРОМИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ 294
Немцева Д.Б., Семинский И.К., Гомульский В.В., Мисюркеева Н.В.,
Куклина Ф.Р., Агафонов Ю.А., Давыденко С.А.

АППРОКСИМАЦИЯ ГЕОСРЕД БИАНИЗОТРОПНЫМИ СВОЙСТВАМИ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ЧАСТОТНО-ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ МАКРОПАРАМЕТРОВ 295
Непеина К.С., Баталева Е.А., Александров П.Н.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ КОРРЕЛЯЦИИ СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСА «СКАЛА-48» 299
Непеина К.С., Юнусов А.И., Валуйский А.Ю.

СВЯЗЬ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ 300
Петрищев М.С., Копытенко Ю.А., Копытенко Е.А., Сергушин П.А., Исмагилов В.С., Щенников А.В.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ В ДОЛИНЕ РЕКИ ЧАГАН ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ 302
Пономарев П.В., Неведрова Н.Н.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ДВУХМЕРНОЙ ИНВЕРСИИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТРЁХМЕРНЫХ СТРУКТУР 303
Попов Д.Д., Пушкарев П.Ю.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ СОПРЯЖЕНИЯ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ 308
Поспеева Е.В., Потапов В.В.

ГЛУБИННОЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО НОВЕЙШИМ ДАННЫМ МТЗ 312
Семинский И.К., Кувшинов А.В., Агафонов Ю.А.

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ПЛОЩАДИ ВОСТОЧНЫЙ МУРУНТАУ, ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ - УЗБЕКИСТАН 313
Сидорова И.П., Сахобидинов Р.И., Головко Е.А.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ И ТАРИМА 316
Соколова Е.Ю., Донг Х., Рыбин А.К., Пушкарев П.Ю., Матюков В.Е.

ИЗМЕРЕНИЕ ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРЕДЕЛАХ РАЗЛОМОВ О. САХАЛИН 320
Стовбун Н.С., Дудченко И.П., Богомолов Л.М., Закупин С.А., Казаков А.И., Гуляков С.А.

АНАЛИЗ И ПОДАВЛЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ЭФФЕКТОВ ПРИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ 321
Суконкин М.А., Пушкарев П.Ю.

ТИПЫ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ, ВОЗНИКАЮЩИЕ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ 326
Хальбауэр-Задорожная В.Ю.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПРОРЫВООПАСНЫХ ПЛОТИН ОЗЕР АДЫГЕНЕ В ВЕРХОВЬЕ РЕКИ АЛА-АРЧА ЧУЙСКОЙ ОБЛАСТИ КЫРГЫЗСТАНА 331
Шакиров А.Э., Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д.,
Абдыбачаев У.А., Бектурсунов Ж.

ПРОЯВЛЕНИЕ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ (НА ПРИМЕРЕ ГОРЛОВСКОЙ ВПАДИНЫ) 334
Шалагинов А.Е., Неведрова Н.Н., Шапаренко И.О., Мариненко А.В.

Секция 5. *«Оценка сейсмической опасности, региональные исследования сейсмического режима»*

НАУЧНАЯ ОСНОВА ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ОРОГЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ДЛЯ РАЗВИТИЯ НОВЫХ МЕТОДОВ ДЕТАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ 339
Абдуллаев А.У.

СЕЙСМООБУСЛОВЛЕННЫЕ ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ КАК ФАКТОР ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ 343
Абдуллаев А.У., Есенжигитова Е.Ж., Борисов В.Н., Смоляр В.А.

РИСКИ ПРОЖИВАНИЯ В СЕЙСМООПАСНЫХ РАЙОНАХ АЛТАЯ 350
Барышников Г.Я., Барышников С.Г.

СИЛЬНОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 22 ЯНВАРЯ 2024 Г. С MW=7.0 НА ГРАНИЦЕ КЫРГЫЗСТАНА И КИТАЯ 355
Берёзина А.В., Соколова И.Н., Габсатарова И.П., Першина Е.В.,
Копничев Ю.Ф., Аристова И.Л.

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО КЛАССА Kp СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ 359
Воронцова Е.В.

О ПОДХОДЕ К ИССЛЕДОВАНИЮ СОЦИАЛЬНЫХ АСПЕКТОВ В СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ 362
Данилова Т.И., Акатова К.Н., Медведева Н.С.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РАЙОНА КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУРЦИИ 6 ФЕВРАЛЯ 2023 ГОДА 363
Захаров В.С., Симонов Д.А.

МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКИСТАНА 368
Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А., Ашуров С.Х.

ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ОБСЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕДСТВИЙ ИСФАРА-БАТКЕНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 31 ЯНВАРЯ 1977 г. 373
Камчыбеков М.П., Егембердиева К.А., Мураталиев Н.М.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ 374
Капустина О.А.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ МОРСКОГО ДНА В РАЙОНЕ АНАПСКОГО ВЫСТУПА ПО ДАННЫМ МОРСКИХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ 375
Ковачев С.А., Крылов А.А., Миронюк С.Г.

СИЛЬНОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 4 МАРТА 2024 г. В РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ 380
Першина Е.В., Соколова И.Н., Берёзина А.В., Габсатарова И.П.

НОВЫЙ ПОДХОД К ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ЛОГИКА ПОСТРОЕНИЯ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ 382
Родкин М.В.

КОМПЛЕКСНЫЕ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЖУМГАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ 383
Стрельников А.А.

УЧТУРФАНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 23 ЯНВАРЯ 2024 ГОДА (22.01.2024 г. 18:09 UTC, СУАР КНР) 384
Токтосопиев А.М., Гребенникова В.В., Байбосунова Ш.Т., Саданбеков Ш.У.

К ВОПРОСУ ПРОВЕДЕНИЯ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ПОЛЯХ УГОЛЬНЫХ ШАХТ ДОНБАССА 387
Туманов В.В., Новгородцева Л.А., Бородин Д.С.,
Николаев И.Ю., Шалованов О.Л.

О ЗАПИСЯХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КЫРГЫЗСТАНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ ПРИБОРАМИ ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ 389
Фролова А.Г., Берёзина А.В., Першина Е.В., Кыдырова Л.Ш., Лиховод М.В.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОСЛЕДСТВИЙ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 22.01.2024 г. С Mw=7.0 НА ГРАНИЦЕ КИТАЯ И КЫРГЫСТАНА 390
Фролова Н.И., Малаева Н.С., Соколова И.Н., Габсатарова И.П., Сущев С.П.

Секция 6. *«Экологические и социальные последствия эндогенных и экзогенных геологических процессов, прогноз катастрофических событий (землетрясения, оползни, обвалы и др.)»*

ЦИФРОВАЯ ПЛАТФОРМА МОНИТОРИНГА И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ БАЙКАЛЬСКОЙ ПРИРОДНОЙ ТЕРРИТОРИИ 395
Бычков И.В., Фереферов Е.С., Фёдоров Р.К.

ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ: ПРОБЛЕМЫ КАТАЛОГИЗАЦИИ, ПАРАМЕТРИЗАЦИИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ 398
Гусяков В.К.

О ДИНАМИКЕ ИСПАРЕНИЯ ИЗ ГРУНТОВЫХ ВОД ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ НА ПУТИ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА 399
Жунусакунова А.Р., Кендирбаева Дж.Ж.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ И ИХ ПРИМЕНИМОСТЬ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ 403
Зеркаль О.В.

НА ПУТИ К СОЗДАНИЮ СИСТЕМЫ РАННЕГО ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ 407
Зубович А.В., Асминг В.Э., Алтынбек уулу Т.,Шаршебаев А.К.,
Молдобеков Б.Д., Кучкаров К.И.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ТЕРРИТОРИИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ С ПОМОЩЬЮ ФРАКТАЛЬНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ НЕКОТОРЫХ БИОИНДИКАТОРОВ 409
Кульнев В.В., Кизеев А.Н.

МИКРОВОЛНОВОЙ НАГРЕВ КЕРАМИЧЕСКОГО ЦИЛИНДРА 413
Лелевкин В.М.

ИЗУЧЕНИЕ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ КАЗБЕКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ СТРОИТЕЛЬСТВА ГЕОТЭС НА ЭДОГЕННОМ ВОЗОБНОВЛЯЕМОМ ИСТОЧНИКЕ ТЕПЛА 415
Лолаев А.Б., Гурбанов А.Г., Оганесян А.Х.

ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ И ИХ СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ 419
Махинов А.Н., Махинова А.Ф.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ АКТИВИЗАЦИИ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРИОХОТЬЕ 423
Махинова А.Ф., Махинов А.Н.

МЕТОДЫ ОБЕСПЕЧЕНИЯ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ ЗДАНИЙ В СЕЙСМООПАСНЫХ РЕГИОНАХ ПУТЕМ УСИЛЕНИЯ ГРУНТОВЫХ ОСНОВАНИЙ 428
Суровцева Н.В., Абаканов Т.Д.

ПОЛЗУЧЕСТЬ ОПОЛЗНЕОПАСНОГО СКЛОНА В РАЙОНЕ УРАНОВЫХ ХВОСТОХРАНИЛИЩ В МАЙЛУУ-СУУ 432
Торгоев И.А.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ОРОГЕНОВ ТЯНЬ-ШАНЯ 436
Трофимов В.Т., Королев В.А.

КАТАСТРОФОВЕДЧЕСКАЯ ГЕЛИО-ГЕОХРОНОМИЧЕСКАЯ ШКАЛА ФОРМИРОВАНИЯ СОЛНЦА И ПЛАНЕТ 442
Усупаев Ш.Э.

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОНОМИЯ ТИПИЗАЦИИ ГЕОРИСКОВ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НООЛИТОСФЕРЫ ЕВРАЗИИ И КЫРГЫЗСТАНА 449
Усупаев Ш.Э., Туркбаев П.Б.

ВОЗВРАЩЕНИЕ ХОЛОДОВ И ВЫПАДЕНИЕ СНЕГА В МАЕ 2024 г. НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ (ЕТР) 454
Фролов Д.М.

ГЛОБАЛЬНАЯ, ТЕХНОГЕННАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТИ С УЧЕТОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ 456
Харькина М.А., Барыкина О.С.

IX Международный симпозиум

ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

24-26 апреля 2024 года
г. Бишкек, Кыргызская Республика

IX International Symposium

PROBLEMS OF GEODYNAMICS AND GEOECOLOGY OF INTRACONTINENTAL OROGENS

ABSTRACTS

April, 24-26, 2024
Bishkek city, Kyrgyz Republic

Электронное издание
Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке
2024